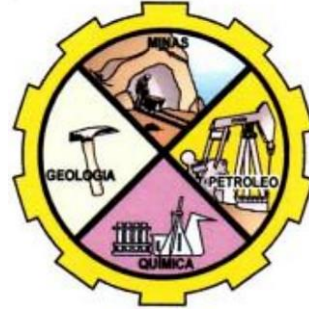


UNIVERSIDAD NACIONAL DE PIURA

Facultad de Ingeniería de Minas

Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



TESIS

**“MAGMATISMO Y LITOGEOQUÍMICA DE LOS GRANTOIDES DE
LA SÚPER UNIDAD COASA, SURESTE DEL PERÚ”**

Presentada por:

Br. Ayrton Suárez Arana

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEÓLOGO**

Línea de investigación:

**Aprovechamiento y gestión sostenible del Ambiente y los Recursos
Naturales**

Piura, Perú

2021

UNIVERSIDAD NACIONAL DE PIURA
Facultad de Ingeniería de Minas
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

TESIS

“MAGMATISMO Y LITOGEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES DE LA SÚPER
UNIDAD COASA, SURESTE DEL PERÚ”



Br. Ayrton Suárez Arana

Tesista



Ing. Arturo Córdova Aguilar, MSc.

Asesor

Línea de investigación:

Aprovechamiento y gestión sostenible del Ambiente y los Recursos Naturales

DECLARACIÓN JURADA DE ORIGINALIDAD DE TESIS

Yo, Ayrton Suárez Arana, identificado con DNI N° 73438005, Bachiller egresado de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería de Minas, y domiciliado en Calle Las Magnolias #516 – Urb. Los Parques, Distrito de Chiclayo, Provincia de Chiclayo, Departamento de Lambayeque, con celular 979899576 y e-mail ayrtsa@gmail.com

DECLARO BAJO JURAMENTO: Que la tesis que presento es original e inédita, no siendo copia parcial ni total de una tesis desarrollada y/o realizada en el Perú o en el Extranjero, en caso contrario de resultar falsa la información que proporciono, me sujeto a los alcances de lo establecido en el Art. N°411 del código Penal concordante con el Art. 32° de la Ley N° 27444, y Ley del Procedimiento Administrativo General y las Normas Legales de Protección a los Derechos de Autor.

En fe de lo cual firmo la presente.

Piura, 28 de Noviembre del 2020



DNI N° 73438005

UNIVERSIDAD NACIONAL DE PIURA
Facultad de Ingeniería de Minas
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

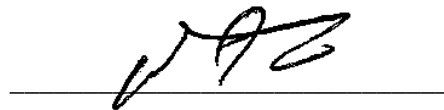
TESIS

“MAGMATISMO Y LITOGEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES DE LA SÚPER
UNIDAD COASA, SURESTE DEL PERÚ”



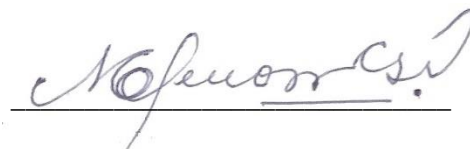
DR. ING. RENATO UMERES CÁCERES

PRESIDENTE DEL JURADO DE TESIS



DR. ING. WALTER UMERES RIVEROS

SECRETARIO DEL JURADO DE TESIS



ING. MIGUEL MENA MAZA

VOCAL DEL JURADO DE TESIS

Línea de investigación:

Aprovechamiento y gestión sostenible del Ambiente y los Recursos Naturales



UNIVERSIDAD NACIONAL DE PIURA
FACULTAD DE INGENIERIA DE MINAS
DECANATO

“AÑO DEL BICENTENARIO DEL PERÚ: 200 AÑOS DE INDEPENDENCIA”

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS

Los Miembros del Jurado Calificador nombrados mediante Resolución N° 058-CF-2021, de fecha once de enero de dos mil veintiuno, que suscriben, reunidos el día lunes veintidós de febrero de dos mil veintiuno, a horas 12:00 m., en el Aula Virtual del CIT-UNP, para la sustentación de la Tesis titulada “**MAGMATISMO Y LITOGEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES DE LA SUPER UNIDAD COASA SURESTE DEL PERÚ**”, conducida por el señor Bachiller en Ingeniería Geológica **SUÁREZ ARANA AYRTON**, la misma que cuenta con el asesoramiento del Ing° **Arturo Córdova Aguilar M.Sc.** Efectuadas las observaciones y dadas las respuestas, lo declaran:

DESAPROBADO	A P R O B A D O			
	Bueno	Muy Bueno	Sobresaliente	Excelente
	-----	-----	-----X-----	-----

En consecuencia, queda en condición de ser calificado **APTO** y solicitar al Consejo Universitario de la Universidad Nacional de Piura, le otorgue el **TITULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO**, de conformidad con lo estipulado en las normas legales vigentes de la Universidad Nacional de Piura.

Facultad de Ingeniería de Minas
Dpto. Académico de Ingeniería Geológica

Dr. Ing. Renato Umeres Cáceres

DR. ING° RENATO UMERES CÁCERES
Presidente del jurado calificador

Piura, 22 de febrero de 2021.

DR. ING° WALTER UMERES RIVEROS
Secretario del jurado calificador

ING° MIGUEL MENA MAZA
Vocal del Jurado Calificador.

« Nuestras virtudes y nuestros defectos son inseparables, como la fuerza y la materia. Cuando se separan, el hombre deja de existir »

Nikola Tesla

« Prestando atención a los locos es como se hacen los grandes descubrimientos »

Julio Verne

A Dios Todopoderoso

por darme la vida

A mis abuelos Régulo y Elvia, y Manuel y Blanca

por su ejemplo de vida que me motiva a ser una mejor persona

A mis padres Walter y Marisol

por su amor y apoyo incondicional

A mis hermanas Allison y Ayllin

por su cariño y compañía

A toda la familia y amigos

que están siempre a mi lado

Agradecimientos

Al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, organismo rector de la geología peruana y principal promotor de la investigación geocientífica en el país, en especial a la Dirección de Geología Regional, por permitirme desarrollarme en esta hermosa profesión y brindarme la información para realizar este proyecto de investigación.

A la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional de Piura, por formarme como profesional y permitirme usar los laboratorios para realizar algunos estudios necesarios para el presente trabajo.

Al MSc. Arturo Córdova, docente de la Escuela de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional de Piura, por su asesoramiento y orientaciones para la realización de la presente tesis.

Al Ing. Dante Soberón, geólogo del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, por el tiempo dedicado, conocimientos compartidos, críticas y constante apoyo para el desarrollo de esta tesis, además de incentivar siempre a la investigación geocientífica.

A los ingenieros Iván Santos, Baclimer Quispe, Andrés Iparraguirre y Keller Guerra por sus recomendaciones, sugerencias y comentarios constructivos para el mejoramiento de esta tesis.

A Jhonathan Huamaní, Alex Jiménez, Johanson Cruz y compañeros del INGEMMET por su amistad y apoyo para la realización de la tesis.

A Lesdy Correa, Jesús Nuñez, Juan Talledo, Diana Ramírez y amigos de la universidad por su compañía y ayuda en algunos aspectos de esta tesis.

ÍNDICE

RESUMEN	10
ABSTRACT.....	10
INTRODUCCIÓN	11
I. ASPECTOS DE LA PROBLEMÁTICA	12
1.1. DESCRIPCIÓN DE LA REALIDAD PROBLEMÁTICA.....	12
1.2. JUSTIFICACIÓN E IMPORTANCIA DE LA INVESTIGACIÓN	12
1.3. OBJETIVOS	12
1.3.1. Objetivo general	12
1.3.2. Objetivos específicos	12
1.4. DELIMITACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN	13
II. MARCO TEÓRICO	13
2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN	13
2.2. BASES TEÓRICAS	14
2.2.1. Litogeoquímica y Magmatismo	14
2.2.1.1. Composición química de las rocas	15
2.2.1.2. Procesos magmáticos.....	15
2.2.1.3. Ambientes magmáticos.....	17
2.2.1.4. Diagramas para la clasificación de rocas ígneas	18
2.2.1.5. Suite magmática	21
2.2.2. Petrografía de rocas ígneas	21
2.2.2.1. Composición mineralógica de las rocas ígneas	21
2.2.2.2. Propiedades petrográficas de los minerales	22
2.2.2.3. Texturas especiales	23
2.2.3. Tectónica regional	25
2.2.3.1. Tipos de deformación en la corteza terrestre	25
2.2.3.2. Estilos estructurales	25
2.2.3.3. Emplazamiento de cuerpos intrusivos.....	26
2.2.4. Geología de cuerpos ígneos	28
2.2.5. Depósitos y yacimientos de Uranio	31
2.3. GLOSARIO DE TÉRMINOS BÁSICOS	32
2.4. HIPÓTESIS.....	32
2.4.1. Hipótesis General	32
III. MARCO METODOLÓGICO	32
3.1. ENFOQUE Y DISEÑO	32
3.2. SUJETOS DE LA INVESTIGACIÓN	32
3.3. MÉTODOS Y PROCEDIMIENTOS	33
3.3.1. Precampo.....	33
3.3.2. Campo	33
3.3.3. Laboratorio	35
3.3.4. Gabinete	35
3.4. TÉCNICAS E INSTRUMENTOS	36
3.4.1. Técnicas de recolección de datos.....	36
3.4.2. Técnicas de muestreo	36

3.4.3. Técnicas de análisis petrográfico	36
3.4.4. Técnicas de interpretación geoquímica.....	36
3.4.5. Instrumentos de recolección de datos	39
3.5. ASPECTOS ÉTICOS	39
3.6. GENERALIDADES.....	39
3.6.1. Ubicación	39
3.6.2. Accesibilidad.....	40
3.6.3. Clima y vegetación	40
3.6.4. Hidrografía	41
3.7. GEOMORFOLOGÍA	41
3.7.1. Unidad de montañas	41
3.7.1.1. Montañas en roca intrusiva	41
3.7.1.2. Montañas en roca sedimentaria.....	41
3.7.1.3. Montañas en roca volcano-sedimentaria.....	41
3.7.1.4. Montañas en roca metamórfica	41
3.7.2. Unidad de colinas	41
3.7.2.1. Colinas en roca sedimentaria	41
3.7.3. Unidad de valles	42
3.7.3.1. Valles glaciares.....	42
3.7.3.2. Valles glaciares con laguna	42
3.7.4. Unidad de piedemonte	42
3.7.4.1. Morrenas	42
3.7.4.2. Vertientes glacio-fluviales	43
3.8. ESTRATIGRAFÍA.....	44
3.8.1. Grupo San José.....	44
3.8.2. Formación Sandía.....	44
3.8.3. Formación Ananea	45
3.8.4. Grupo Ambo.....	46
3.8.5. Grupo Tarma	46
3.8.6. Grupo Copacabana	47
3.8.7. Grupo Mítu.....	47
3.8.8. Depósitos cuaternarios.....	48
3.9. ROCAS ÍGNEAS	50
3.9.1. Unidad Aricoma	50
3.9.2. Unidad Limbani.....	50
3.9.3. Súper Unidad Coasa	51
3.10. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	56
3.10.1. Dominio estructural	56
3.10.2. Fallas regionales	56
3.10.2.1. Sistemas de fallas longitudinales	56
3.10.2.2. Sistemas de fallas transversales	57
3.10.3. Evolución tectónica	57
3.10.4. Modo de emplazamiento del cuerpo intrusivo de Coasa.....	59
3.10.5. Zona Zongo-San Gabán (ZSGZ)	61
3.11. GEOCRONOLOGÍA	62
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	63
4.1. PETROGRAFÍA	63

4.1.1. Descripción de resultados	64
4.1.2. Análisis de resultados	88
4.1.3. Interpretación y discusión de resultados	89
4.2. LITOGEOQUÍMICA	92
4.2.1. Diagramas de elementos mayores.....	93
4.2.2. Diagramas de elementos traza	99
4.2.3. Diagramas de concentración de elementos traza	103
4.2.4. Diagramas de concentración de tierras raras.....	105
4.2.5. Diagramas relacionados a implicancias metalogenéticas.....	107
4.2.6. Resumen de resultados y discusión	111
4.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE LAS CONCENTRACIONES DE URANIO	111
4.3.1. Análisis estadístico de muestras de roca total	111
4.3.2. Discusión.....	113
4.4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL SUPERFICIAL	114
4.4.1. Análisis de lineamientos estructurales	114
4.4.2. Análisis estructural local en el área de Esquena	117
4.5. HISTORIA GEOLÓGICA POSIBLE	120
CONCLUSIONES	122
RECOMENDACIONES	122
V. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	123
VI. ANEXOS	128
6.1. MATRIZ DE OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES.....	128
6.2. MATRIZ DE CONSISTENCIA.....	129
6.3. DATA PETROGRÁFICA DE MINERALES ESENCIALES RECALCULADOS AL 100% ..	131
6.4. DATA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES	132
6.5. DATA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES RECALCULADOS AL 100%	133
6.6. DATA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA.....	134
6.7. DATA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA NORMALIZADOS AL MANTO PRIMITIVO	136
6.8. DATA GEOQUÍMICA DE TIERRAS RARAS NORMALIZADAS AL CONDRITO.....	137

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación de la Súper Unidad Coasa respecto a los cuadrángulos cartografiados en los trabajos de Carta Geológica Nacional a escala 1:50 000.

Figura 2.1 Procesos de magmagénesis (autoría de Griem, 1995; tomado de <https://www.geovirtual2.cl/>)

Figura 2.2 Procesos que ocurren en una cámara magmática (autoría de Griem, 2018; tomado de <https://www.geovirtual2.cl/>)

Figura 2.3 Ilustración modificada de Stern (2002), mostrando magmatismo de arco continental y de trasarco (tomado de Santos, 2011 en Soberón, 2015).

Figura 2.4 Diagrama de clasificación geoquímica TAS (Álcalis total vs SiO₂) de Le Maitre et al. (1989) y subdivisiones de Rickwood (1989).

Figura 2.5 Diagrama de clasificación multicatónica R1/R2 de De La Roche et al. (1980).

Figura 2.6 Diagrama Ta vs Yb de Pearce et al. (1984). (tomado de Pitcher, 1997)

Figura 2.7 Ejemplo de diagrama multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Figura 2.8 Diagrama de tierras raras normalizado al condrito de Taylor y McLennan (1985).

Figura 2.9 Composición mineralógica aproximada de algunos tipos de rocas ígneas según Larsen (1942). (tomado de Huang, 1962)

Figura 2.10 (a) textura porfídica, (b) textura rapakivi (tomado de petroigne.wordpress.com).

Figura 2.11 (a) textura pertítica, (b) textura hipersolvus (de petroigne.wordpress.com).

Figura 2.12 (a) textura mirmequítica, (b) textura gráfica (de petroigne.wordpress.com).

Figura 2.13 Dúplex extensional y compresional desarrollado por una falla Strike-slip (tomado de Fossen, 2010).

Figura 2.14 Ilustraciones esquemáticas de (a) diapiro, (b) plutón globular multi-pulso, (c) núcleo móvil de upwelling (surgencia ascendente), (d) plutones “fault-blister”, (e) plutones que llenan cavidades en zonas de cizalla. (traducido y modificado de Pitcher, 1997)

Figura 2.15 Ejemplos de variación composicional en el interior de un Plutón. a) Loch Don (Escocia), b) Bald Rock (Estados Unidos). (redibujado de Paterson y Vernon, 1995, en Llambías, 2001)

Figura 2.16 Súper Unidades y Unidades del segmento Lima del Batolito de la Costa, según Pitcher et al. (1985). (tomado de insugeo.org.ar)

Figura 3.1 Puntos de muestreo con fines de estudios petrográficos en la Súper Unidad Coasa.

Figura 3.2 Puntos de muestreo con fines de estudios geoquímicos en la Súper Unidad Coasa.

Figura 3.3 Mapa de ubicación de la zona de estudio.

Figura 3.4 Mapa geomorfológico del área de estudio.

Figura 3.5 Columna estratigráfica generalizada del área de estudio.

Figura 3.6 Contacto entre la Súper Unidad Coasa y la Formación Sandia en la localidad de Tomatomani, en el camino de Esquena hacia el centro poblado de Saco. (Fotografía: Ing. Iván Santos)

Figura 3.7 Mapa geológico regional del área de estudio. La Súper Unidad Coasa se localiza en la parte central.

Figura 3.8 Secciones geológicas realizadas en el área de estudio: A-A' sobre el cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa y B-B' sobre un cuerpo secundario al SE atribuido hasta el momento a la unidad.

Figura 3.9 Mapa de dominios estructurales en el sureste del Perú.

Figura 3.10 Modelo conceptual simplificado de la evolución geodinámica de los Andes Centrales. Campos de esfuerzo regional general: 1, Transcurrente; 2, Extensional; 3, Compresional. (Tomado de Jaillard et al., 2000)

Figura 3.11 Ubicación de la Zona Zongo-San Gabán en relación con otras características geológicas terciarias de los Andes centrales (tomado de Farrar et al., 1988).

Figura 3.12 Mapa geocronométrico, mostrando las dataciones realizadas por diversos estudios hasta el momento en el área.

Figura 4.1 Fotomicrografía de la muestra GR39A-15-78.

Figura 4.2 Fotomicrografía de la muestra GR39A-15-80.

Figura 4.3 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-34.

Figura 4.4 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-39.

Figura 4.5 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-40.

Figura 4.6 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-45.

Figura 4.7 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-47.

Figura 4.8 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-50.

Figura 4.9 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-01.

Figura 4.10 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-12.

Figura 4.11 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-15.

Figura 4.12 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-39.

Figura 4.13 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-42.

Figura 4.14 Diagrama QAP (Streckeisen, 1974) con los datos de minerales esenciales ploteados.

Figura 4.15 Petrografía representativa y diagramas de barras con contenidos porcentuales relativos de cuarzo (azul), feldespato potásico (rojo) y plagioclasa (verde) para los sienogranitos-monzogranitos de la Súper Unidad Coasa y los monzogranitos-granodioritas del cuerpo intrusivo situado en las cercanías de Esquena, mostrando una diferencia en la composición modal relativa de feldespatos potásicos y plagioclasas.

Figura 4.16 Diagrama de clasificación multicatiónica R1/R2 de De La Roche et al. (1980).

Figura 4.17 Diagrama de clasificación geoquímica TAS (SiO_2 vs Alcalis total) de Le Maitre et al. (1989) y subdivisiones de Rickwood (1989).

Figura 4.18 Diagrama de índice de saturación de alúmina de Shand (1943).

Figura 4.19 Diagrama de clasificación de granitos de Chappel y White (1974).

Figura 4.20 Diagrama de cristalización de feldespatos de Middlemost (1975).

Figura 4.21 Diagrama de enriquecimiento de potasio de Peccerillo y Taylor (1976).

Figura 4.22 Diagramas de Harker comparando los óxidos mayores con SiO_2 .

Figura 4.23 Diagramas de discriminación de ambiente tectónico de Pearce et al. (1984).

Figura 4.24 Diagrama de razones de elementos traza tomado de Mamani et al. (2010).

Figura 4.25 Diagrama de espesor cortical Sm/Yb vs Sr/Y tomado de Soberón (2015), basado en Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2010).

Figura 4.26 Diagrama de elementos compatibles e incompatibles vs SiO_2 tomado de Soberón (2015).

Figura 4.27 Diagrama multielemental "spider" del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), para las muestras correspondientes a la variedad Sienogranito de la Súper Unidad Coasa, comparado con los valores de la corteza continental de Wedepohl (1995).

Figura 4.28 Diagrama multielemental "spider" del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), para las muestras correspondientes a la variedad Monzogranito de la Súper Unidad Coasa, comparado con los valores de la corteza continental de Wedepohl (1995).

Figura 4.29 Diagrama multielemental "spider" del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), para las muestras de la Súper Unidad Coasa, comparado con los valores de la corteza continental de Wedepohl (1995).

Figura 4.30 Diagrama de tierras raras normalizado a los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) para las muestras correspondientes a la variedad Sienogranito de la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.31 Diagrama de tierras raras normalizado a los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) para las muestras correspondientes a la variedad Monzogranito de la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.32 Diagrama de tierras raras normalizado a los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) para las muestras de la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.33 Diagrama de Ce/Y vs Ce tomado de Choquehuanca (2014).

Figura 4.34 Diagrama de Eu/Eu^* vs SiO_2 tomado de Soberón (2015).

Figura 4.35 Diagrama de Eu/Eu^* vs $Al/(Ca+Na+K)$ tomado de Quispe y Rivera (2013).

Figura 4.36 Diagrama de estado de oxidación y contenido de agua de FeO total vs Eu/Eu^* tomado de Quispe y Rivera (2013).

Figura 4.37 Diagrama de Sr/Y vs Eu/Eu^* tomado de Soberón (2015).

Figura 4.38 Mapa de concentración de uranio en las muestras de roca total, mostrando los mayores valores al sureste del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.39 Diagrama de análisis de componentes principales (PCA) con los datos geoquímicos de roca total de la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.40 Diagrama de análisis de componentes principales (PCA) con los datos geoquímicos de stream sediments en el área circundante a la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.41 Mapa de distribución de las concentraciones de itrio en las muestras de sedimento de quebrada en el área y zonas propuestas para prospección uranífera.

Figura 4.42 Lineamientos estructurales trazados en el área de estudio. Se observa una imagen satelital de la plataforma Bing superpuesta a tres mapas de sombras generados a partir de un DEM SRTM Plus v3.

Figura 4.43 Área de estudio dividida en 3 zonas (A1, A2, A3) con fines de un mejor análisis.

Figura 4.44 Diagramas de rosetas: (A) Área 1, (B) Área 2, (C) Área 3, (D) Área total.

Figura 4.45 A) Plano de falla normal dextral en el extremo sureste del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa, B) Ploteo de la falla en una red de Schmidt por el método de diedros rectos, usando el software Faultkin de Allmendinger; se obtiene un esfuerzo principal NE-SO, C) Clivaje de crenulación sobre pizarras de la Formación Ananea, cerca de una zona de falla inversa en el sector de Tahuana, D) Muestra de una veta polimetálica emplazada en las diaclasas subverticales N-S del cuerpo menor emplazado en las cercanías de Esquena.

Figura 4.46 A) Acercamiento a la zona de controversia: 1) Falla normal con componente dextral, 2) Falla inversa, con presencia de clivaje de crenulación, 3) Falla de rumbo dextral interpretada. B) Relación con el modelo de cizalla de Riedel (1929).

Figura 4.47 Hipótesis basada en el modelo de Laubacher (1978). 1) Cuerpos intrusivos retrodeformados antes del cizallamiento dextral. 2) Distribución actual de las unidades.

Figura 4.48 Diagrama esquemático de edad versus temperatura de cierre estimada para los distintos termocronómetros usados por varios estudios geocronológicos en la Súper Unidad Coasa.

Figura 4.49 Diagrama referencial simplificado sobre el posible origen, evolución magmática y exhumación de la Súper Unidad Coasa: 1) Adelgazamiento cortical por extensión, 2) Anatexis de material sedimentario por un foco de calor mantélico, 3) Exhumación progresiva de cuerpos intrusivos por levantamiento y erosión de la Cordillera Oriental durante la orogenia andina.

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 3.1 Revisión de fotografías aéreas e interpretación de lineamientos, contactos geológicos y datos de rumbo y buzamiento de estratificaciones, diaclasas, etc.

Fotografía 3.2 Revisando el afloramiento para realizar un muestreo de roca.

Fotografía 3.3 Estudio de las secciones delgadas de roca en microscopio petrográfico.

Fotografía 3.4 Toma de datos de rumbo y buzamiento con brújula tipo Brunton en la zona de estudio.

Fotografía 3.5 Tomando datos estructurales en un plano de falla de tipo normal dextral de dirección N 200° que afecta la Súper Unidad Coasa, al SE de la zona de estudio.

Fotografía 3.6 En primer plano: montañas de composición intrusiva; al fondo: a la derecha, montañas de roca metamórfica y al centro, valle de origen glacial con una laguna. Sector sureste de la zona de estudio.

Fotografía 3.7 Morrenas y vertientes glacio-fluviales cerca de la localidad Esquena, Coasa.

Fotografía 3.8 Ondulitas de corriente preservadas en los estratos de la Formación Sandia.

Fotografía 3.9 Depósitos fluvioglaciares entre dos grandes depósitos de morrenas.

Fotografía 3.10 Afloramiento de la Súper Unidad Coasa en el extremo sureste del área de estudio. Se aprecia un marcado diaclasamiento pseudovertical de dirección aproximada N-S.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Puntos que definen las coordenadas del área de estudio.

Tabla 3.2 Principales rutas de acceso a la zona de estudio.

Tabla 4.1 Tabla de muestras consideradas para el estudio.

Tabla 4.2 Tabla de contenido modal de minerales principales de las muestras estudiadas.

Tabla 4.3 Tabla de muestras con análisis geoquímico consideradas para el presente estudio.

Tabla 4.4 Anomalías de uranio en la Súper Unidad Coasa.

RESUMEN

La Súper Unidad Coasa es un cuerpo ígneo intrusivo que se encuentra localizado fisiográficamente en la Cordillera Oriental del sureste del Perú. Los trabajos de cartografiado geológico a escala 1:50 000 llevados a cabo por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico en el último quinquenio han permitido ampliar la base de datos de información geológica de esta unidad. Mediante la caracterización, análisis e interpretación de la petrografía y litogeoquímica disponible es posible obtener una aproximación al origen, evolución y emplazamiento del cuerpo magmático. Los resultados del estudio de la geología estructural y la geocronología del área también son un soporte en la búsqueda de este objetivo.

Así, el conjunto de datos geológicos permite deducir que la Súper Unidad Coasa tuvo su origen en un magmatismo intraplaca, durante un contexto tectónico distensivo de rift continental que provocó un progresivo adelgazamiento cortical. Además, evidencia tener características de un granito tipo S por la asimilación de material sedimentario en la corteza continental superior. Las texturas petrográficas descritas muestran una cristalización a gran profundidad y desmezcla por pérdida de temperatura o despresurización brusca. La geología estructural al sureste del área de estudio sugiere que el cuerpo intrusivo fue afectado posteriormente por un cizallamiento dextral. Las mayores concentraciones de uranio se encuentran relacionadas a la facie sienogranito de la Súper Unidad Coasa y sus anomalías están limitadas al sureste.

Palabras clave: Coasa, magmatismo, litogeoquímica, petrografía.

ABSTRACT

The Coasa Super Unit is an intrusive igneous body that is physiographically located in the Eastern Cordillera of southeastern Peru. The geological mapping at 1:50 000 scale carried out by the Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, the geological survey of Peru, in the last five years has enabled the geological information database of this unit to be expanded. By characterizing, analyzing and interpreting the available petrography and lithogeochemistry, it is possible to obtain an approximation to the origin, evolution and location of the magmatic body. The results of the study of structural geology and geochronology of the area are also a support for this achievement.

Therefore, the geological data set allows us to deduce that the Coasa Super Unit had its origin in intraplate magmatism, during an extensive tectonic context of continental rift that caused progressive cortical thinning. Furthermore, the evidence has the characteristics of a S-type granite due to the assimilation of sedimentary material in the upper continental crust. The petrographic textures described show a deep crystallization and dis-mixing due to temperature loss or sudden depressurization. The structural geology in the southeast of the study area suggests that the intrusive body was affected by dextral shear faulting later. The major concentrations of uranium are related to the syenogranite facies of the Coasa Super Unit and its anomalies are limited to the southeast.

Keywords: Coasa, magmatism, lithogeochemistry, petrography.

INTRODUCCIÓN

El área de estudio se encuentra comprendida fisiográficamente en la Cordillera Oriental, en el Sureste del Perú; el cual es conocido por su riqueza en recursos minerales, predominantemente en depósitos de oro orogénico. Está constituida por potentes unidades litoestratigráficas paleozoicas, las cuales están replegadas, consecuencia de un intenso tectonismo, y además intruidas por grandes cuerpos plutónicos producto de un evento magmático permo-triásico en el sector de estudio.

El Batolito de la Cordillera Oriental ha sido materia de diversos estudios tanto de INGEMMET como de instituciones extranjeras, de donde se han obtenido datos de dataciones, geoquímica y petrografía, realizándose varios análisis sobre su emplazamiento y origen magmático. En los últimos cinco años, los estudios de Carta Geológica Nacional a escala 1:50,000 del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico en la zona circundante al Batolito de la Cordillera Oriental, han revelado nuevos datos de las unidades que lo conforman, lo que incrementa aún más el universo de datos para una mejor comprensión de la génesis y evolución del batolito.

En el presente trabajo se analizarán los trazadores litogeoquímicos, secciones delgadas de roca y estructuras geológicas que nos permitan aumentar el conocimiento de esta unidad, intentando entender el papel que jugaron en el emplazamiento de la Súper Unidad Coasa, apoyados bajo el concepto de “suite magmática” y las metodologías de mapeo y estudio empleadas por los geólogos británicos John Cobbing y Wallace S. Pitcher en el Batolito de la Costa en 1979, considerado uno de los mejores trabajos de investigación en magmatismo en el Perú.

I. ASPECTOS DE LA PROBLEMÁTICA

1.1. DESCRIPCIÓN DE LA REALIDAD PROBLEMÁTICA

La geología de la Cordillera Oriental en el sur del Perú ha sido estudiada desde los años 70, caracterizándose un batolito cuyo origen se aproxima a eventos magmáticos permo-triásicos, y que se ha emplazado en rocas antiguas de Paleozoico. Esta región es además de particular interés por ser explotada en recursos minerales metálicos, en especial depósitos de oro orogénico, y por tener alto potencial para la extracción de elementos estratégicos.

La Súper Unidad Coasa es un cuerpo intrusivo que constituye parte de este Batolito de la Cordillera Oriental, y ha sido considerado dentro de estudios regionales en la Carta Geológica Nacional a escala 1:100,000 en los años 1996 y 1997, y de estudios geocronológicos internacionales, que nos han permitido conocer algunos aspectos de la petrogénesis, los mecanismos de intrusión y la variabilidad litológica de la unidad, y si existe una relación con los depósitos minerales de la zona. Sin embargo, en el último tiempo han aparecido nuevas metodologías de trabajo y se han tomado nuevos datos que han aumentado el universo de información, y que requieren de un estudio completo para su entendimiento. El estudio de cuerpos ígneos intrusivos en el Perú era incipiente hasta los años 70, cuando el geólogo británico Wallace Spencer Pitcher realizó bajo sus propias metodologías y conceptos el mapeo y estudio de la geología de los granitoides en el Batolito de la Costa peruano. Hoy en día en el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), siguiendo esa metodología, es una de las prioridades el concepto de “suites magmáticas” para el estudio y cartografiado de otras unidades magmáticas, como el Batolito de la Cordillera Oriental, de la que es parte la Súper Unidad Coasa.

1.2. JUSTIFICACIÓN E IMPORTANCIA DE LA INVESTIGACIÓN

La importancia de este estudio radica en la obtención de nueva información que permita complementar los trabajos de cartografiado geológico a escala 1:50,000 en el área, realizada en los últimos 5 años, a fin de enriquecer la data geológica para un mejor entendimiento de la evolución geológica de este sector de la Cordillera Oriental.

Es una de las propuestas de este trabajo, basado en nuevas metodologías y conceptos en magmatismo, obtener un modelo local de origen, evolución y emplazamiento del cuerpo intrusivo, estando esto relacionado al análisis petrográfico y geoquímico completo, además del estudio del control estructural y estratigráfico.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

Definir las características litogeoquímicas, petrográficas y estructurales de la Súper Unidad Coasa a fin de contribuir a la comprensión de la evolución geológica de este sector de la Cordillera Oriental, además de precisar el escenario tectono-magmático de su emplazamiento.

1.3.2. Objetivos específicos

- Determinar la petrogénesis de la unidad mediante trazadores litogeoquímicos.
- Clasificar las variaciones litológicas en la Súper Unidad Coasa mediante estudios petrográficos, además de identificar texturas especiales.
- Precisar eventos tectónicos que permitan la comprensión de su emplazamiento.

1.4. DELIMITACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN

Los trabajos de campo para la toma de datos en la Súper Unidad Coasa, que se usan para la realización de la presente tesis, se ejecutaron en los cuadrángulos de Macusani, Limbani, Ayapata y Esquena, todos localizados en el departamento de Puno, como parte del proyecto Carta Geológica Nacional a escala 1:50 000. Posteriormente, los análisis geoquímicos, estudios petrográficos y trabajos de gabinete se realizaron en los laboratorios e instalaciones del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET). Estos estudios se llevaron a cabo durante el año 2019, complementada con información de trabajos realizados desde el 2015, bajo la supervisión de especialistas en los diversos temas geológicos a tratar, y todos los análisis son financiados como parte del trabajo en la institución mencionada.

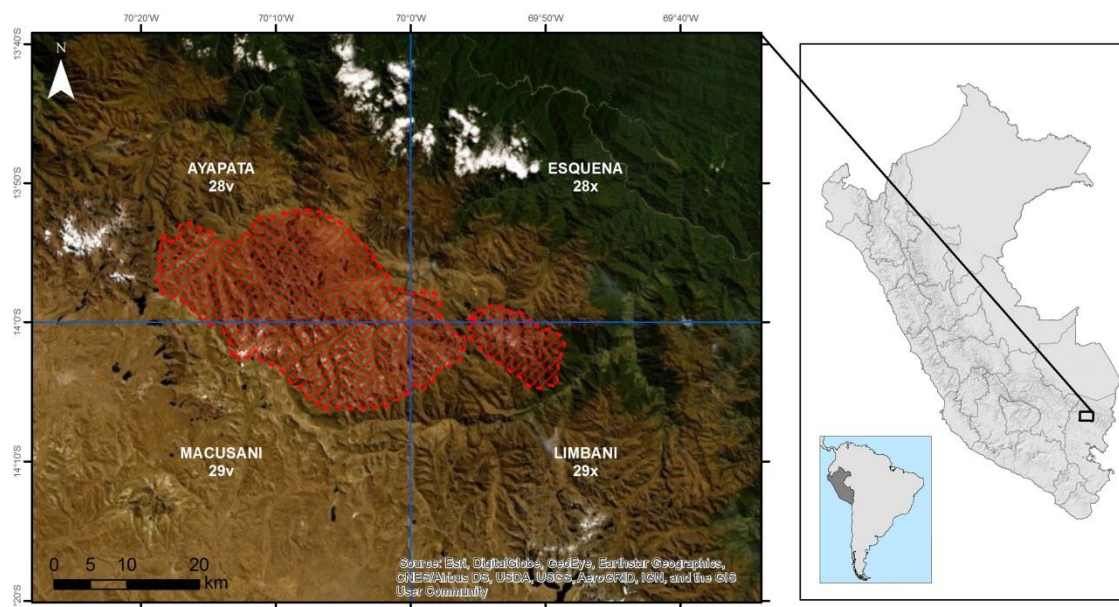


Figura 1.1 Ubicación de la Súper Unidad Coasa respecto a los cuadrángulos cartografiados en los trabajos de Carta Geológica Nacional a escala 1:50 000.

II. MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

- Audebaud *et al.* (1973) consideran un magmatismo andino en la Cordillera Oriental.
- Una datación en el cuerpo intrusivo hecha por Stewart *et al.* (1974) sobre una muestra de granito dio una edad de 207 millones de años por el método K/Ar.
- Laubacher (1977) reconoce un evento magmático permo-triásico en la Cordillera Oriental basado en geoquímica y dataciones radiométricas, donde describe al “Batolito de Coasa”.
- Lancelot *et al.* (1978) sugieren que el Batolito de Aricoma y Limbani pertenecen al mismo episodio magmático. Los autores obtuvieron una edad de 238 ± 11 Ma por el método U/Pb, ubicando a la intrusión de Coasa en el Pérmico Superior.
- Carlier *et al.* (1982) exponen los resultados de los estudios realizados hasta ese momento sobre la evolución magmática de la Cordillera Oriental.
- Estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de Kontak (1984), Kontak *et al.* (1984) y Kontak *et al.* (1985) permiten caracterizar la unidad, proponiendo que puede derivar de corteza y manto, relacionado a un evento tectónico distensional. Kontak y Clark

- (1985) determinan algunos criterios de exploración de mineralizaciones de estaño y wolframio en la región.
- g) Farrar *et al.* (1988) proponen la Zona tectonotermal Zongo-San Gabán basados en dataciones en transectos realizados a lo largo de la zona de estudio, el cual implica empuje y acortamiento del basamento como el manifiesto de la fase tectónica inca que produjo el plegamiento de la faja corrida y plegada del Marañón al norte de la deflexión de Abancay.
 - h) Clark *et al.* (1990) realizan dataciones por el método K-Ar sobre muscovita y biotita obteniendo edades de 212.7 ± 4.3 , 186.7 ± 3.8 y 193.4 ± 3.9 Ma. Además, reportan anomalías de uranio en el borde oriental del plutón.
 - i) Kontak *et al.* (1990) proponen la denominación Batolito de Carabaya para referirse a los plutones de Aricama, Coasa y Limbani. Ellos obtuvieron una edad de 174 ± 3 Ma por el método K-Ar sobre metasedimentarios en las proximidades del Plutón de Coasa.
 - j) Durante los años 1996 y 1997 se publican los mapas geológicos a escala 1:100,000 por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) de los cuadrángulos de Limbani (Monge y Zedano, 1996), Macusani (De la Cruz *et al.*, 1996), Ayapata (Chávez *et al.*, 1997) y Esquena (Monge *et al.*, 1997), áreas donde se sitúa la zona de estudio, describiendo la estratigrafía circundante, unidades de rocas intrusivas (entre ellas el “Plutón de Coasa”) y características petrográficas y geoquímicas de estas unidades que afloran en la Cordillera Oriental del Sureste del Perú.
 - k) La entonces Dirección de Geología Económica y Prospección Minera del INGEMMET (2003) realiza estudios geoquímicos de sedimentos de quebrada en el área circundante a la Súper Unidad Coasa con fines de prospección de recursos minerales.
 - l) Miskovic *et al.* (2009), dataron dos muestras de monzodioritas mediante el método U-Pb, obteniendo una edad de 207 ± 3 Ma y de 208 ± 4 Ma respectivamente. Miskovic y Schaltegger (2009) se refieren a la unidad en un contexto regional.
 - m) Valencia *et al.* (2010) concluyen en su estudio que los intrusivos permo-triásicos están relacionados al origen de los depósitos de cobre, molibdeno y wolframio en las rocas paleozoicas del área, asociadas a un rift.
 - n) Rivera *et al.* (2011) evalúan el potencial de las ocurrencias de uranio en el sureste del Perú, incluyendo los granitos de Coasa reportados como radiactivos.
 - o) Reitsma (2012) investiga el registro plutónico y su relación con el crecimiento de la corteza continental, demostrando con dataciones U-Pb que el magmatismo estuvo activo de forma intermitente en seis pulsos magmáticos con una duración de 20 millones de años aproximadamente, desde el Ordovícico hasta el Mioceno. Él obtiene una edad de 223.73 ± 0.09 Ma en una muestra de sienogranito al oeste de Coasa y una edad de 226.5 ± 4.2 Ma en una muestra de granodiorita al norte de Coasa.
 - p) Rodríguez *et al.* (inédito) realizan trabajos de cartografiado geológico del INGEMMET en el Batolito de la Cordillera Oriental en el año 2015 con el objetivo de entender la petrogénesis, las relaciones de contacto y los estilos estructurales que han afectado al batolito, aplicado en la exploración de yacimientos minerales como uranio y tierra raras.
 - q) Soberón *et al.* (2017) proponen la denominación de Súper Unidad Coasa para los cuerpos ígneos de composición monzogranito-sienogranito que afloran en la zona de estudio.

2.2. BASES TEÓRICAS

2.2.1. Litogeoquímica y Magmatismo

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. Para el presente estudio, la litogeoquímica o “química de las rocas”, nos permitirá determinar

cuantitativamente la composición de las muestras de roca, clasificarlas según su tipo y entender los procesos magmáticos que dieron su origen.

2.2.1.1. Composición química de las rocas

Elementos mayores

Son los componentes químicos de una roca cuya proporción en ella normalmente supera el 1%. Su concentración se expresa en tanto por ciento en peso (% wt) de los óxidos correspondientes, y su suma debe ser próxima a 100. Generalmente, los elementos mayores considerados son: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn y P, los cuales son usados principalmente en la clasificación de rocas y en la construcción de diagramas de variación. Estos elementos son usados a veces acompañados de los elementos traza, en la identificación del ambiente tectónico. La movilidad de los elementos mayores está controlada principalmente por tres factores: estabilidad y composición de los minerales de la roca inalterada, los minerales en el producto de alteración, y composición, temperatura y volumen de la fase líquida (Arcos, 2016).

Elementos traza

Son los elementos de la tabla periódica que podemos encontrar en concentraciones más o menos alta en una roca. Su concentración se expresa en partes por millón (ppm). Los elementos considerados como traza son: Rb, Ba, Pb, Sr, La-Lu, Th, U, Y, Zr, Hf, Ta, Cu, Co, Ni, Sc, V y Cr, los cuales no forman minerales en los que ellos son constituyentes principales. Cuando el manto terrestre es fundido, los elementos traza muestran una preferencia en cuanto a permanecer en la fase sólida (elementos compatibles) o en la fase líquida (elementos incompatibles). Esto se debe a que los elementos compatibles tienen radio iónico y valencia aproximadamente iguales a los elementos mayores y menores que les sustituyen en la estructura cristalina (Arcos, 2016).

Tierras raras

Denominada en los textos como REE (Rare Earth Elements), son un grupo de 17 elementos químicos, el cual está dividido en dos subgrupos: Tierras Raras Livianas o LREE (Light Rare Earth Elements) en los que se encuentran La, Ce, Pr, Nd, Pm y Sm; y Tierras Raras Pesadas o HREE (Heavy Rare Earth Elements) en los que se encuentran Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu e Y. Las tierras raras con incompatibles, es decir, tienden a concentrarse en la fase líquida que resulta de la fusión parcial del manto, permaneciendo durante la cristalización fraccionada del magma, y por ello su gran utilidad (Arcos, 2016).

2.2.1.2. Procesos magmáticos

Fusión parcial

Proceso por el cual se genera un líquido a partir de un sólido preexistente. La fusión parcial se produce entre el punto “solidus” que es la temperatura a la que empieza a fundirse la roca, y el punto “liquidus”, temperatura en la que la fusión es total. Las rocas raramente se funden más de un 50% debido a la capacidad de separación por gravedad de las fases sólida y líquida. Los factores que controlan la fusión parcial de las rocas son: composición inicial, contenido en agua, temperatura y presión.

Diferenciación por cristalización fraccionada

Es el proceso por el cual a partir del magma los cristales de silicatos se forman sucesivamente cuando la temperatura del magma llega a la temperatura de fusión típica para cada tipo de cristal mineral, por diferencias de solubilidad. Los primeros cristales formados pueden volver a fundirse, contribuyendo con sus iones, reaccionando y formando nuevos cristales. Esta serie de

reacciones sucesivas son ordenadas y se le denomina “serie de Bowen”, el cual está dividido en una serie continua (llamada serie de las plagioclasas) que no cambia de estructura pero sí en composición, y una serie discontinua que cambia tanto de estructura como de composición a medida que decrece la temperatura.

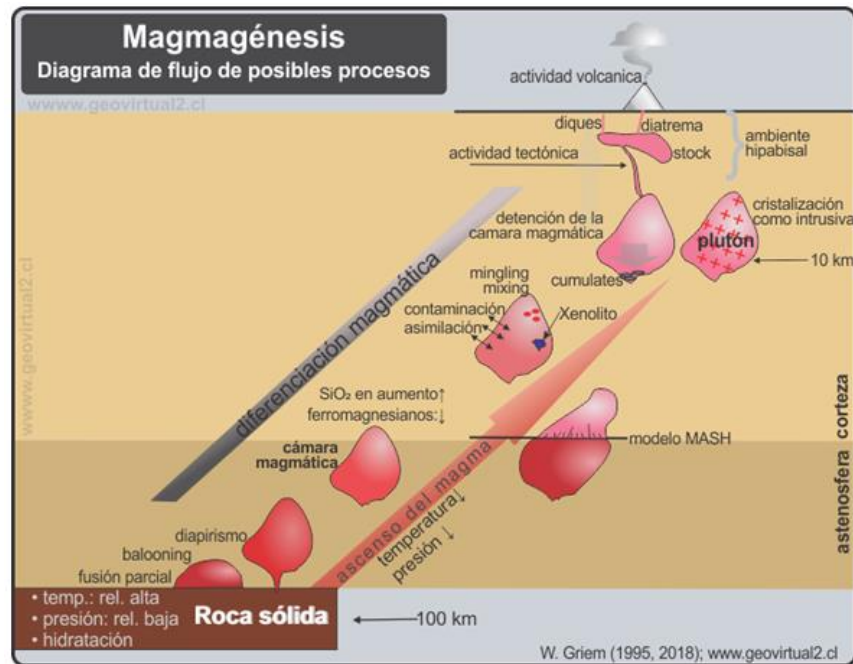


Figura 2.1 Procesos de magmagénesis (autoría de Griem, 1995; tomado de <https://www.geovirtual2.cl/>)

Mezcla de magmas

Tenemos dos procesos de mezcla de magma:

- Mixing: Típicamente da como resultado la formación de una composición homogénea o "híbrida" debido a la estrecha interacción de dos magmas de composiciones contrastantes (Johnson y Barnes, 2006).

- Mingling: Se refiere a la interacción de magmas que ha resultado en magmas físicamente distintos con composiciones heterogéneas (Johnson y Barnes, 2006).

Asimilación magmática

Es el proceso por el cual el magma incorpora fragmentos de la roca caja por la fundición de las paredes donde se encuentra emplazada la cámara magmática. Este proceso produce un intercambio iónico que hace que el magma vaya cambiando su composición (contaminación

cortical), y en ocasiones estos fragmentos de roca pueden conservarse en forma de xenolitos o enclaves.

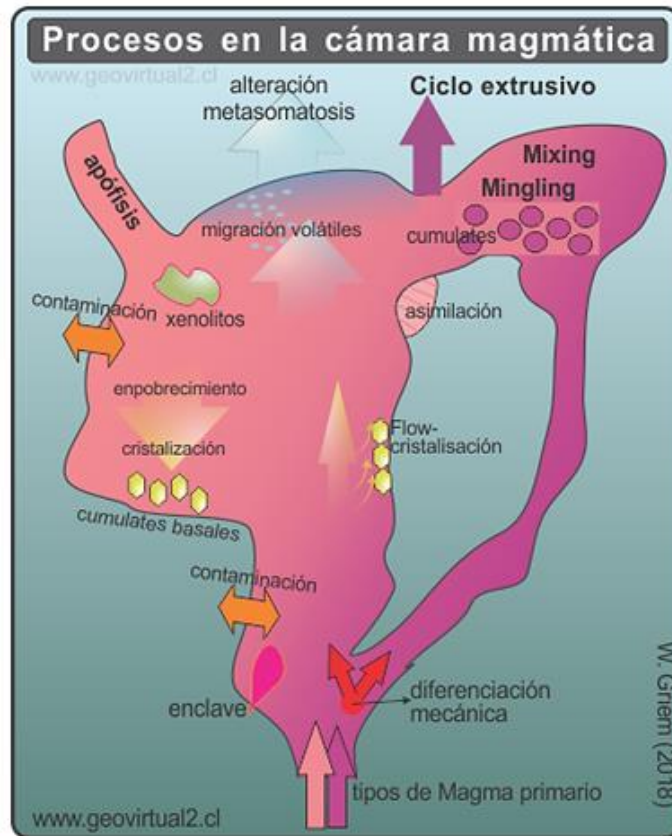


Figura 2.2 Procesos que ocurren en una cámara magmática (autoría de Griem, 2018; tomado de <https://www.geovirtual2.cl/>)

2.2.1.3. Ambientes magmáticos

Los ambientes de generación de magmas están relacionados a la tectónica global:

- Magmatismo en bordes de placa convergentes: Son los márgenes continentales activos, en las que hay subducción de placas y destrucción de litósfera. La fricción que se produce en la litósfera a lo largo de la zona de Benioff genera una gran cantidad de calor que puede dar lugar a la generación de magmas. Se pueden diferenciar Arcos de islas en la convergencia de placas oceánicas y Arcos continentales en la convergencia de una placa continental y una oceánica. Suelen aparecer junto a ellos una zona de Trasarco.
- Magmatismo en bordes de placa divergentes: Se produce en los márgenes de placa constructivos, zona de dorsales oceánicas, o también en las zonas de Rift. En estas zonas se produce ascenso de magma originados por la fusión parcial del manto subyacente. Las rocas formadas son del tipo MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalts).
- Magmatismo en bordes de placa transformantes: Las fallas transformantes pueden favorecer, aunque en escasas ocasiones, la extrusión de magma basáltico.

- Magmatismo en zonas de intraplaca: Se producen dentro del vasto dominio de las placas, en los llamados “hot spots” (puntos calientes). Las rocas formadas pueden ser del tipo OIB (Ocean Intraplate Basalts) en corteza oceánica y también se puede producir dentro de una placa continental en las zonas de rift.

Magmatismo de Arco continental

Los magmas generados en este tipo de ambiente tectónico ocurren a lo largo de zonas de subducción paralelo a los bordes continentales. Los magmas calco-alcalinos son típicos de estos arcos. Químicamente, las características más distintivas del margen continental volcánico respecto a los arcos insulares son las altas concentraciones de K, Sr, Rb, Ba, Zr, Th y U (Wilson, 2007).

Magmatismo de Trasarco

Trasarco es el área detrás de un arco volcánico, en una zona de subducción. En arcos insulares, suele formarse una cuenca profunda, mientras que en arcos continentales, forma parte de la corteza continental, emergida o como una cuenca poco profunda (Moores & Twiss, 1995). Generalmente, son rocas que se forman en un régimen tectónico extensional, por subducción en fuerte pendiente de una antigua, gruesa y densa litósfera.

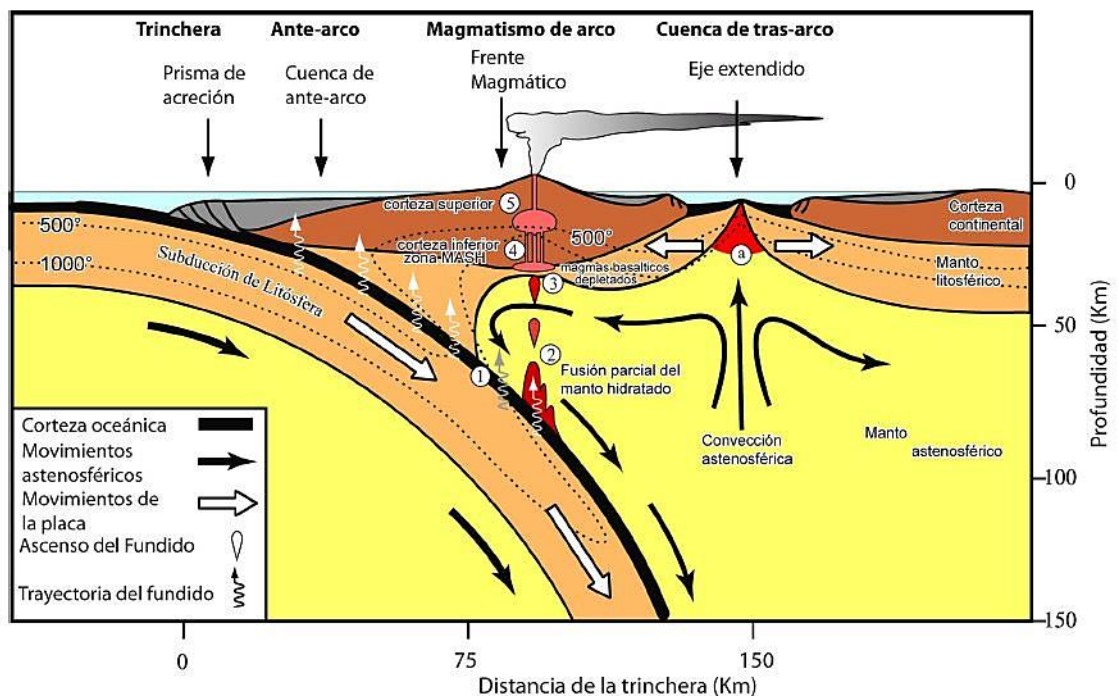


Figura 2.3 Ilustración modificada de Stern (2002), mostrando magmatismo de arco continental y de trasarco (tomado de Santos, 2011 en Soberón, 2015).

2.2.1.4. Diagramas para la clasificación de rocas ígneas

Para la clasificación de rocas ígneas, diversos autores han propuesto el uso de diagramas para representar de manera práctica la composición de las rocas, también para relacionarlas a su proceso de cristalización, su ambiente tectono-magmático de formación o incluso el espesor cortical que ha atravesado un magma. A continuación, se detallan algunos de ellos:

Clasificación de Le Maitre

Es un diagrama TAS (Total Álcalis vs Sílice) para la clasificación de rocas volcánicas, aunque es aplicable también a rocas plutónicas. Divide a las rocas en ultramáficas, máficas, intermedias y ácidas.

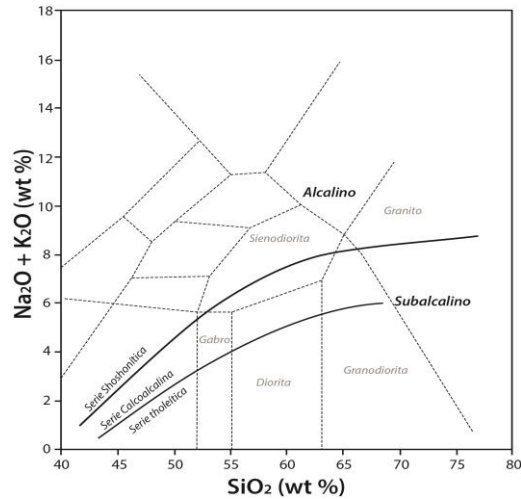


Figura 2.4 Diagrama de clasificación geoquímica TAS (Álcalis total vs SiO₂) de Le Maitre et al. (1989) y subdivisiones de Rickwood (1989).

Diagrama R1/R2

Es un diagrama de clasificación multicatiónica para determinar la clasificación de la roca.

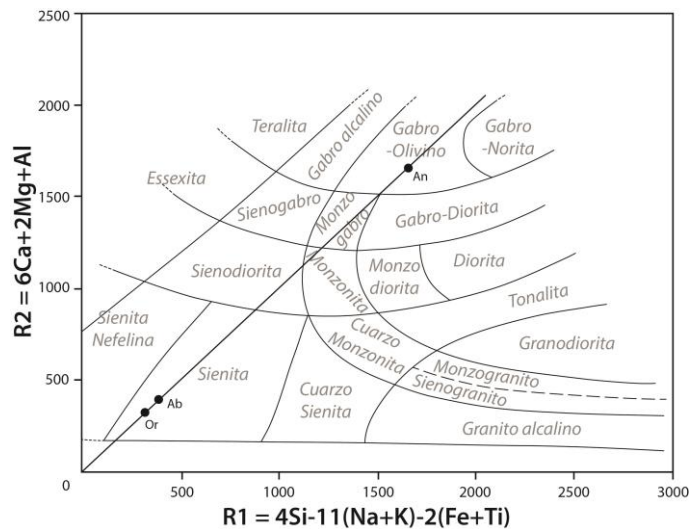


Figura 2.5 Diagrama de clasificación multicatiónica R1/R2 de De La Roche et al. (1980).

Diagramas de interpretación tectónica de Pearce et al.

Mediante un análisis de elementos traza se tiene una herramienta para la discriminación del entorno tectono-magmático.

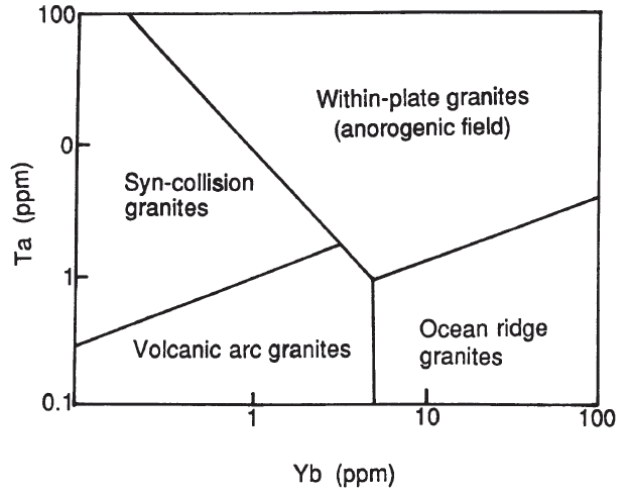


Figura 2.6 Diagrama Ta vs Yb de Pearce et al. (1984). (tomado de Pitcher, 1997)

Diagrama multielemental

Se les suele llamar “diagramas spider”. Representa el contenido de elementos traza. Algunos de estos elementos, de radio iónico grande y carga eléctrica alta, cumplen las veces de trazadores geoquímicos para determinar la contaminación cortical o identificar una zona de subducción.

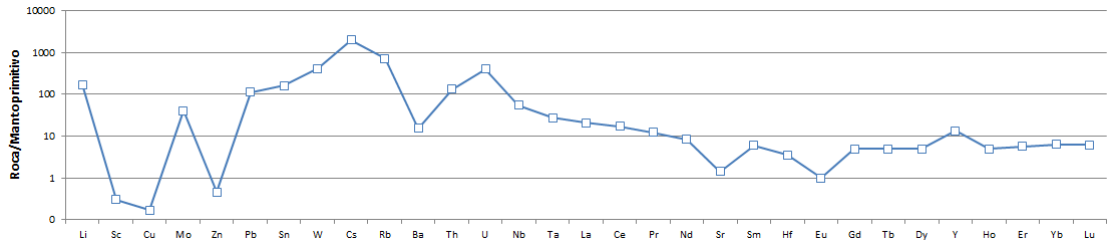


Figura 2.7 Ejemplo de diagrama multielemental del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

Diagrama de tierras raras

Representa el contenido en tierras raras pesadas y ligeras (LREE y HREE) de la muestra.

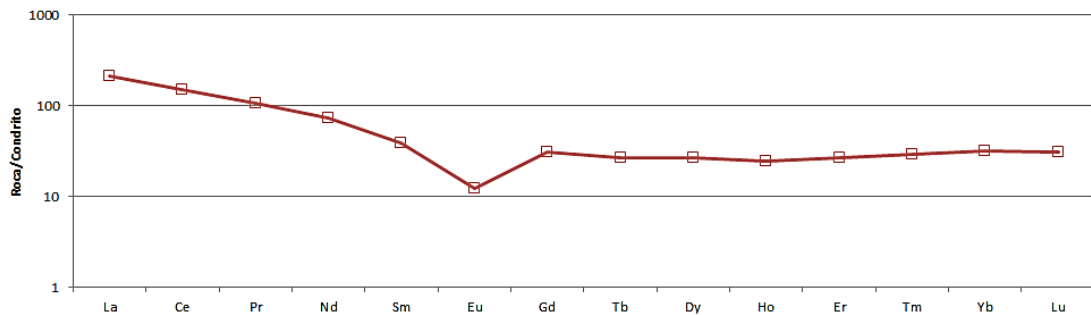


Figura 2.8 Diagrama de tierras raras normalizado al condrito de Taylor y McLennan (1985).

2.2.1.5. Suite magmática

Una suite es un conjunto de rocas aparentemente comagmáticas relacionadas en el espacio y en el tiempo (Bates y Jackson, 1980). Chappell *et al.* (1988) agregaron que las rocas que participan en una suite deben tener una coherencia química absoluta. En la actualidad se acepta que la composición química de los granitoides refleja la composición de la fuente (Arculus, 1987 y Pitcher, 1997) y cuando la fuente tiene una composición heterogénea pueden converger en forma conjunta distintos tipos de magmas, como pueden ser los metaluminosos y peralcalinos. Las rocas que conforman una “suite”, es decir tienen una similar composición química, petrografía y geocronología, pueden ser agrupadas en una unidad.

2.2.2. Petrografía de rocas ígneas

Una parte importante para determinar con mayor precisión la composición mineralógica de las rocas ígneas son los estudios petrográficos. La petrografía permite conocer las propiedades de las rocas para asignarle una clasificación.

2.2.2.1. Composición mineralógica de las rocas ígneas

Más del 90% de la corteza terrestre está conformada por silicatos y por ello se les conoce como “minerales formadores de rocas”. Aunque existen seis grupos principales de silicatos, nos centraremos en cuatro por ser estos los principales componentes de las rocas ígneas.

- Nesosilicatos: Son grupos separados de SiO_4 , en los cuáles los tetraedros están unidos por intermedio de cationes. Pertenecen a este grupo minerales como el grupo del olivino (forsterita y fayalita) y el zircón.
- Inosilicatos: Estructura de cadena sencilla Si_2O_6 . Está formado por el enlace de tetraedros compartiendo cada tetraedro un oxígeno con su vecino, en una cadena. Aquí pertenece el grupo de los anfíboles (augita, etc.) y de los piroxenos (clinopiroxenos y ortopiroxenos).
- Filosilicatos: Estructura de lámina Si_4O_{10} , que se origina cuando los tetraedros están unidos a sus vecinos por tres esquinas y se extienden sobre un plano como una red hexagonal. Esto es típico del grupo de las micas (biotita y muscovita) y la clorita.
- Tectosilicatos: Armazón tridimensional SiO_2 , en la que cada tetraedro está unido a su vecino por las cuatro esquinas mediante un átomo de oxígeno. Conforman el grupo de silicatos más grande y abundante, incluye al cuarzo, a los feldespatos potásicos (ortoclasa), las plagioclasas (albita y anortita), entre otros.

Mineral	Gra-nito	Sie-nita	Grano-diorita	Cuar-zo dio-rita	Dio-rita	Gabro	Dia-basa oliví-nica	Dia-basa	Du-nita
Cuarzo	25	—	21	20	2	—	—	—	—
Ortoclasa y microperita	40	72	15	6	3	—	—	—	—
Oligoclasa	26	12	—	—	—	—	—	—	—
Andesina	—	—	46	56	64	—	—	—	—
Labradorita	—	—	—	—	—	65	63	62	—
Biotita	5	3	3	4	5	1	—	1	—
Anfíbol	1	7	13	8	12	3	—	1	—
Ortopiroxeno	—	—	—	1	3	6	—	—	2
Clinopiroxeno	—	4	—	3	8	14	21	29	—
Olivino	—	—	—	—	—	7	12	3	95
Magnetita	2	2	1	2	2	2	2	2	3
Ilmenita	1	1	—	—	—	2	2	2	—
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	—	—	—	—
Esfena	tr	tr	1	tr	tr	—	—	—	—

Figura 2.9 Composición mineralógica aproximada de algunos tipos de rocas ígneas según Larsen (1942). (tomado de Huang, 1962)

2.2.2.2. Propiedades petrográficas de los minerales

Propiedades morfológicas

- Forma del cristal: Estos pueden ser euhedrales (caras cristalinas definidas), subhedrales (algunas caras cristalinas definidas) y anhedrales (caras cristalinas no desarrolladas).
- Sistema cristalino: isométrico, tetragonal, hexagonal, trigonal, ortorrómbico, monoclinico o triclinico.
- Hábito: Pueden presentarse con hábito tabular, prismático, acicular, columnar, escamoso, etc.
- Clivaje: Es la división preferencial de un mineral a lo largo de una o más direcciones, que se muestran como fisuras planas en orientaciones cristalográficas definidas. Se puede identificar un mineral por los ángulos específicos y el número de sets de clivaje.
- Fractura: Minerales con clivaje muy pobre, al ser expuestos a esfuerzos mecánicos, desarrollan fracturas irregulares.
- Maclas: Es el intercrecimiento de dos o más cristales individuales de un misma especie mineral. Generalmente, se les puede reconocer más fácilmente observando en nicols cruzados. Es común encontrar maclas polisintéticas en las plagioclasas.
- Inclusiones: Estas pueden haber sido incorporadas durante el crecimiento del cristal (inclusión primaria) o por la alteración posterior del mismo (inclusión secundaria).
- Alteración: Texturas de reemplazo generadas por fluidos acuosos.

Propiedades ópticas

- Color: Es el espectro de colores violeta, azul, verde, amarillo, naranja y rojo (400 a 800 nm), que es espectro de la luz que el ojo humano es capaz de ver. Se observa al microscopio en nicoles paralelos.
- Pleocroísmo: Es el característica de algunos minerales de absorber la radiación de la luz de distinta forma en función de la dirección en que ella viene.
- Isotropía: Sustancias que presentan un comportamiento óptico independiente de la dirección según se propaga la luz. El caso contrario se denomina “anisotropía”.
- Relieve: Es el resultado de un mayor o menor índice de refracción.
- Birrefringencia: Es el fenómeno de doble refracción.
- Extinción: Se observa durante la rotación de una sección de un cristal en nicoles cruzados. Se mide el ángulo en la posición de extinción (oscurecimiento del cristal en términos prácticos).
- Color de interferencia: Al usar luz blanca se tiene un espectro completo de longitudes de onda (colores espectrales), las cuales son visibles en nicoles cruzados.

2.2.2.3. Texturas especiales

Texturas por el tamaño relativo de los cristales

- Textura equigranular: Cuando los cristales de la roca son aproximadamente del mismo tamaño, lo que indica que la velocidad de enfriamiento y la tasa de nucleación están compensadas.
- Textura inequigranular: Cuando hay una marcada diferencia de tamaño de los cristales de la roca por una notoria diferencia entre la velocidad de enfriamiento y la tasa de nucleación.
- Textura porfídica: Caracterizada por la existencia de fenocristales, es decir cristales de gran tamaño sobre una matriz formada de cristales de tamaño más fino.
- Textura poiquilitica: Es un tipo de textura inequigranular en la que un cristal de gran tamaño incluye otros minerales principales de menor tamaño. Puede reflejar distintos momentos de cristalización y generalmente solo ocurre en una parte localizada de la roca.

Texturas de sobrecrecimiento y coronas de reacción

- Textura rapakivi: Textura peculiar de algunas rocas graníticas que presentan grandes cristales de feldespatos potásicos redondeados y recubiertos por capas concéntricas de plagioclasas. Se explica como el resultado de una mezcla de magmas (uno más “evolucionado”) o una despresurización brusca del magma. Cuando se observan megacristales de plagioclasa que desarrollan un borde de feldespatos potásicos se denomina textura anti-rapakivi y está relacionada a una evolución normal del magma.

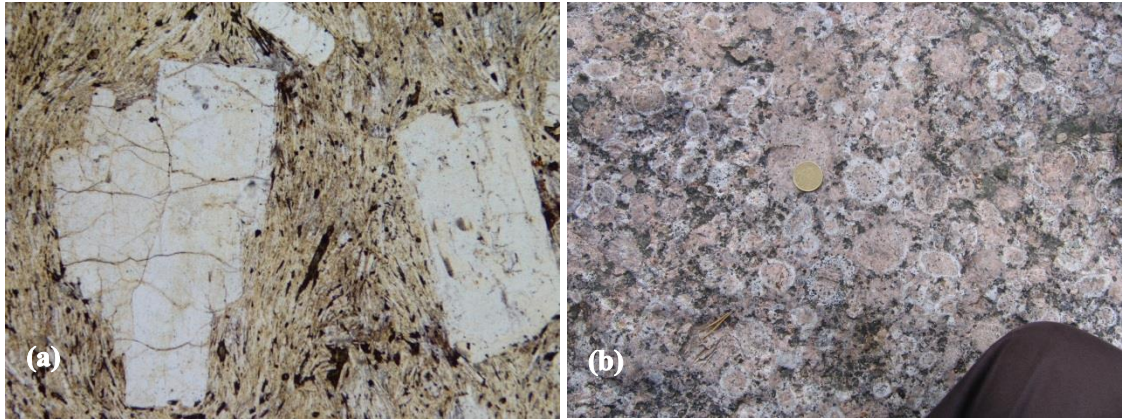


Figura 2.10 (a) *textura porfídica*, (b) *textura rapakivi* (tomado de petroigne.wordpress.com).

Texturas de exsolución

- **Textura peritítica:** Producto de la no miscibilidad de los feldespatos alcalinos al disminuir la temperatura, resultando la exsolución de plagioclasa sódica dentro de un cristal de feldespato potásico. Puede presentarse en forma de parches y venas. Si un cristal de plagioclasa posee exsoluciones de feldespato potásico se conoce como *textura antiperitítica*.
- **Textura hipersolvus:** Ocurre en magmas graníticos pobres en calcio que cristalizan con baja presión de agua, en la que el solidus del feldespato alcalino está por encima del solvus, formándose un único feldespato con perfitas en todos los cristales. Por otro lado, un magma con cierta cantidad de calcio y mayor contenido de agua intersecta la curva de solvus a la de solidus, formándose dos feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico) con exsolución de perfitas; a esta se le denomina *textura subsolvus*.

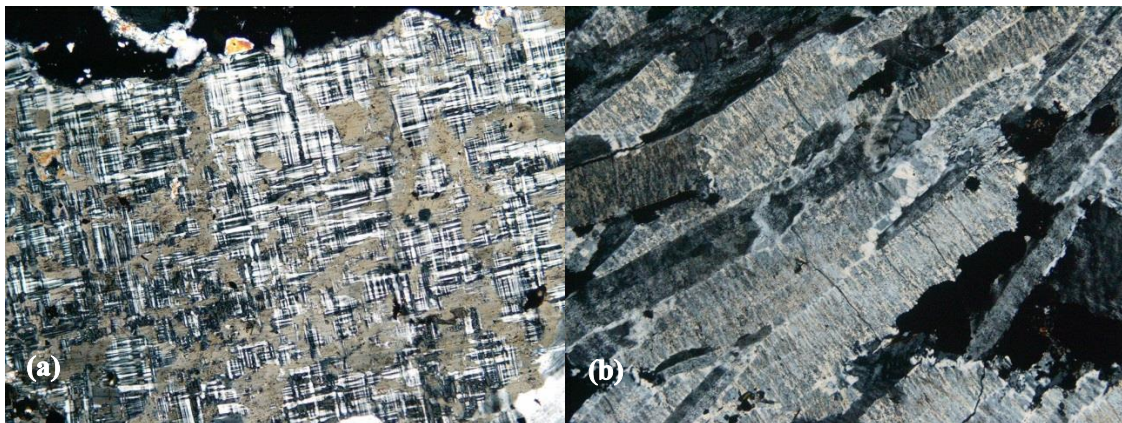


Figura 2.11 (a) *textura peritítica*, (b) *textura hipersolvus* (de petroigne.wordpress.com).

Texturas de intercrecimiento

- **Textura simplectítica:** Intercrecimiento generalmente subsolidus de dos minerales, uno de ellos con forma vermicular.
- **Textura mirmequítica:** Cuando el intercrecimiento simplectítico se produce entre cuarzo y plagioclasa sódica. Generalmente se produce en zonas de la roca donde la plagioclasa está en contacto con feldespato potásico, y tiene un origen subsolidus.

- Textura gráfica o pegmatítica: Cristalización simultánea de cuarzo y feldespato potásico. Un cristal de feldespato potásico engloba cristales cuneiformes de cuarzo. Es típica de granitos y en especial en segregados de grano grueso, ya que una tasa de crecimiento muy alta favorece la coexistencia de feldespato y cuarzo.

- Textura granofírica: El cuarzo y feldespato potásico intercrecen en forma irregular conformando un aspecto plumoso.

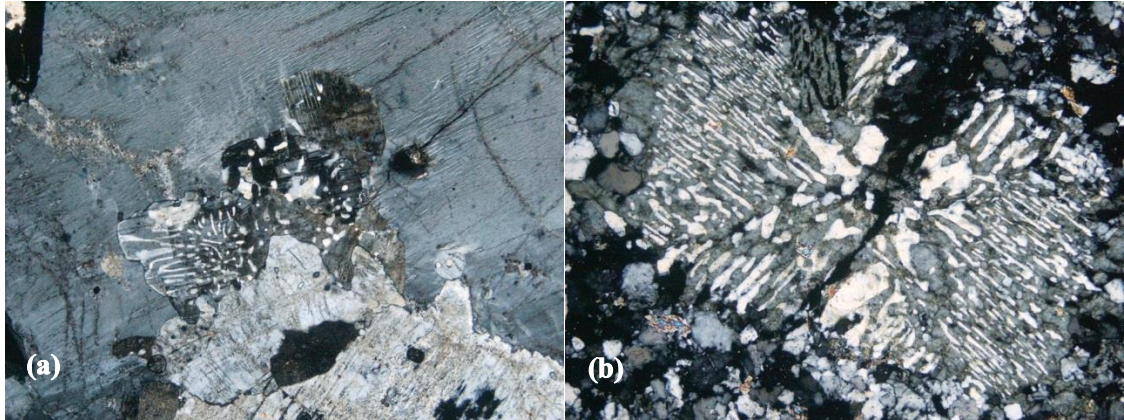


Figura 2.12 (a) *textura mirmequítica*, (b) *textura gráfica* (de petroigne.wordpress.com).

2.2.3. Tectónica regional

Para entender la configuración tectónica de la zona de estudio nos adentraremos en algunos conceptos para conocer en general los tipos de deformación y estilos estructurales, y entender qué mecanismos permiten obtener el espacio necesario para el emplazamiento de cuerpos intrusivos.

2.2.3.1. Tipos de deformación en la corteza terrestre

En general, encontramos los siguientes tipos de deformación según Mattauer (1976):

- Compresión provocando la formación de una cordillera.
- Distensión con formación de fosas de hundimiento.
- Colisión.
- Movimientos verticales.

2.2.3.2. Estilos estructurales

Se conocen tres tipos principales de estilos estructurales de acuerdo a su régimen cinemático y dinámico, definidas por el predominio de un tipo de deformación específica: extensión, acortamiento (compresión) y desplazamientos de rumbo. Ahondaremos un poco más en las estructuras de rumbo ya son descritas por varios estudios en el área.

Fallas de rumbo (Strike-slip)

Las fallas del tipo Strike-slip son fallas donde el vector de desplazamiento es paralelo al rumbo de la falla y, por lo tanto, paralelo a la Superficie de la Tierra. Las zonas de cizallamiento de

impacto son las versiones más profundas dominadas por mecanismos de deformación plástica, aunque existe una tendencia a usar el término falla Strike-slip deliberadamente sobre ambos. Las fallas de deslizamiento (y zonas de cizalla) son típicamente más pronunciadas que otras fallas, y muchas aparecen como estructuras bastante rectas vistas en mapa.

A lo largo de un sistema de fallas Strike-slip pueden desarrollarse en las curvas los Dúplex extensivos (transtensión) y Dúplex de contracción (transpresión), formando estructuras en flor negativa y en flor positiva respectivamente. Estos a gran escala pueden conducir a la formación de cuencas y orogenia local.

Transtensión y transpresión

Estos modos de deformación no tienen que estar restringidos a curvas de falla, también pueden dominar la longitud total de la falla Strike-slip si la zona de falla o cizallamiento no es puramente Strike-slip. Por una zona de cizalla significa una desviación en el cizallamiento simple, que contiene un componente adicional de acortamiento o extensión perpendicular al plano de falla. En general, la transpresión es la combinación de deslizamiento y tensión coaxial que implica acortamiento perpendicular a la zona, y transtensión abarca las combinaciones de strike-slip y perpendicular extensión (Fossen, 2010).

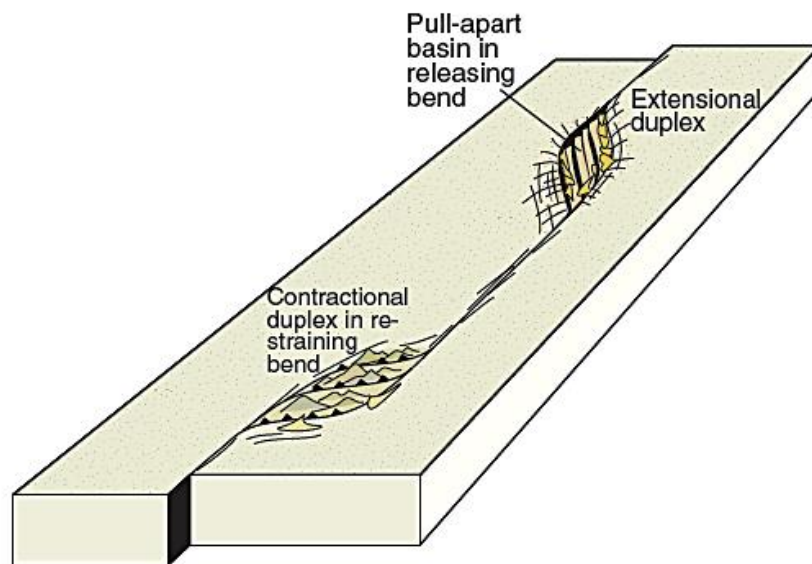


Figura 2.13 Dúplex extensional y compresional desarrollado por una falla Strike-slip (tomado de Fossen, 2010).

2.2.3.3. Emplazamiento de cuerpos intrusivos

Stoping magmático

Es el proceso por el cual un magma se abre camino en la corteza terrestre. La roca caja es fracturada por expansión y agrietamiento calentada por la cámara magmática, hundiéndose los bloques por peso específico, reaccionando y siendo asimiladas por el magma. Mediante este mecanismo, el magma se va abriendo paso dentro de la roca hospedante.

Inyección forzada

Es el proceso por el cual el magma es emplazado por esfuerzos tectónicos orogénicos o en otros casos, por acción de la gravedad por diferencias de peso específico. El magma sube empujando rocas más antiguas, deformándolas en ocasiones.

Diapirismo

Los cuerpos de granito en forma tabular o en cuña pueden formarse por impacto y extensión de un diapiro, que ha sido detenido por una barrera mecánica suavemente inclinada o por inyección y posterior engrosamiento de un sill alimentado por un dique. La evidencia del desplazamiento dúctil lateral de las rocas de la pared se ha discutido anteriormente y es evidencia permisible para la expansión de los diapiros. Sin embargo, también se observó que la estrechez de la aureola de deformación y la magnitud de la deformación dentro de ella son inesperadamente bajas para un mecanismo diapírico. Las aureolas de tensión estrecha alrededor de algunos plutones aún pueden explicarse por el ascenso diapírico si el ablandamiento térmico o de la velocidad de deformación ocurre en la roca encajonante.

Mecanismos de emplazamiento de plutones

Balk (1937) intenta explicar el comportamiento estructural de las rocas ígneas. Si el magma cristaliza en su destino será macizo y sin lineación ni foliación; por otro lado, si el magma en movimiento cristaliza, desarrolla estructuras de flujo como la orientación de minerales. Conforme el cuerpo intrusivo va enfriando, se consolida su parte externa en el contacto con la roca caja, mientras su centro continúa parcialmente líquido. Algunas fracturas generadas durante la consolidación del magma pueden extenderse hacia la roca encajonante.

Grandes volúmenes de magma tonalítico y granodiorítico aparecen en los límites activos de una placa continente-océano. Aquí, sobre el manto astenoférico, y en una zona de alto flujo de calor, los sistemas de fallas de alcance profundo son aprovechados por magmas calientes, relativamente secos, derivados del manto que se elevan hasta la corteza en forma de una pila de cámaras de magma interconectadas creadas por varias combinaciones de subsidencia de caldera y distensión de englobamiento; su importancia relativa depende de la litología del ambiente cortical y del grado de precalentamiento de los conductos de falla. En general, el “upwelling” (surgimiento) surge en gran medida de la fundición del caparazón volcánico. Este es un entorno en el que hay una conexión razonablemente clara entre los ciclos de magmatismo y las alternancias de compresión y extensión. Dentro de los cratones, los movimientos de compresión se concentran en cinturones de corte dúctiles profundamente asentados y fallas en las llaves que succionan magma en dientes irregulares, separaciones y fracturas de gran tensión. En el régimen extensional de los rift intracontinentales, los magmas altamente fluidos característicos de estos entornos especiales se elevan rápidamente a lo largo de las fracturas profundas, a menudo se acumulan a lo largo de ellas, pero también alcanzan las raíces mismas de los centros volcánicos. En gran contraste está el régimen de colisión continente-continente, donde el engrosamiento del empuje conduce a la acumulación lenta de calor y al plutono-metamorfismo regional. En profundidad, es probable que la corteza inferior represente una verdadera mezcla estructural de cuñas separadas por empuje (Pitcher, 1997).

Según Hutton (1988), la sincroneidad del emplazamiento y la deformación del granito principal con la deformación de la roca encajonante en una zona de cizallamiento se indica mediante:

- El crecimiento sincinemático de pórfidoblastos térmicos en la aureola.

- La continuidad de la foliación de deformación plástica de cristal del granito penetrante con la foliación de la zona de cizallamiento externa.
- La superposición en el tiempo de intrusiones a pequeña escala y características de deformación en las zonas de contacto de granito.
- Una caída en la magnitud de deformación plástica entre roca caja y plutón.

Granitoides en tectónica strike-slip

Según Hutton y Reavy (1992), la transpresión es un proceso que engrosa la corteza y, por lo tanto, en orógenos convergentes oblicuamente como en orógenos normalmente convergentes, existe el potencial de generar masas fundidas graníticas. Las zonas de cizalla transcurrentes individuales pueden no controlar las rutas de ascenso, la ubicación y la mecánica de emplazamiento de los plutones, pero también pueden causar la génesis de los granitoides. Estudios en grandes zonas de cizalladura transcurrente, expuestas a una variedad de niveles corticales, han demostrado que rara vez consisten solo en cizalladura simple. Muchos son transpresivos (corte simple y acortamiento a través de la zona) para segmentos cortos o considerablemente más largos, y pueden ser localmente transtensionales (corte simple con un componente de extensión a través de la zona).

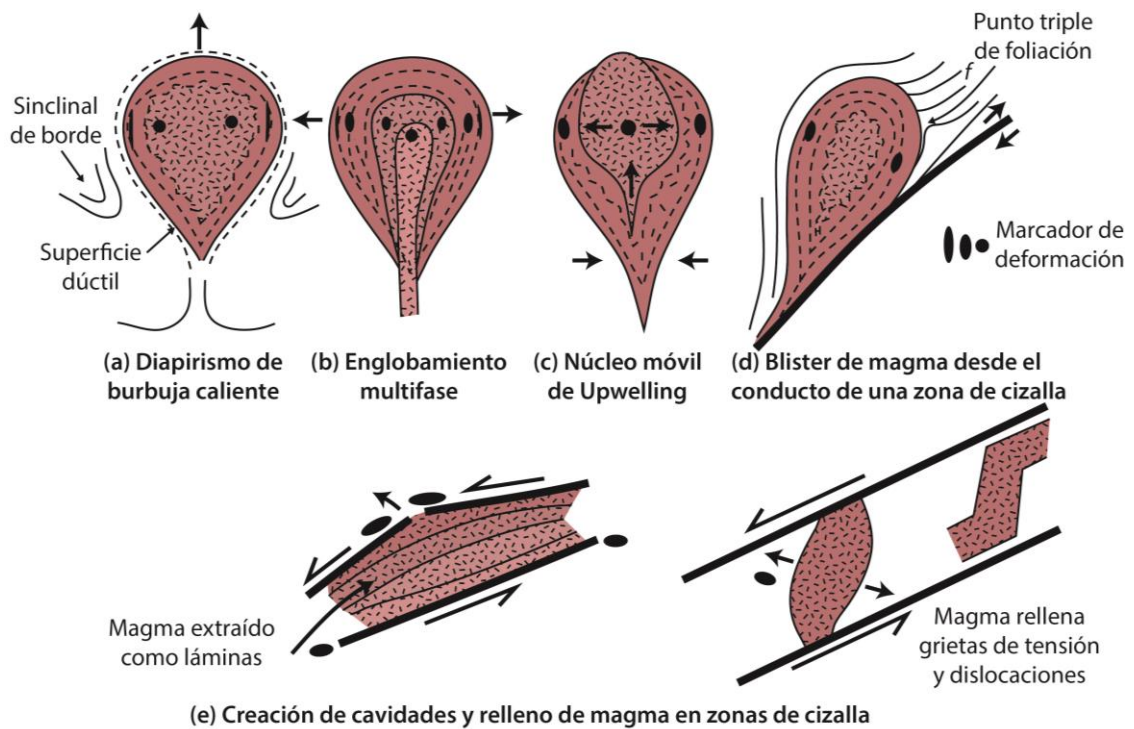


Figura 2.14 Ilustraciones esquemáticas de (a) diapiro, (b) plutón globular multi-pulso, (c) núcleo móvil de upwelling (surgencia ascendente), (d) plutones "fault-blister", (e) plutones que llenan cavidades en zonas de cizalla. (traducido y modificado de Pitcher, 1997)

2.2.4. Geología de cuerpos ígneos

Se necesita conocer algunos aspectos clave a tener en cuenta durante el reconocimiento en campo y cartografiado geológico de los cuerpos intrusivos. En general, los cuerpos intrusivos son de dos tipos: intrusivos plutónicos o cuerpos globosos (plutones), e intrusivos menores o

cuerpos laminares (diques y sill). Estos plutones pueden ser de composición simple (un tipo de roca) o compuesta (varios tipos de roca), pueden ser de distinta dimensión, tener formas circulares o alargadas, y pueden o no ser concordantes con la fábrica de la roca caja. Sin embargo, es necesario mencionar que diferencias en la composición no necesariamente se deben a la intrusión de distintos pulsos magmáticos, sino a una zonación interna de la intrusión.

Zonación

Los plutones emplazados en corteza frágil muestran con frecuencia una variación en la composición, que suele estar acompañada por cambios en las texturas. Estas variaciones se disponen en zonas concéntricas, con transiciones entre ellas graduales, y se las puede observar directamente en los afloramientos. En los plutones con composiciones intermedias es común que las zonas de mayor temperatura se encuentren adyacentes a la caja y las de menor temperatura en el centro y en la parte superior del plutón. En algunos casos, cuando el contenido de agua es elevado, la zonación puede llegar a ser inversa, porque al migrar el agua hacia los borde y el techo promueve el descenso de la temperatura del solidus, prolongando el tiempo de cristalización y la composición es más silícica y leucocrática que en el resto del cuerpo.

En algunos plutones de monzogranito pobres en agua, o con cajas permeables que la dejan escapar, la zonación es apenas perceptible con una zona externa de grano muy poco más fino que en el resto del cuerpo. En los plutones con fenocristales de feldespato potásico la zonación se reconoce porque las partes externas del plutón carecen de fenocristales, y el feldespato potásico aumenta de tamaño en forma progresiva desde el borde hacia el interior. Es aconsejable cuando se estudia un plutón obtener muestras de cada una de las facies (Llambías, 2001).

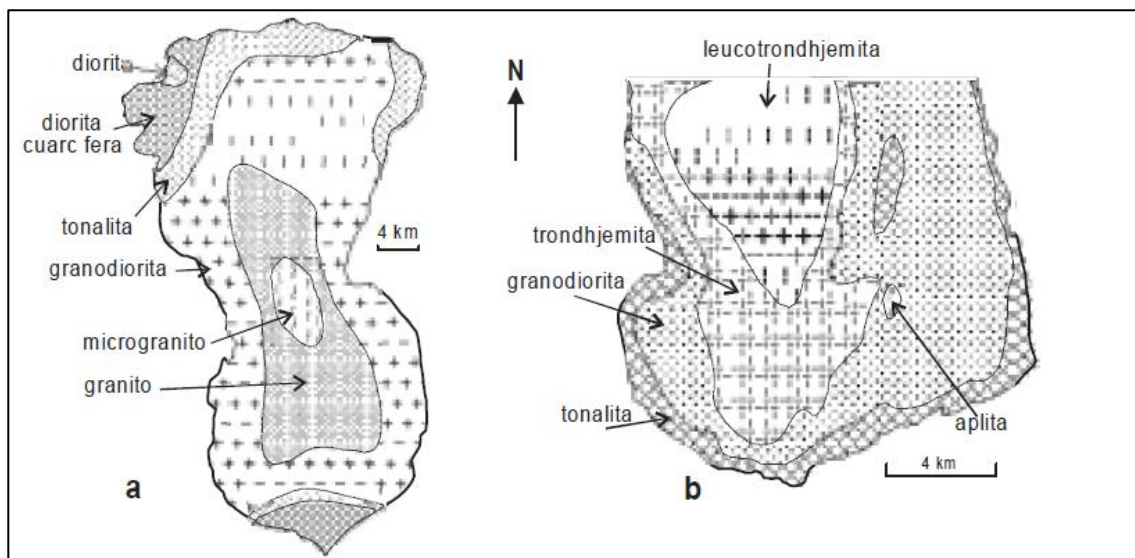


Figura 2.15 Ejemplos de variación composicional en el interior de un Plutón. a) Loch Don (Escocia), b) Bald Rock (Estados Unidos). (redibujado de Paterson y Vernon, 1995, en Llambías, 2001)

Cartografía de cuerpos intrusivos

En el estudio de plutones es necesario agruparlos por sus características petrográficas y texturales, y sus edades relativas y relaciones con la roca caja. Si un conjunto de plutones tienen características y edades similares, se dice que estos constituyen una suite u súper unidad. Este concepto de súper unidad fue creado para agrupar los plutones del Batolito de Costa. Las Súper Unidades son herramientas de mapeo para agrupar los plutones en secuencias ígneas con similares características y edades.

- Unidad: Representa un pulso magmático. Una unidad puede estar constituida por un plutón, pero también por varios plutones. Las variaciones composicionales y texturales internas de cada plutón son inherentes a la dinámica interior del plutón, y se les denomina “facies”. A una Unidad se le denomina con el nombre de la roca ígnea predominante y el nombre geográfico en donde está mejor expuesta. Es equivalente de la unidad litoestratigráfica Formación.

- Súper Unidad: Está constituida por Unidades (cada una de las cuales representa un pulso magmático). En una Súper Unidad hay una variación progresiva de la composición de los pulsos magmáticos de intermedia a ácida. A medida que una Súper Unidad es más joven, mayor es la proporción de rocas ácidas. Se le denomina con un nombre geográfico. Es equivalente de la unidad litoestratigráfica Grupo.

- Batolito: Es un cuerpo extenso de granitoides que está compuesto por cuerpos individuales de plutones, los cuales pueden estar agrupados en Unidades y Súper Unidades. Los batolitos están constituidos por varios plutones relacionados en espacio y tiempo. Se forman como una secuencia de intensa actividad magmática relativamente continua en el tiempo, caracterizada por varios pulsos de distinta magnitud que se suceden de forma intermitente. Para describir un batolito es necesario identificar cada uno de sus plutones y determinar sus edades relativas (la secuencia de intrusión). La forma de los batolitos es generalmente alargada, pueden tener grandes extensiones de cientos de kilómetros, y son muy comunes en bordes continentales activos.

Ma (U-Pb)	composición	Superunidad/Unidad
37	Monzogranito	Pativilca (unidad)
(68)	Apilita, Monzogranito	Sayán/Cañab
66	Granito aplítico, Monzogranito, Granodiorita	Puscao
68	Sienogranito, Monzogranito, Monzonita	San Jerónimo
71	Granodiorita, Tonalita	La Mina
(63)	Granodiorita, Monzodiorita cuarcefera enjambres de diques maficos	Paccho
73	Granodiorita	Humaya (unidad)
82	Leucogranito, Monzogranito, Granodiorita	Santa Rosa
91	Granodiorita, Tonalita, Diorita cuarcefera	
102	Apilita, Monzogranito, Granodiorita	Jecuán

Figura 2.16 Súper Unidades y Unidades del segmento Lima del Batolito de la Costa, según Pitcher et al. (1985). (tomado de insugeo.org.ar)

2.2.5. Depósitos y yacimientos de Uranio

Los yacimientos uraníferos son de gran importancia económica en el mundo actual debido a su uso como combustible de reactor nuclear para generar energía, fabricar blindajes de alta resistencia, entre otros. Estos depósitos mineralizados se forman a partir de varios procesos:

1) Endógenos: Procesos magmáticos en la que el transporte de uranio en fluidos hidrotermales están relacionados con la evolución y emplazamiento de granitoides. El uranio está distribuido en minerales accesorios (zircón, esfena, apatito, etc.) y otros minerales, quedando atrapada en sus redes cristalinas, inclusiones fluidas o en vetillas y microfracturas. Generalmente está asociado a Ni, Co, Cu, Bi, Pb, etc. y manifiesta una zonalidad periférica en los cuerpos intrusivos.

2) Exógenos: Procesos supergénicos para la liberación de uranio de los granitoides durante procesos de meteorización y erosión, procesos de segregación para la lixiviación de uranio de las rocas plutónicas como consecuencia de movimientos tectónicos, y procesos de difusión para la redistribución de uranio contenido en metasedimentos fértiles por difusión térmica o flujo hidrotermal. El uranio que se presentaba en estado tetravalente (U^{4+}) como UO_2 se oxida al llegar a la superficie, pasando a estado hexavalente (U^{6+}) el cual es muy soluble y se transporta en solución como $(UO_2)^{+2}$ que se estabiliza en soluciones acuosas y es capaz de migrar grandes distancias en aguas subterráneas y superficiales.

Principios para la selección de áreas con fines de prospección uranífera

El uranio se caracteriza por su gran movilidad geoquímica, lo que posibilita su dispersión y concentración. Para elegir un área de prospección es necesario encontrar ciertos “requisitos” en ella:

- Presencia de cuerpos ígneos de carácter ácido, que pueden ser rocas fértiles de aporte de uranio.
- Períodos de denudación con presencia de climas favorables para la lixiviación de Uranio a partir de rocas fértiles.
- Existencia de áreas sedimentarias confinadas próximas a áreas fértiles que propicien la concentración del uranio.

A ello se suma la posición topográfica de un área fértil que posibilita la migración de soluciones a menor cota, un clima cálido y húmedo que facilitan la lixiviación, y condiciones litológicas de depósitos continentales de origen fluvial, deltaico y eólico, ya que presentan condiciones favorables de transmisibilidad por su permeabilidad, existencia de estructuras sedimentarias y presencia de un medio reductor como la materia orgánica (precipita el U^{6+} reduciéndolo al estado U^{+4} que forma compuestos de coffinita, uraninita, etc.).

Ambientes geológico-uraníferos regionales en el Perú

Belluco *et al.* (1979) realizan una selección de 7 áreas para prospección uranífera en el Perú, de acuerdo a sus condiciones litológicas (áreas fértiles de aportes de uranio en solución, niveles de circulación de soluciones y una zona de precipitación de soluciones) y geomorfológicas-geotectónicas (ciclos orogénicos que propicien una paleogeografía apta para la movilización, circulación y precipitación de uranio). Dentro de estos ambientes geológico-uraníferos regionales favorables menciona a la Cordillera Oriental, constituida por un sustrato de rocas metamórficas de alto grado del Precámbrico y metasedimentarias del Paleozoico, que se caracteriza por su clima semiárido con períodos lluviosos entre Noviembre y Marzo que ha provocado un intemperismo químico favorable. Las opciones con mejores posibilidades uraníferas son los depósitos detríticos del Grupo Ambo y algunas áreas prospectivas locales en rocas del Paleozoico inferior.

2.3. GLOSARIO DE TÉRMINOS BÁSICOS

- Diferenciación magmática: Proceso que cambia la composición química de los magmas y sus rocas derivadas.
- Plutón: Es un cuerpo unitario consolidado a partir de un magma. Es una masa extensa constituida de rocas intrusivas.
- Normalización al condrito: Tratamiento de la data geoquímica con el fin de eliminar la variación que existe entre los elementos con número atómico impar y permite identificar algún proceso de fraccionamiento que ha afectado a la roca desde su formación.
- Nicoles: Es un prisma óptico polarizador, es decir, que crea un haz de luz polarizada a partir de un haz de luz sin polarizar. Son usados en los microscopios petrográficos para disponer la luz ortogonalmente (“nicoles cruzados”).
- Fenocristal: Es un cristal de tamaño considerable respecto al resto de los componentes de una roca, generado por el enfriamiento lento del magma.
- Coetáneo: Se refiere a magmas que coexistieron al mismo tiempo o que se emplazaron simultáneamente.
- Roof pendant: Traducido al español como “techo colgante”, es parte de la roca encajonante sobre la cámara magmática que se ha preservado.

2.4. HIPÓTESIS

2.4.1. Hipótesis General

Los eventos magmáticos, deformación tectónica y las condiciones estratigráficas tuvieron un papel importante en la intrusión de la Súper Unidad Coasa para la comprensión de la historia geológica del emplazamiento del Batolito de la Cordillera Oriental. Esta unidad se habría intruido durante un régimen extensional de rift continental, y la fusión de material cortical le dio sus características de granito con indicios radiactivos.

III. MARCO METODOLÓGICO

3.1. ENFOQUE Y DISEÑO

El presente trabajo de investigación tiene un enfoque mixto. Un enfoque cualitativo puesto que se realizará la descripción, caracterización e interpretación de los datos geoquímicos y petrográficos de las muestras de roca obtenidas en campo. Por otro lado, un enfoque cuantitativo, pues hay que realizar el procesamiento y representación en diagramas de los datos numéricos del análisis geoquímico de las muestras.

Se tiene un diseño de teoría fundamentada, puesto que se usarán diversas teorías de petrogénesis de rocas ígneas y origen de arcos magmáticos, para explicar la génesis y evolución de este cuerpo intrusivo. Además, un diseño no experimental transversal descriptivo, ya que se realizará la caracterización de los datos geoquímicos y petrográficos de las muestras.

3.2. SUJETOS DE LA INVESTIGACIÓN

Los sujetos de la investigación son muestras de roca, de las cuales se analizarán sus características geoquímicas y petrográficas para determinar el origen y diferenciación del

magma, y las estructuras geológicas que nos permitirán identificar los mecanismos de emplazamiento del cuerpo intrusivo.

3.3. MÉTODOS Y PROCEDIMIENTOS

3.3.1. Precampo

- Revisión bibliográfica: Búsqueda de información geográfica (centros poblados, clima, vías y otros accesos) y geológica (geología estructural, geocronología, ocurrencias minerales, etc.). Se han revisado reportes, informes, boletines, libros, artículos, revistas científicas, mapas, páginas web, base de datos, entre otros, que brinden la información necesaria del área de estudio.
- Recopilación de data geoquímica y petrográfica (estudios anteriores realizados en la zona de estudio). Sobre todo se consideran las muestras del proyecto “Geología del Batolito de la Cordillera Oriental” y algunas del proyecto “Cartografiado del cuadrángulo de Esquena a escala 1:50 000” de la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico.
- Fotointerpretación: Uso de imágenes satelitales (Sentinel, DEM Alos y anaglifos), sistemas de información geográfica (Google Earth, ArcGIS, Global Mapper, SAS Planet, etc.) y fotografías aéreas ocasionalmente mediante el uso de un estereoscopio. Durante este proceso se identifican:
 - Depósitos cuaternarios (morrenas, depósitos aluviales y fluviales, etc.).
 - Probable composición litológica en base a la expresión morfológica del terreno.
 - Posibles contactos entre unidades.
 - Dirección de estructuras (planos de estratificación, fallas, diaclasas).
 - Trazado de lineamientos estructurales suponiendo que estas discontinuidades son provocadas por la erosión de debilidades estructurales en el macizo rocoso (podría tratarse de fallas, sin embargo, deben ser confirmadas en campo).

3.3.2. Campo

- Cartografiado geológico de las unidades litoestratigráficas y rocas ígneas presentes en el sector de estudio de la Cordillera Oriental. Esto incluye:
 - Mapear los contactos entre unidades, discordancias estratigráficas y fallas.
 - Toma de datos estructurales de estratificaciones, foliaciones, fallas, diaclasas, vetas, etc.
 - Realización de secciones geológicas.
 - Levantamiento de columnas estratigráficas en zonas de mejor exposición de afloramientos y en que la secuencia estratigráfica sea en lo posible continua.Por supuesto, el cartografiado se realiza habiendo previamente seleccionado las mejores rutas que permitan hacer un trabajo eficiente tratando de cubrir la mayor área posible del sector, esto se puede lograr haciendo traveses paralelos que corten la mayor cantidad de estructuras y contactos de las unidades. Generalmente el traslado se realiza en una camioneta 4x4 para recorrer las zonas de más difícil acceso, y en algunos casos necesarios se realiza a pie fuera de ruta o por caminos de herradura. Antes de empezar el trabajo, es necesario tener contacto con las autoridades locales y un acercamiento a la comunidad para los permisos de acceso respectivos.
- Toma de muestras de roca y descripción en muestra de mano para posterior análisis de laboratorio. Los puntos de muestreo están distribuidos a lo largo y ancho del área ocupada por la Súper Unidad Coasa, teniendo en cuenta los accesos principales y el tiempo estimado para el trabajo. Esta descripción preliminar en muestra de mano es una descripción macroscópica de los minerales que componen la muestra, su

composición modal porcentual, su textura principal (fanerítica o afanítica) y estimación de la clasificación de la roca. Deben tomarse las coordenadas en UTM del punto de muestreo.



Fotografía 3.1 Revisión de fotografías aéreas e interpretación de lineamientos, contactos geológicos y datos de rumbo y buzamiento de estratificaciones, diaclasas, etc.



Fotografía 3.2 Revisando el afloramiento para realizar un muestreo de roca.

3.3.3. Laboratorio

- Estudio en sección delgada de las muestras de roca, en un microscopio petrográfico (determinación de minerales formadores de roca entre principales, accesorios y trazas, su composición modal para clasificar los tipos de litología, e identificar texturas principales y especiales) y estereomicroscopio (se pueden apreciar mejor algunas texturas). Estos estudios se llevaron a cabo en el área de microscopía de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET y en el laboratorio de petromineralogía de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional de Piura.
- Análisis geoquímicos de las muestras de roca. Se encarga de ello el propio Laboratorio de Química Analítica del INGEMMET o se envían a laboratorios externos. En este caso se llevaron a cabo análisis de roca total.

3.3.4. Gabinete

- Elaboración de mapas geológicos. Estos forman parte de los distintos proyectos de Carta Geológica Nacional a escala 1:50,000 del INGEMMET. Para ello se realiza primeramente un mapa a mano con algunos ajustes respecto al mapa de campo y luego se digitaliza mediante softwares especializados como ArcGIS.
- Representación de secciones geológicas para una mejor interpretación histórica del contexto geológico. Se hacen transversalmente a la orientación general de estructuras, proyectando los datos estructurales a la línea de sección para su posterior representación gráfica e interpretación. Generalmente se usan los métodos ideales de secciones balanceadas que permitan conservar los espesores. Se pueden digitalizar por medio de graficadores como Adobe Illustrator o Corel Draw.
- Interpretación y redacción de los estudios petrográficos y geoquímicos. Para ello se han utilizado algunas plantillas para el llenado de datos en el caso del estudio petrográfico, y diagramas y análisis de datos para el estudio de la litogeoquímica.



Fotografía 3.3 Estudio de las secciones delgadas de roca en microscopio petrográfico.

3.4. TÉCNICAS E INSTRUMENTOS

3.4.1. Técnicas de recolección de datos

- De campo: Toma de datos de estructuras geológicas, y muestreo y descripción de rocas.
- De laboratorio: Descripción de muestras de roca en sección delgada.
- De gabinete: Representación de data geoquímica en diagramas e interpretación. Análisis estructural de fallas y lineamientos.

3.4.2. Técnicas de muestreo

El muestreo de rocas se realizó previendo los principales accesos y el tiempo que se tenía estimado para realizar el trabajo en la zona, teniendo en cuenta que el área total de los cuerpos intrusivos que conforman la Súper Unidad Coasa es de poco más de 730 km².

- Para análisis geoquímico: La muestra debe ser de roca fresca (sin alteraciones), y debe llenarse una bolsa de polietileno de muestreo con al menos 1 kg de la muestra y sellarla, teniendo cuidado de no contaminarla. De ser posible, debe llevarse una muestra de mano de respaldo.
- Para análisis petrográfico: La muestra de roca debe ser fresca en lo posible y debe tener el tamaño algo más grande que un puño cerrado. En lo posible debe ser sacada orientada en el afloramiento.

3.4.3. Técnicas de análisis petrográfico

Los análisis petrográficos se realizan mediante el estudio de cada una de las secciones delgadas de roca en un microscopio petrográfico, el cual utiliza luz polarizada. Incluye los siguientes aspectos:

- Clasificación de la roca: Se realiza designando porcentajes modales de cada especie mineral presente en la muestra, usando el objetivo de menor aumento que nos permita ver el mayor campo posible. Es necesario promediar los resultados de al menos 6 campos distribuidos en la muestra. Finalmente, para el caso de las rocas ígneas, en base a la proporción de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa se plotean estos porcentajes en un diagrama ternario QAP que nos permitirá determinar el tipo de roca.
- Textura principal: Inequigranular (cristales de distintos tamaños), equigranular (cristales del mismo tamaño), panidiomórfica (cristales euhedrales), hipidiomórfica (cristales subhedrales), alotriomórfica (cristales anhedrales), etc.
- Minerales componentes de la roca: Se hace un estudio profundo de los minerales de la muestra, identificándolos mediante sus propiedades ópticas por nicoles paralelos (color, pleocroísmo, relieve, exfoliación, forma) y nicoles cruzados (anisotropía, birrefringencia, color de interferencia, ángulo de extinción), determinando la forma, hábito, rango de tamaño de los cristales y sus alteraciones.
- Texturas especiales: Se pueden presentar en toda la muestra o en algunos sectores de ella.
- Fotomicrografía: Se recomienda usar un microscopio con cámara de buena resolución.

3.4.4. Técnicas de interpretación geoquímica

Comprende la evaluación de los datos cuantitativos obtenidos de los análisis geoquímicos de roca total en cada una de las muestras. Es necesario trabajar con la ayuda de herramientas estadísticas de softwares como Microsoft Excel o R. Se requiere el uso de diversos diagramas que nos permitan caracterizar y comparar los valores geoquímicos (generalmente en ppm) de las distintas muestras.

- Diagrama multielemental spider: Nos permite tener una visión general de la firma geoquímica de las rocas. Se suele comparar con el valor medio de la corteza terrestre para determinar anomalías positivas y negativas de algunos elementos.
- Diagrama REE: Se plotean los valores de tierras raras ligeras y pesadas para determinar características específicas. Generalmente se normalizan estos valores al Condrito.
- Otros diagramas: Son de distinta autoría y nos permiten enfocarnos especialmente en las relaciones entre ciertos elementos, pudiendo determinar clasificaciones de roca, tipos de magma, ambientes tectono-magmáticos, grosor de la corteza, etc.



Fotografía 3.4 Toma de datos de rumbo y buzamiento con brújula tipo Brunton en la zona de estudio.



Fotografía 3.5 Tomando datos estructurales en un plano de falla de tipo normal dextral de dirección N 200° que afecta la Súper Unidad Coasa, al SE de la zona de estudio.

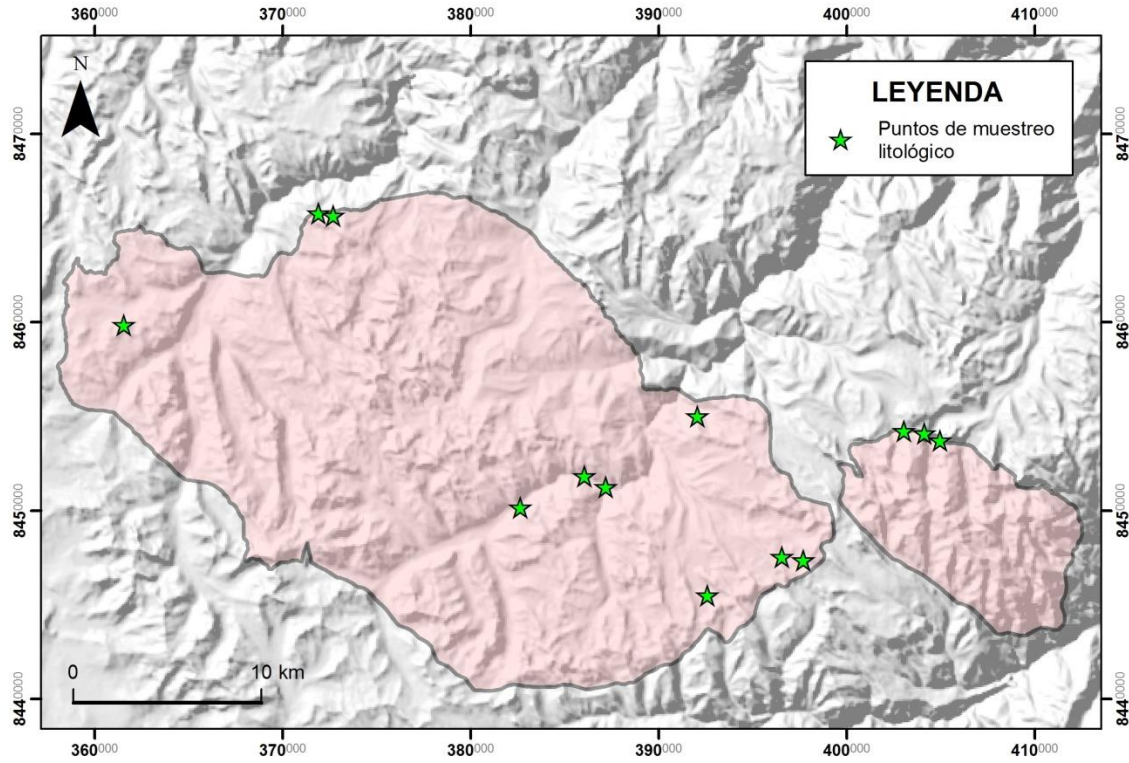


Figura 3.1 Puntos de muestreo con fines de estudios petrográficos en la Súper Unidad Coasa.

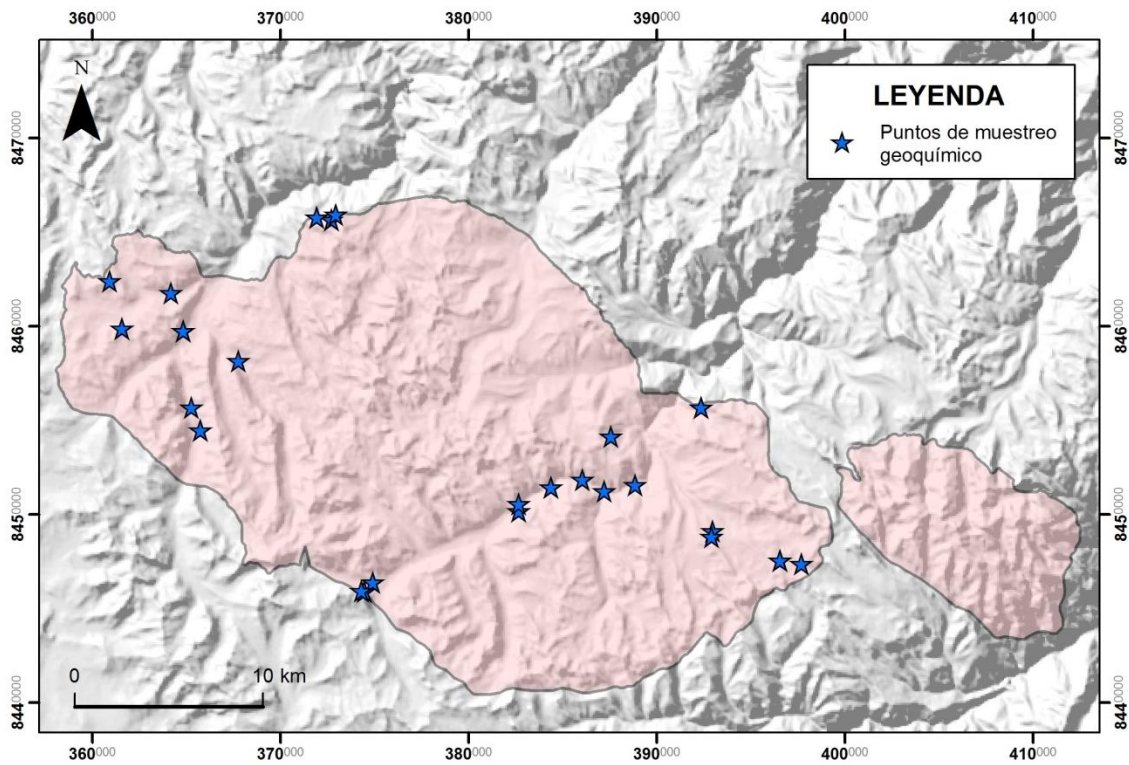


Figura 3.2 Puntos de muestreo con fines de estudios geoquímicos en la Súper Unidad Coasa.

3.4.5. Instrumentos de recolección de datos

Herramientas de campo

- Dispositivo GPS Garmin.
- Brújula tipo Brunton.
- Lupa de geólogo.
- Picotas de mango corto y largo.
- Comba y cincel.
- Bolsas de polietileno de diversos tamaños para muestreo.
- Libreta de campo.
- Portaminas, minas y borrador.
- Escala para fotografías.
- Cámara fotográfica.
- Mapas topográficos a escala 1:50,000 de la zona, que incluye drenajes, accesos y centro poblados.
- Tablet para la recolección de datos.

Equipos de laboratorio y gabinete

- Laptop Core i5, con los software pertinentes: ArcGIS, Google Earth, Microsoft Excel, etc.
- Microscopio petrográfico con cámara.
- Estereomicroscopio.

3.5. ASPECTOS ÉTICOS

Los aspectos éticos a considerarse en la presente investigación son los siguientes:

- Consentimiento informado a la participación en la investigación.
- Difusión de información geocientífica nacional de libre acceso para fomento de la inversión y desarrollo del país.
- Aprovechamiento de recursos naturales y ordenamiento territorial con protección y cuidado del medio ambiente.

3.6. GENERALIDADES

3.6.1. Ubicación

La zona de estudio se encuentra fisiográficamente en la Cordillera Oriental del Sur del Perú, comprende políticamente los distritos de Ituata, Coasa, Usicayos y Ajoyani de la provincia de Carabaya (departamento de Puno) y se ubica geográficamente entre los paralelos 13°45' y 14°12', con alturas de 850 a 5550 ms.n.m. El área de estudio tiene 3151.37 km² y está definida por las siguientes coordenadas UTM (en datum WGS84):

Punto	N	E
1	8479065	351646
2	8479357	417630
3	8431258	351922
4	8431558	417783

Tabla 3.1 Puntos que definen las coordenadas del área de estudio.

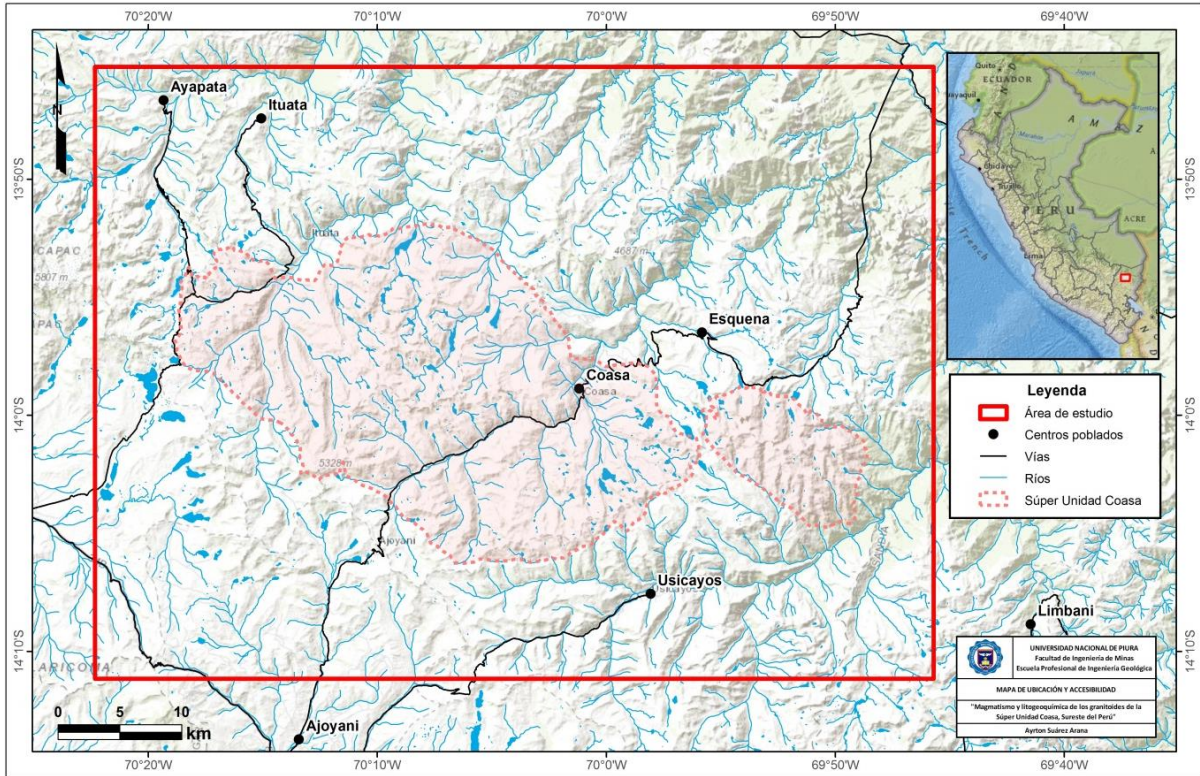


Figura 3.3 Mapa de ubicación de la zona de estudio.

3.6.2. Accesibilidad

La accesibilidad a la zona de estudio se realiza por carretera desde la ciudad de Juliaca. Se accede por la carretera interoceánica hacia vías afirmadas a los poblados Coasa (ruta Ajoyani) y Ayapata (ruta Macusani), desde donde se puede ingresar al área de estudio, recorriendo aproximadamente 200 km desde Juliaca.

Ruta	Vía	Distancia (km)
Lima-Juliaca	Aérea	840
A) Juliaca-Macusani	Carretera asfaltada	220
Macusani-Ayapata	Carretera afirmada	
B) Juliaca-Ajoyani	Carretera asfaltada	200
Ajoyani-Coasa	Carretera afirmada	

Tabla 3.2 Principales rutas de acceso a la zona de estudio.

3.6.3. Clima y vegetación

El clima en la región de Puno es frío, subhúmedo y con alta sequedad ambiental. Las precipitaciones pluviales son durante los meses de diciembre a abril, mientras la temperatura oscila entre una máxima de 21°C y mínima de -22°C a lo largo del año. Nevadas pueden ocurrir en los meses de Julio a Agosto. La vegetación en la zona es escasa, compuesta casi en su totalidad de ichu, un pasto típico del altiplano.

3.6.4. Hidrografía

La zona de estudio pertenece a la cuenca hidrográfica del río Inambari, con sus ríos tributarios Ayapata, Coasa e Ituata. Así mismo, la zona se caracteriza por ser una confluencia de quebradas que forman lagunas. Estas lagunas son de profundidad media y la zona fótica permite la proliferación de bofedales.

3.7. GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología es el resultado de la tectónica y erosión del terreno, cumpliendo también un rol importante la litología y su competencia. En base a ello, el área de estudio está constituida por cuatro unidades geomorfológicas, y estas a su vez de subunidades: Montañas en roca intrusiva, colinas y montañas en roca sedimentaria, montañas en roca volcano-sedimentaria, montañas en roca metamórfica, valles glaciares (a veces con laguna), morrenas (colinas de depósitos glaciares) y vertientes glacio-fluviales.

3.7.1. Unidad de montañas

3.7.1.1. Montañas en roca intrusiva

Por su naturaleza litológica, se originan geoformas con laderas subredondeadas a cóncavas hasta escarpadas y abruptas por erosión glaciario y pluvial, se distribuye en forma discontinua en el área total de la zona de estudio. Se dispone como un conjunto de batolitos irregulares a alargados. Presenta un drenaje dendrítico y en ocasiones presenta valles en U. Se distribuye de noroeste a sureste en la parte central del área de estudio.

3.7.1.2. Montañas en roca sedimentaria

Montañas moldeadas en afloramientos de rocas sedimentarias conformadas por areniscas arcillosas, lutitas, limolitas, etc. afectadas por procesos tectónicos y erosivos. Presentan pendientes fuertes a muy fuertes. Se localizan al suroeste del área de estudio.

3.7.1.3. Montañas en roca volcano-sedimentaria

Son relieves de montañas modeladas en afloramientos de rocas volcano-sedimentarias de los Grupos Mitu y Copacabana. Presentan crestas altas e irregulares con pendientes que pueden superar los 25°. Pueden tener laderas empinadas y cimas redondeadas. Se localizan al noroeste del área de estudio.

3.7.1.4. Montañas en roca metamórfica

Son cadenas de montañas antiguas expuestas al este del área de estudio. Corresponde litológicamente a secuencias metamórficas de las Unidades litoestratigráficas Ananea, Sandía y San José. Presentan laderas con pendientes escarpadas a muy escarpadas, de cumbres redondeadas y alargadas.

3.7.2. Unidad de colinas

3.7.2.1. Colinas en roca sedimentaria

Son de menor altura (no superan los 300 m), presenta un relieve ondulado suave, litológicamente comprendido por secuencias sedimentarias. Conforman elevaciones alargadas con laderas de pendientes llanas a fuertes. Se localizan al suroeste de la zona de estudio.



Fotografía 3.6 En primer plano: montañas de composición intrusiva; al fondo: a la derecha, montañas de roca metamórfica y al centro, valle de origen glaciar con una laguna. Sector sureste de la zona de estudio.

3.7.3. Unidad de valles

3.7.3.1. Valles glaciares

También llamada artesa glaciar, se caracteriza por presentar un valle en U, que es el canal labrado por el deslizamiento del hielo. El hielo y los fragmentos rocosos que contiene, por fricción y arrastre, excavan y van ensanchando el valle. En ocasiones se pueden encontrar lagunas glaciares.

3.7.3.2. Valles glaciares con laguna

En ocasiones se pueden encontrar lagunas glaciares en los valles glaciares. Presenta diferentes paisajes glaciares como los circos, artesas, valles colgados, etc. Los cuerpos de agua ocupan las concavidades dejadas por el avance y retroceso de los glaciares.

3.7.4. Unidad de piedemonte

3.7.4.1. Morrenas

Son geoformas convexas, suaves y alargadas que se forman por la acumulación de un conjunto de materiales arrastrados y arrancados por los glaciares, en este caso fragmentos de roca de composición intrusiva y metasedimentaria de distintos diámetros, dispuestas en una matriz arcillosa o limosa. Hay morrenas de fondo (en contacto con el lecho), laterales (en el borde del lecho glaciar), centrales (unión de morrenas laterales) y frontales (zona de deshielo glaciar).

3.7.4.2. Vertientes glacio-fluviales

Son acumulaciones que bordean zonas montañosas periglaciares, originadas por deglaciación del Pleistoceno y reciente, que cubren el sustrato rocoso. Se caracterizan amplias planicies en las faldas de las montañas, depósitos colgados en los valles, con desarrollo de andenería agrícola.



Fotografía 3.7 Morrenas y vertientes glacio-fluviales cerca de la localidad Esquena, Coasa.

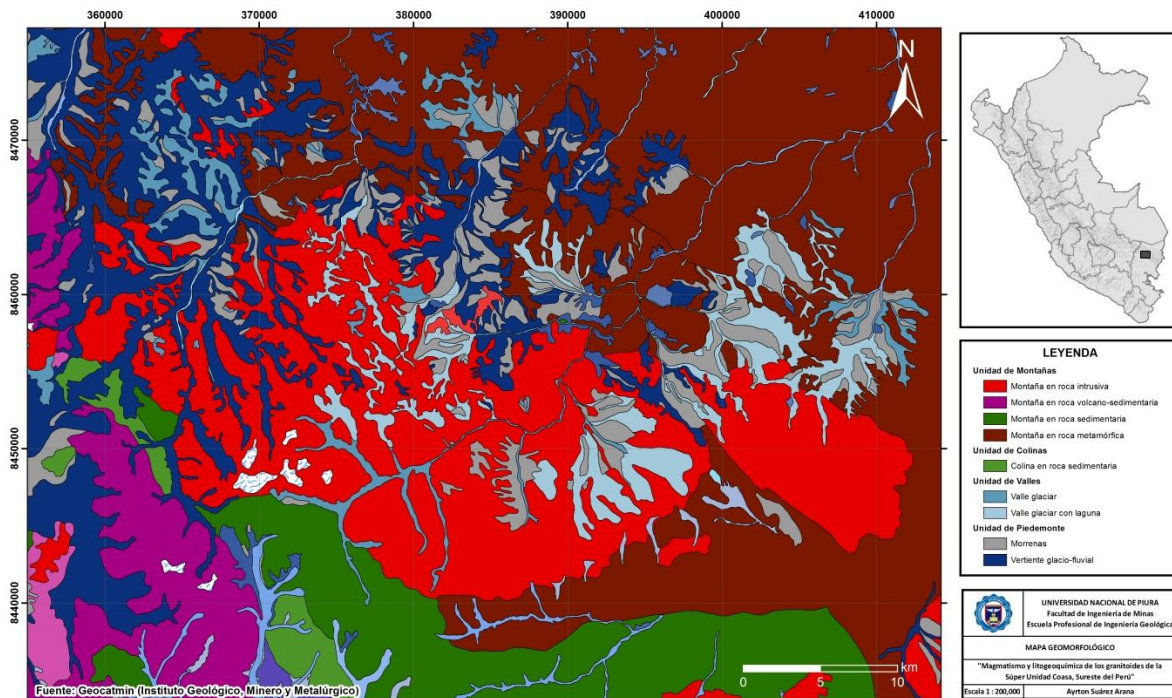


Figura 3.4 Mapa geomorfológico del área de estudio.

3.8. ESTRATIGRAFÍA

A continuación se describen las principales características de las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio, las cuales conforman la “roca caja” del cuerpo intrusivo. En general, las unidades corresponden a rocas antiguas del Paleozoico inferior a superior.

3.8.1. Grupo San José

Definición y límites

El Grupo San José fue primeramente reportado como lutitas ordovícicas por Douglas (1920) en Quincemil y luego definido por Laubacher (1974) como Formación San José en el valle de Sandia. Posteriormente, De La Cruz y Carpio (1996) lo elevan a la categoría de Grupo San José, dividiéndolo en las Formaciones Iparo y Purumpata.

La unidad tiene una morfología abrupta y escarpada. Al noreste del área de estudio está en contacto por falla inversa con la Formación Sandia, subiendo sobre ella.

Litología, ambiente de depositación y edad

El Grupo San José está compuesto por una gruesa secuencia de 1500 a 2000 m de pizarras color gris oscuro, en capas delgadas a medianas, con alto contenido de pirita cúbica diseminada y nódulos de óxidos de hierro, a veces carbonosas con una gran riqueza fosilífera de graptolitos. Esta secuencia se habría depositado en un mar nerítico a profundo y en ambientes reductores, presentando un cambio de facies de ambiente marino profundo (Formación Iparo) a condiciones marinas más someras (Formación Purumpata).

Se le asigna una edad de Floiano a Darriwiliano (Ordovícico inferior a medio) definida por su contenido fosilífero de graptolitos. Se han reportado las especies *Didymograptus bifidus* HALL, *Climacograptus ruedemanni* RUEDEMANN, *Dicranograptus nicholsini* HOPKINSON, *Didymograptus purchisoni* BECK y *Monograptus* sp. del Darriwiliano y la especie *Amplexograptus confertus* (LAPWORTH) del Dapingiano.

3.8.2. Formación Sandia

Definición y límites

La Formación Sandia fue inicialmente descrita por Douglas (1920) en la Cordillera Oriental y Faja subandina, y posteriormente Laubacher (1974) la denomina Formación Sandia en el valle homónimo.

Presenta una morfología agreste, formando escarpas y encañonamientos profundos. Su contacto inferior es en falla inversa con el Grupo San José y subyace concordante a la Formación Ananea. Se encuentra intruída por la Súper Unidad Coasa al norte y este del área de estudio. Al sureste se evidencia una aureola de metamorfismo de contacto constituida de granofels con blastos de andalucita ligeramente orientados.

Litología, ambiente de depositación y edad

La Formación Sandia es una secuencia predominantemente compuesta de cuarcitas con intercalaciones de pizarras y limoarcillitas pizarrosas; sin embargo, en el área de estudio se sugiere utilizar el término metareniscas debido a que los granos de areniscas cuarzosas no están completamente soldados. En el área de estudio se le estima un espesor de 1500 m. Se habría depositado en un medio marino somero, y la ocurrencia de rizaduras y laminación ondulada en la unidad indican que se ha depositado sobre mareas de tormenta.

Aunque no se encontró contenido fósil de esta unidad en el área de estudio, se le suele asignar una edad de Ordovícico Superior por posición estratigráfica.



Fotografía 3.8 Ondulitas de corriente preservadas en los estratos de la Formación Sandia.

3.8.3. Formación Ananea

Definición y límites

La Formación Ananea es inicialmente reportada como lutitas negras del Silúrico por Dávila y Ponce de León (1971), y posteriormente definida por Laubacher (1978) en la Cordillera Oriental como una gruesa secuencia de metapelitas negras.

Se caracteriza por un relieve suave, de pendientes moderadas y escarpadas en los valles. Cerca de las zonas de falla muestra un clivaje de crenulación evidente. Suprayace concordantemente a la Formación Sandia al noreste, y está en contacto fallado con la Formación Sandia y el Grupo Ambo al este de la zona de estudio. Se encuentra intruída por la Súper Unidad Coasa, conformando una aureola de metamorfismo leve tipo epizonal de hornfels al sureste del área de estudio.

Litología, ambiente de depositación y edad

La Formación Ananea es una potente secuencia de al menos 1500 m (aunque en el área se reporta un espesor promedio de 800 m) de pizarras y metalutitas gris oscuras, en ocasiones carbonosas, bien estratificadas y afectadas por una fuerte esquistosidad paralela. Esta secuencia se habría depositado en un ambiente marino algo profundo (Martínez y Monge, 1998).

Dávila y Ponce de León (1971) reportan el coral *Heterophrentis* sp. y el dinoflagelado *Veryhachium rhomboidium*. Se le asigna una edad de Wenlockiano (Silúrico) a Eifeliano (Devónico).

3.8.4. Grupo Ambo

Definición y límites

El Grupo Ambo fue definido por Newell *et al.* (1949) en la localidad de Ambo, y desde entonces se ha descrito la unidad tanto en la costa, como en la cordillera y el subandino, en el centro y sur del Perú.

Se presenta con un relieve suave con ciertos rasgos agrestes. Está distribuido con una considerable extensión areal al sur del área de estudio. Está limitado por fallas inversas de alto ángulo que lo ponen en contacto con el Grupo Copacabana al suroeste. Al sureste, sobreyace en leve discordancia sobre la Formación Ananea e infrayace concordante al Grupo Tarma. La unidad se encuentra intruída por la Súper Unidad Coasa al sur del área de estudio.

Litología, ambiente de depositación y edad

Está constituida por areniscas gris marrón a verdes de grano medio con intercalaciones de lutitas gris oscuras a bituminosas. En la región se le estima un espesor promedio de 800 m, Dalmayrac (1970) y Megard (1973) proponen que el Grupo Ambo corresponde a una cuenca de sedimentación continua donde se han depositado series continentales del litoral, interrumpidas por una o dos fases marinas.

La edad del Grupo Ambo se ha determinado por su abundante flora, como las plantas *Rhacopteris* y *Lepidiphiton* de edad Mississippiano (Carbonífero inferior).

3.8.5. Grupo Tarma

Definición y límites

El Grupo Tarma fue denominado por Dunbar y Newell (1946) para describir una secuencia de limoarcilitas oscuras, con intercalaciones de areniscas y calizas en el área de Tarma.

Presenta una morfología suave a abrupta. Al suroeste la secuencia está incompleta, limitada por fallas que lo ponen en contacto directo con el Grupo Mitu. Al sureste, sobreyace concordantemente al Grupo Ambo y subyace también en concordancia al Grupo Copacabana.

Litología, ambiente de depositación y edad

Está compuesta por una secuencia constituida de areniscas arcósicas blanquecinas a verdosas con intercalaciones de calizas micríticas grises y areniscas calcáreas. En la región se reporta un

grosor de 50 a 180 m. Sus características litológicas representan facies litorales y deltaicas que gradan hacia arriba, de ambiente continental a marino de aguas poco profundas.

En la unidad se reportan abundantes fusulínidos que le otorgan una edad de Pennsylvaniano (Carbonífero superior).

3.8.6. Grupo Copacabana

Definición y límites

El Grupo Copacabana fue descrito inicialmente por Douglas (1914) en la península de Copacabana del Lago Titicaca, King (1930) le asigna una edad de Pérmico inferior y Cabrera y Petersen (1936) le dan la denominación de Formación. Posteriormente, Newell (1949) lo eleva de categoría a Grupo Copacabana.

Su expresión morfológica es generalmente abrupta con escarpas verticales. Al suroeste del área de estudio sobreyace en aparente concordancia al Grupo Tarma, subyace discordantemente al Grupo Mitu, y en ocasiones está limitado por fallas que lo ponen en contacto con el Grupo Ambo.

Litología, ambiente de depositación y edad

En el área de estudio está compuesto de calizas en capas gruesas de color claro, conformando una secuencia de 70 a 180 m. En la literatura geológica se describe como una secuencia detrítica roja de conglomerados en la parte basal que pasan a areniscas con bancos de calizas y dolomitas. Las calizas arenosas (calcarenitas) son frecuentes al tope, pasando rápidamente a las molasas rojas del Pérmico Superior (Mitu). Su litología, así como la presencia reportada de corales y crinoideos, indican una sedimentación en un medio nerítico con proximidad de relieves emergidos.

Los fusulínidos como *Pseudoschwagerina uddeni* le dan una edad de Pérmico inferior.

3.8.7. Grupo Mitu

Definición y límites

La denominación fue propuesta como Formación Mitu por Mc Laughlin (1924) para una serie detrítica de color rojo que aflora en la localidad de Mitu (Pasco). Posteriormente fue elevada a la categoría de Grupo Mitu por Newell *et al.* (1949) considerando a facies sedimentarias clásticas como a facies volcánicas.

El Grupo Mitu se presenta morfológica abrupta en sus facies volcánicas y menos prominente en facies sedimentarias. Reposa en discordancia angular sobre el Grupo Copacabana, y está en contacto fallado con el Grupo Ambo al oeste de la zona de estudio. Se encuentra en contacto con la Súper Unidad Coasa al noroeste del área de estudio.

Litología, ambiente de depositación y edad

El Grupo Mitu consiste en la base de conglomerados polimícticos, subangulosos cementados por una matriz areniscosa de grano fino de color rojo ladrillo, y sobre ella estratos delgados de lutitas gris a rojizas intercaladas con areniscas de grano fino y en la parte superior una sucesión

gruesa de derrames volcánicos de lavas. Tiene un espesor entre 1000 y 1500 m. Es un depósito típico de molasa y de niveles volcánicos representados por andesitas que pueden ser las más tempranas manifestaciones volcánicas regionales en los Andes Centrales.

Por su posición estratigráfica se le suele asignar una edad de Pérmico superior-Triásico medio, sin embargo, estudios más recientes sugieren limitar su edad a Triásico medio-superior.

3.8.8. Depósitos cuaternarios

En el área de estudio dominan los depósitos glaciares y fluvioglaciares, cubriendo en buena extensión a la Súper Unidad Coasa y las unidades del área de estudio.

- Depósitos glaciares: Se encuentran próximos a las áreas glaciares, constituyendo grandes morrenas. Están compuestos principalmente de clastos líticos, subredondeados a subangulosos, mal clasificados de composición intrusiva y metamórfica en una matriz areno-limosa.

- Depósitos fluvioglaciares: Se encuentran relleno de valles glaciares. Están compuestos de materiales inconsolidados de composición heterogénea, con clastos subangulosos a subredondeados en una matriz areno-limosa.



Fotografía 3.9 Depósitos fluvioglaciares entre dos grandes depósitos de morrenas.

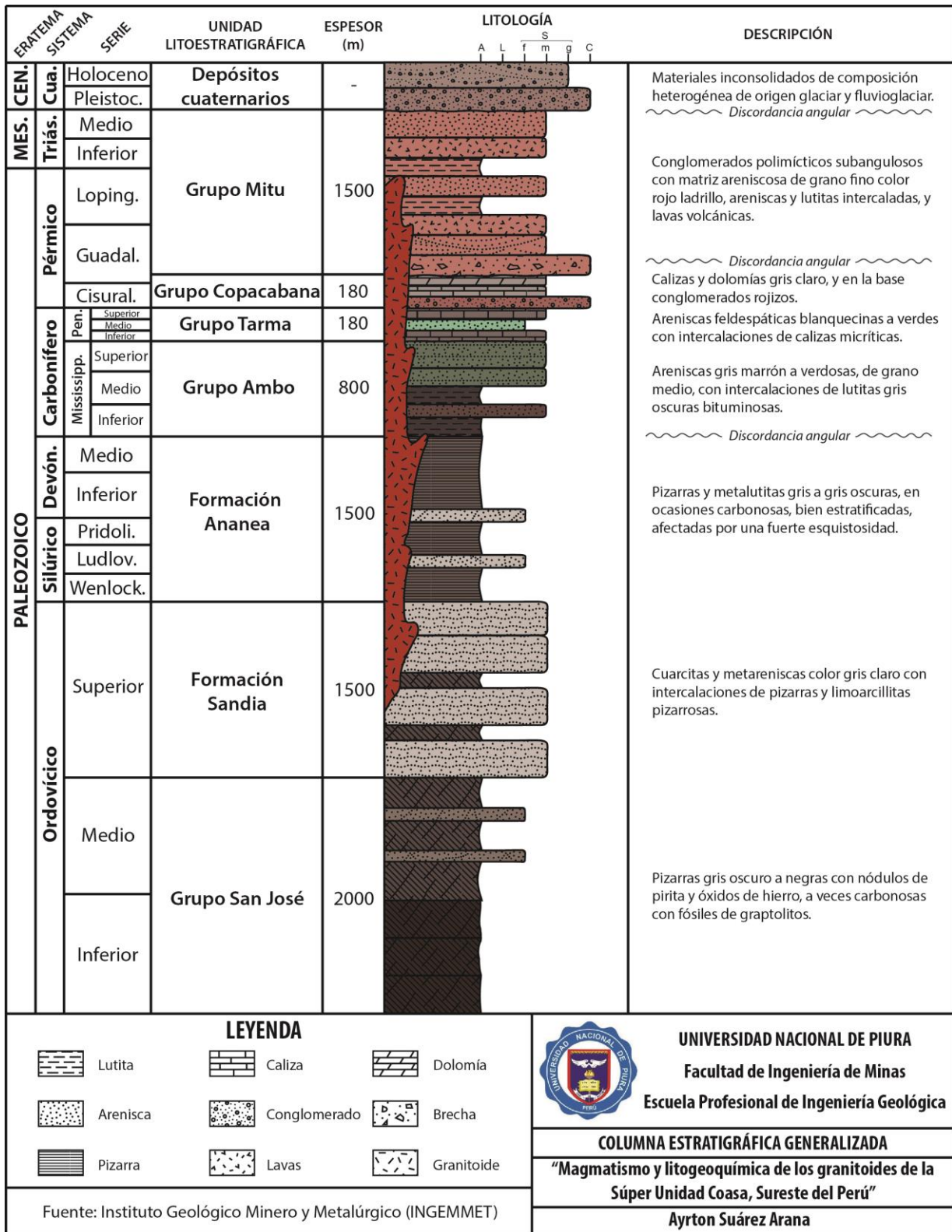


Figura 3.5 Columna estratigráfica generalizada del área de estudio.

3.9. ROCAS ÍGNEAS

Se describen las principales unidades de rocas intrusivas presentes en el área de estudio, componentes del Batolito de la Cordillera Oriental, emplazados durante eventos magmáticos permo-triásicos.

3.9.1. Unidad Aricoma

Definición, distribución y relaciones de contacto

Fue denominado por Laubacher (1977) como Batolito de Aricoma, de edad Pérmico-Triásico según dataciones radiométricas. Soberón *et al.* (2017) proponen asociar los plutones de la región en unidades y súper unidades, denominándola Unidad Aricoma. Es un cuerpo intrusivo de forma triangular asociado con otros pequeños cuerpos adyacentes que ocupan un área aproximada de 150 km², ubicado al sureste del área de estudio, que presenta un drenaje lagunar. Está emplazado en la Formación Ananea y Grupo Ambo.

Petrografía, emplazamiento y edad

La unidad está compuesta de monzogranitos con cristales de plagioclasas débilmente alteradas a sericita y arcillas, feldespatos potásicos con textura poiquilítica y una alteración incipiente de cloritas, y cuarzo intergranular con textura granofírica por sectores. Según Monge y Zedano (1996) describen una cuarzo-monzodiorita de textura granular hipidiomórfica con minerales esenciales de plagioclasas, cuarzo, feldespatos y minerales accesorios de biotita, anfíboles, epidota, opacos, etc. Se le caracteriza por la ilmenita y su fase óxidos. Presenta zonas con alteraciones hidrotermales con ocurrencias de Cu-W-Mo-Sn.

Se le atribuye a un magmatismo durante un período tectónico distensional y estaría relacionado en profundidad a la Unidad Limbani. Dalmayrac *et al.* (1980) determinan una edad de 234 ± 9 Ma por el método U-Pb. Por otro lado, Kontak *et al.* (1990) determinaron edades de 216.8 ± 4.5 y 177.4 ± 3.6 Ma por el método K-Ar. Miskovic *et al.* (2009) obtuvieron edades de 227.4 ± 4.2 Ma por método U-Pb, que le dan una edad de emplazamiento de Triásico superior.

3.9.2. Unidad Limbani

Definición, distribución y relaciones de contacto

Laubacher (1977) lo menciona como Batolito de Limbani compuesto de monzogranito. Kontak (1984) lo describe como una granodiorita equigranular con biotita. Soberón *et al.* (2017) proponen la denominación de Unidad Limbani. Es un cuerpo alargado con dirección andina con área aproximada de 100 a 150 km², ubicado al sureste del área de estudio, que se caracteriza por su drenaje lagunar. Está emplazado en las Formaciones Sandía y Ananea, que presentan una aureola de metamorfismo conformando hornfels.

Petrografía, emplazamiento y edad

La Unidad Limbani está constituida de rocas metaígneas de textura inequigranular hipidiomórfica, compuesta principalmente de plagioclasas con alteración incipiente a sericita,

arcillas y clorita, feldespatos potásicos de textura poiquilítica con inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasas, blastos de cuarzo con extinción ondulante e inclusiones de apatito y zircón, y biotitas con inclusiones de apatito, zircón y rutilo. Los minerales accesorios son clorita, muscovita, anfíboles, etc.

Según Kontak *et al.* (1985) está relacionado a un período tectónico distensional durante el evento de magmatismo permo-triásico. Stewart *et al.* (1974) determinan una edad de 164 Ma por el método K-Ar, y Laubacher (1977) una edad de 230 ± 10 Ma y Miskovic *et al.* (2009) edades de 235.6 ± 6.1 y 227.4 ± 5.4 Ma por método U-Pb, que otorgan una edad de emplazamiento de Triásico superior.

3.9.3. Súper Unidad Coasa

Definición, distribución y relaciones de contacto

Inicialmente Laubacher (1977) lo denomina Batolito de Coasa y posteriormente Kontak *et al.* (1990) proponen integrar los plutones de Coasa, Limbani y Aricoma en el Batolito de Carabaya. Soberón *et al.* (2017) proponen la denominación de Súper Unidad Coasa ya que estaría constituida de dos unidades: monzogranito y sienogranito.

El cuerpo en su conjunto tiene una forma globular a elíptica, algo elongado de dirección NO-SE controlado aparentemente por fallas transcurrentes de rumbo sinistral. Tiene una superficie aproximada de 800 km^2 y está cortado por fallas de rumbo NE-SO. Presenta además una morfología abrupta y drenaje lagunar.

Se encuentra emplazado en las Formaciones Sandía y Ananea, y los Grupos Ambo, Tarma y Copacabana. Al NO del área estudio (cuadrángulo de Ayapata) corta a las formaciones paleozoicas y sus contactos están muy bien expuestos. Al NE (cuadrángulo de Esquena) corta las metareniscas de la Formación Sandía y la secuencia pizarrosa de la Formación Ananea generando una aureola de metamorfismo de contacto conformado por hornfels. Al SO (cuadrángulo de Macusani) intruye a las areniscas del Grupo Ambo y las pizarras de la Formación Ananea produciendo un metamorfismo de contacto dando origen a cuarcitas con pirita diseminada, y en las series carbonatadas de los Grupos Tarma y Copacabana forman un skarn. En esta zona las estructuras de las rocas paleozoicas adoptan una dirección E-O, y los pliegues y fallas tienen una vergencia que indicaría un empuje asociado al Plutón. Al SE (cuadrángulo de Limbani) corta principalmente a la Formación Ananea, y en un sector en contacto con el Grupo Tarma forma un exoskarn rico en anfibolita y epidota. En el contacto sur, las estructuras de la roca caja tienen una orientación E-O mostrando un cambio con respecto a su orientación más al sur. Rodríguez *et al.* (inédito) indican que cerca al contacto entre las unidades de monzogranito y sienogranito, el monzogranito aumenta su contenido en feldespatos gradualmente por lo que se trataría de un cuerpo zonado y que ambas variedades litológicas son coetáneas.

Petrografía, emplazamiento y edad

La Súper Unidad Coasa se caracteriza por tener cristales de feldespato potásico con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita en textura poiquilítica, algunos con exsoluciones de

plagioclasas generando textura pertítica, cuarzo intergranular con inclusiones de apatito, biotita y muscovita, plagioclasas alteradas a sericita y arcillas, y cristales de biotita alteradas a cloritas, epidota, muscovita y óxidos de hierro. También han sido descritos xenolitos de naturaleza intrusiva de composición diorítica a monzogranítica. (Soberón *et al.*, 2017)

Según Laubacher (1977) el emplazamiento de Súper Unidad Coasa tuvo lugar a lo largo de una zona de grietas de tensión o apertura por fallas transformantes intracontinentales ligadas a un sistema cizallante, de dirección Este-Oeste a Oeste-Noroeste / Este-Sureste. Muestra una tectónica post-emplazamiento definida por la presencia de diques diabásicos que lo cortan, un cizallamiento que lo afecta al suroeste y noreste, y el borde noreste cataclasado (N 140° a 160°), evidencia de la deformación andina.

Análisis geoquímicos sencillos realizados por Monge y Zedano (1996), Monge *et al.* (1997) y Chávez *et al.* (1997) concuerdan en una composición calcoalcalina. También evidencia ser débilmente peraluminico (Kontak, 1985).

Una primera datación realizada por Stewart *et al.* (1974) sobre una muestra de granito dio una edad de 207 Ma por el método K/Ar. Posteriormente, han sido realizadas varias dataciones en numerosos estudios (Lancelot *et al.*, 1978; Kontak, 1984; Kontak *et al.*, 1990; Clark *et al.*, 1990; Miskovic *et al.*, 2009) obteniendo edades entre 174 y 212 Ma. Finalmente, Reitsma (2012) obtiene por el método U-Pb edades de 223.73 ± 0.09 y 226.5 ± 4.2 Ma. Esto restringe su edad a Triásico superior.

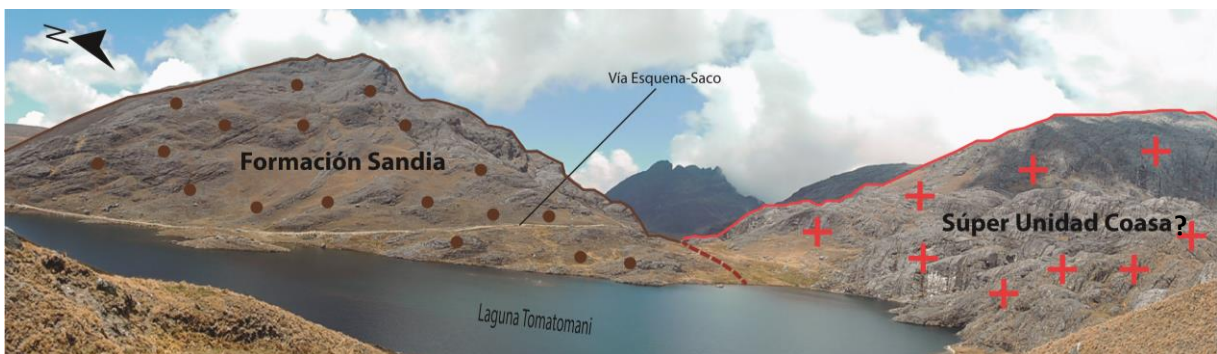


Figura 3.6 Contacto entre la Súper Unidad Coasa y la Formación Sandia en la localidad de Tomatomani, en el camino de Esquena hacia el centro poblado de Saco. (Fotografía: Ing. Iván Santos)

Variedades litológicas

Rodríguez *et al.* (inédito) y Soberón *et al.* (2017) identifican en el cartografiado dos variedades litológicas que parecen ser coetáneas y resultado de una diferenciación gradacional.

Monzogranito

Esta unidad se observa entre el cerro Ojecunca y el paraje Huayllatira, distribuida al oeste del área de estudio. Sus afloramientos se presentan de forma masiva, con fracturamiento leve y cortados en sectores por diques dioríticos. Macroscópicamente se caracteriza por presentar tonalidades claras (leucócrata). Tiene una textura inequigranular de grano grueso, constituida

por cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas de forma tabular y contenido de biotita mayor que en la variedad sienogranito.

En los alrededores de Colpacucho, los afloramientos presentan grandes cúmulos de turmalina de hasta 12 cm de diámetro en las zonas cercanas al contacto con las rocas encajonantes. En esta zona los afloramientos se distinguen hasta 2 familias de diaclasas principales.

Sienogranito

Esta unidad comprende una extensión mayor que la facie monzogranito, distribuyéndose al este del área de estudio. Sus afloramientos se presentan de forma masiva y muestran erosión esferoidal. Tiene un grado de fracturamiento leve a moderado, y paralelamente a estas se emplazaron diques dioríticos.

Se caracterizan por presentar una textura porfirítica, con la presencia de fenocristales de hasta 7 cm de largo. Está compuesta por cristales de cuarzo de hábito globular, cristales de feldespatos potásicos de hábito tabular (que en las zonas de contactos se encuentran alineados) pudiendo presentar inclusiones de biotita en textura poiquilítica, y abundantes cristales de plagioclasa rodeando el megacrystal en textura rapakivi. Además, cristales tabulares de plagioclasa, y cristales de biotita que se presentan en escamas agrupadas en cúmulos y a veces asiladas de forma hexagonal.

Al SE de la zona de estudio, en el área de Esquena, el cuerpo menor aparentemente separado se encuentra afectado por un diaclasamiento pseudovertical de tendencia N-S, y en ocasiones se encuentran emplazados diques dioríticos. También se aprecian vetas polimetálicas con arsenopirita, covelita y calcopirita en la Formación Sandía que continúan hacia el intrusivo en el sector de Tomatomani.



Fotografía 3.10 Afloramiento de la Súper Unidad Coasa en el extremo sureste del área de estudio. Se aprecia un marcado diaclasamiento pseudovertical de dirección aproximada N-S.

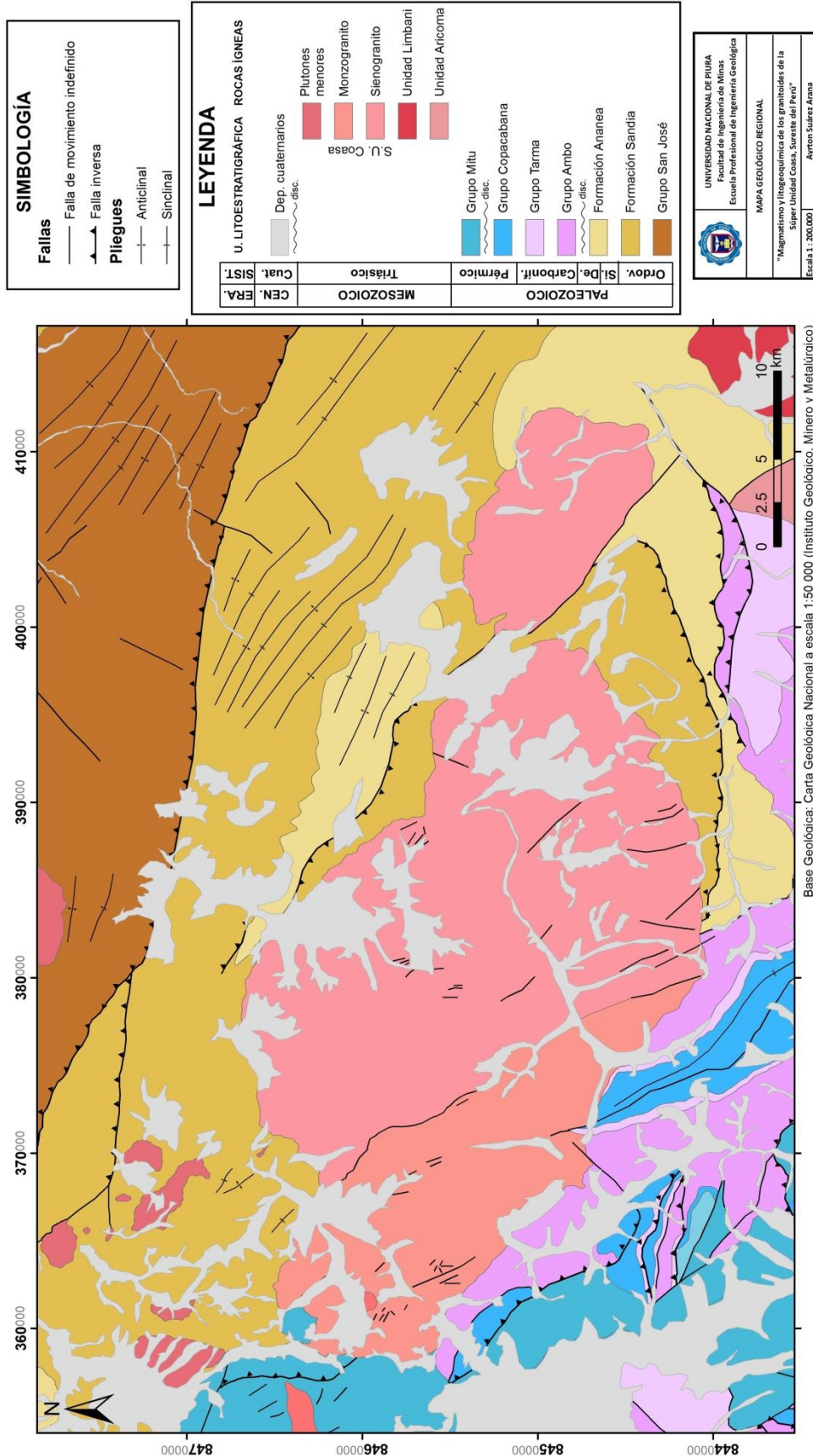


Figura 3.7 Mapa geológico regional del área de estudio. La Súper Unidad Coasa se localiza en la parte central.

SECCIONES GEOLÓGICAS

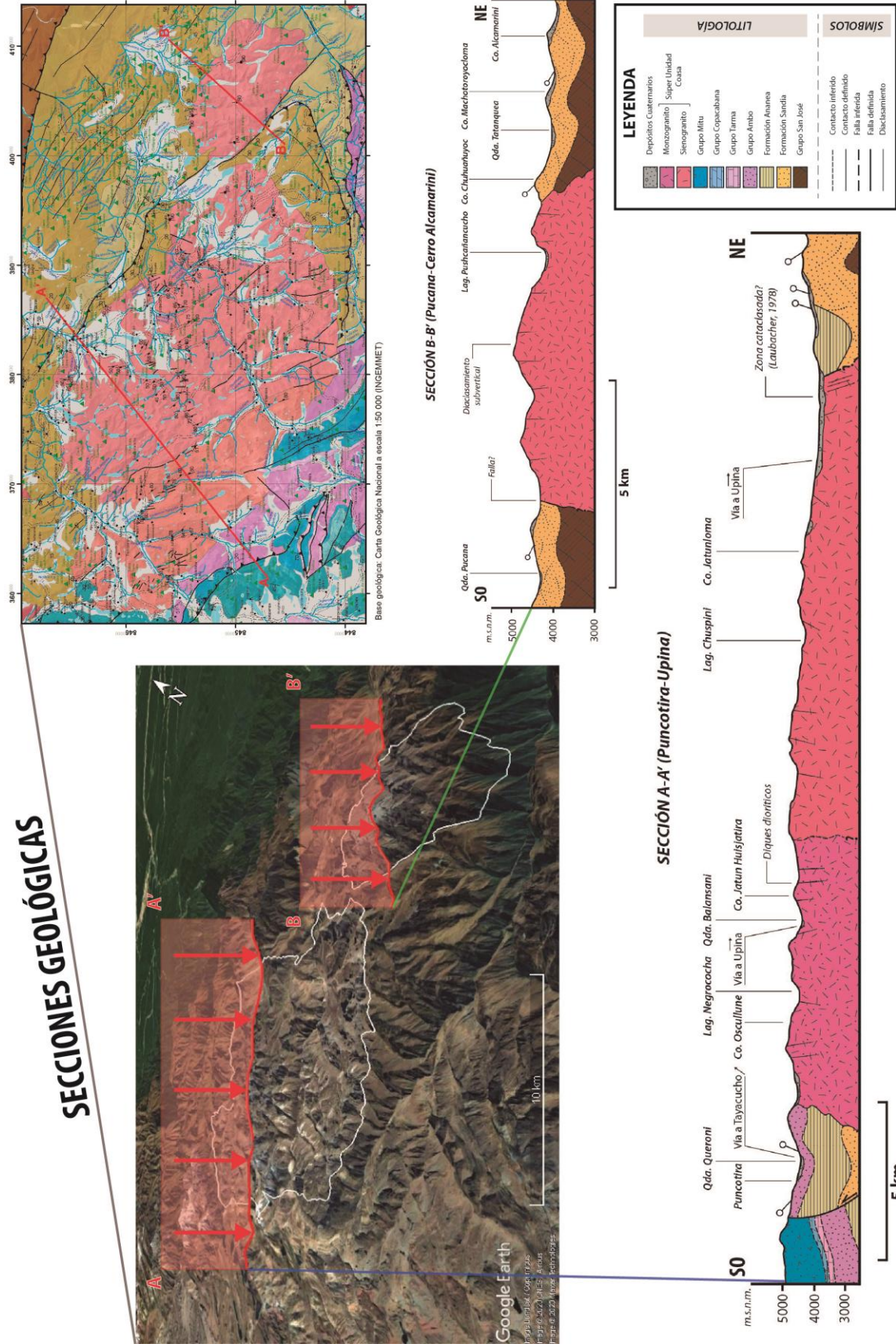


Figura 3.8 Secciones geológicas referenciales realizadas en el área de estudio: A-A' sobre el cuerpo principal de la Siper Unidad Coasa y B-B' sobre un cuerpo menor al SE atribuido hasta el momento a la unidad.

3.10. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el área de estudio la Cordillera Oriental se encuentra formando el núcleo de un gran anticlinorio, controlado por fallas principalmente inversas de dirección NO-SE, paralelas a la estructura, y otro sistema de fallas NE-SO en menor proporción. Los ejes de los anticlinales y sinclinales tienen una orientación andina y está constituida por restos de la cadena hercínica correspondiente al Paleozoico inferior. Dicha secuencia se encuentra intensamente tectonizada, en el curso del Devónico Superior (fase eohercínica), formando en los pliegues una esquistosidad axial, a veces polifásica y acompañado en algunos sectores por metamorfismo regional. El magmatismo que aflora en el área de estudio es mayormente post-tectónico y se produce por la intrusión de rocas graníticas, que conforman parte del plutonismo del SE del Perú (Cordillera Oriental del Sur del Perú) y que se prolonga hacia la Cordillera Real al Norte de Bolivia, correspondiendo a la fase tardihercínica.

3.10.1. Dominio estructural

Carlotto *et al.* (2010) dividen la corteza del territorio peruano en dominios geotectónicos basados en los bloques estructurales yuxtapuestos que exhibe y que se encuentran limitados por sistemas de fallas complejos NO-SE, E-O y NE-SO. Sobre este criterio, la zona de estudio se ubica dentro del dominio estructural de la Cordillera Oriental, que corresponde a una cuenca distensiva en un contexto de trasarco que evoluciona a régimen compresivo en un contexto de antepaís de retroarco (Jaillard *et al.*, 2000). Está controlado por los sistemas de fallas Frente Subandino, Cordillera Real, Urcos-Sicuani-Ayaviri, San Francisco-Satipo-Pangoa, Oxapampa-San Vicente y Río Marañón. En el Permo-Triásico actuaron como fallas normales asociados a rifting y durante la evolución andina sufrieron una inversión tectónica actuando como fallas inversas que han permitido el levantamiento actual de la Cordillera Oriental.

3.10.2. Fallas regionales

3.10.2.1. Sistemas de fallas longitudinales

Se describen algunas fallas principales que afectan la zona de estudio, las cuales tienen una orientación preferentemente andina.

Sistema de fallas Limbani

Se encuentra en la parte central de la deformación de la Cordillera Oriental. Es una falla casi vertical NO-SE y que limita y controla los cuerpos intrusivos del Triásico superior, los cuales contienen zonas cataclásticas subverticales de dirección N 140° a N 160°. Las dataciones sugieren que la mayor actividad de la falla corresponde al Eoceno (Zona Zongo-San Gabán).

Falla Paquillusi

Es una falla inversa de alto ángulo que está ubicada en el extremo central oeste del cuadrángulo de Ayapata y pone en contacto rocas silúrico-devónicas de la Formación Ananea con las permo-triásicas del Grupo Mitu. Tiene un orientación N 70° O con una inflexión al suroeste.

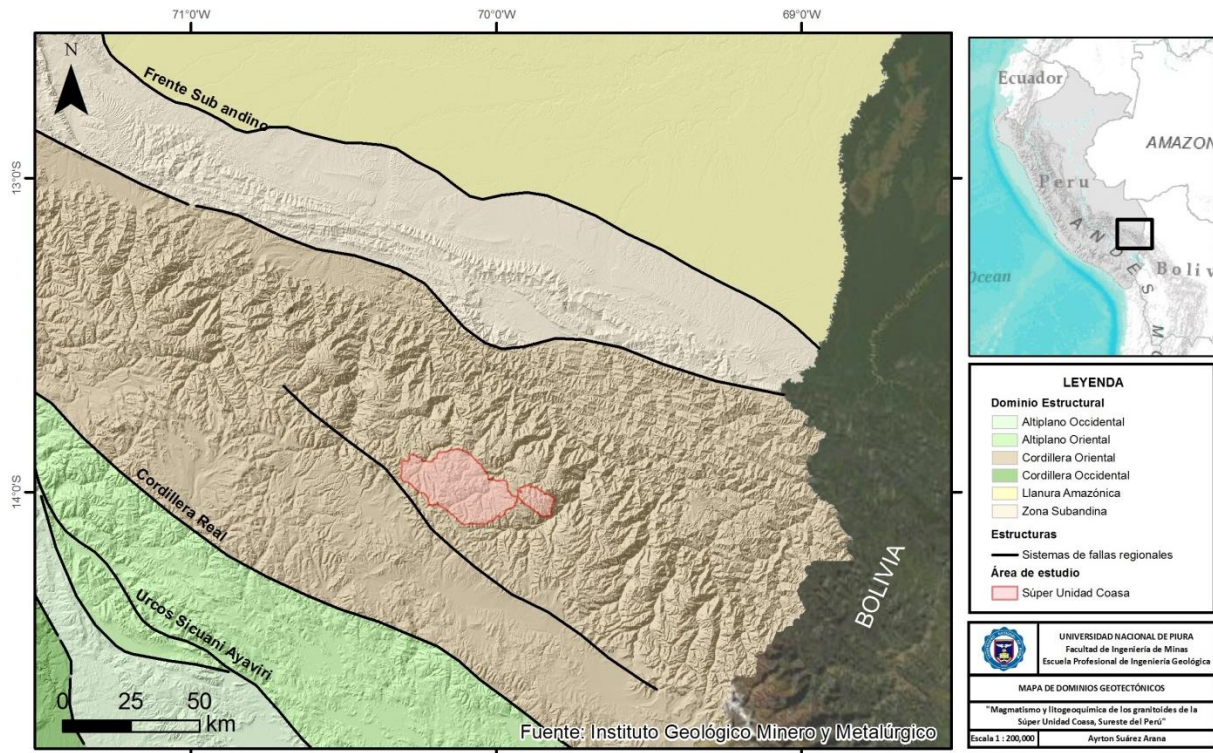


Figura 3.9 Mapa de dominios estructurales en el sureste del Perú.

Falla Ollachea

Falla inversa de alto ángulo ubicada en el extremo centro oeste del cuadrángulo de Ayapata y que pone en contacto las rocas ordovícicas de la Formación Sandia con las silúrico-devónicas de la Formación Ananea. Presenta una orientación N 75° O con una inflexión al sureste.

Falla Tocco Rumi

Falla inversa situada al NE del cuadrángulo de Ayapata que pone en contacto el Grupo San José con la Formación Sandia. Tiene una dirección N 120° E y un buzamiento de 60° NE.

3.10.2.2. Sistemas de fallas transversales

Se evidencian en la parte centro-sur del cuadrángulo de Ayapata. Son un sistema de fallas transcurrentes dextrales de orientación N-S que pone en contacto la Formación Sandia con el Grupo Mitu. En la zona de estudio se encuentran una serie de fallas menores con características de una zona de cizalla.

3.10.3. Evolución tectónica

Tectónica hercínica

La tectónica de la zona de estudio que influyó posiblemente en el emplazamiento del cuerpo intrusivo es la tectónica hercínica. Tectónica hercínica se denomina al conjunto de deformaciones que han afectado al basamento paleozoico, entre fines del Devónico Superior y

la transgresión del Triásico medio, marcando los inicios del ciclo andino. Laubacher (1978) expone en su trabajo un resumen de los estudios realizados hasta ese momento sobre las evidencias de discordancias locales y regionales que demuestran de movimientos hercínicos. Consta de tres fases:

- Fase Eohercínica: Son esfuerzos compresivos que ocurren durante el Devónico y el Carbonífero ocasionando fracturamiento y plegamiento plástico de las rocas del paleozoico inferior. Esta fase se evidencia en la discordancia angular entre las series plegadas del paleozoico inferior y su cobertura permo-carbonífera. Le sucede un período de estabilidad orogénica que termina con la compresión tardihercínica; durante este período de aparente calma se produjeron movimientos epirogénicos acompañado de fallamiento normal (distensión permo-carbonífera).

- Fase Tardihercínica: Es una fase compresiva de edad Pérmico medio que origina fallas longitudinales y permite el emplazamiento de plutones. Las estructuras tardihercínicas afectan el paleozoico superior generando monoclinales. Los efectos de la fase tardihercínica han sido reconocidos en la región sureste del Perú, donde las secuencias plegadas del Carbonífero y Pérmico inferior están cubiertas en discordancia angular por las molasas del Pérmico superior (Grupo Mitu). Estos depósitos de molasas han sido precedidos por una epirogénesis general acompañada a veces de magmatismo. En otros sectores del Perú, estas molasas descansan frecuentemente sobre bloques fallados vecinos; estas fallas distensivas probablemente favorecieron la emisión de productos volcánicos durante el Pérmico superior. Los terrenos permo-carboníferos del sureste peruano conforman una virgación de grandes pliegues que presentan una torsión (que no afectan las molasas discordantes del Pérmico superior), hecho que Laubacher (1970) interpreta como la reacción superficial de una falla transcurrente de dirección NO-SE a ONO-ESE en el zócalo.

- Fase Finihercínica: También llamada fase post-permiana, consiste en una deformación localizada de fallamiento normal longitudinal NNO-SSE, a veces con reactivaciones durante el Triásico; estos bloques fueron cortados por un fallamiento de rumbo transversal NEE-SOO aparentemente de origen profundo, lo que propicia la migración de magmas y un período prolongado de magmatismo intrusivo. Probablemente se trata de una reactivación de la fase tardihercínica, con fallamiento en bloques y desplazamientos asociados a una tectónica distensiva. En el centro del Perú se evidencia en la discordancia entre las capas rojas permo-triásicas del Grupo Mitu y el Grupo Pucará del Triásico superior.

Laubacher (1978) considera que el Permo-Triásico corresponde a una evolución tardía (post-tectónica) de la orogénesis hercínica, y que se trata de un período mixto entre ciclo hercínico y andino. Este período se caracteriza por la emersión total del dominio herciniano, con sedimentación continental y una tectónica distensiva asociada a desgarres sinestrales, con un intenso vulcanismo y plutonismo. Este plutonismo permo-triásico se observa en el centro del Perú y la Cordillera Oriental del sureste peruano, probablemente debido a la fusión parcial de la corteza inferior.

Tectónica andina

La tectónica andina comprende varias etapas de sedimentación y de deformación, las cuales se describen a continuación. La tectónica andina es compresiva y causó la reactivación de fallas e inversión tectónica de fallas hercínicas, en algunos casos provocando rotación de estructuras.

- Fase Peruana (Cretácico Superior): Es un evento compresional que afecta la Costa, Cordillera Occidental y el Altiplano.

- Fase Inca (Eoceno-Oligoceno): Es la fase más importante del ciclo andino, afecta principalmente a los segmentos Norte y Central del Perú. Está dividido en cuatro eventos. La fase Inca I (59-55 Ma) está caracterizada por un intenso plegamiento (fajas de orientación NO-SE) y fallamiento de rumbo NE.

- Fase Quechua (Mioceno): Corresponde a una aceleración de la convergencia entre la placa Nazca y la placa sudamericana. Durante la fase Quechua se formó la superficie de erosión Puna, notoria en el flanco oeste y este de la cordillera Occidental.

Sempere *et al.* (2002) demuestran que los sistemas de fallas transcurrentes al sur del Perú son de escala litosférica y subvertical, debido a su estrecha relación observada con rocas ígneas parcialmente derivadas del manto. Está bien documentado que el sistema rift del Pérmico superior-Jurásico coincide con el eje actual de la Cordillera Oriental, lo que sugiere que la Cordillera Oriental surge de la inversión tectónica de este sistema. Así mismo, la inmersión y geometría general de estos sistemas de fallas determinaron la vergencia de muchos empujes de edad andina. Es posible que los desplazamientos tectónicos andinos hayan sido inicialmente transpresivos debido a la oblicuidad de estructuras preexistentes respecto a la dirección de los esfuerzos. Los granitoides que se habían emplazado en la región profunda de las fallas, ahora están expuestos en las altitudes más altas, por lo que cerca al eje del sistema principal del rift, la inversión tectónica y el desgarre fueron más intensos. La Cordillera Oriental de Perú y Bolivia serían el resultado de una inversión tectónica en el Oligoceno-Neógeno del área adelgazada oriental.

3.10.4. Modo de emplazamiento del cuerpo intrusivo de Coasa

Laubacher (1978) realiza una hipótesis sobre el modo de emplazamiento del cuerpo intrusivo de Coasa. Anulando los efectos de los desgarres andinos, reconstruye la forma inicial aproximada del granitoide de Coasa e interpreta que el emplazamiento del batolito tuvo lugar a lo largo de una zona E-O a ONO-ESE y que podría tratarse de grietas de tensión o apertura por fallas transformantes íntercontinentales ligadas a un sistema cizallante. Posteriormente a su emplazamiento, el cuerpo fue recortado por diques de diabasa, afectado por cizallamientos dextrales en los límites suroeste y noreste. Describe que el cuerpo está afectado por una intensa cataclasis que se manifiesta por una intensa esquistosidad subvertical de dirección N140°-N160°, tratándose de un cizallamiento andino del Mioceno.

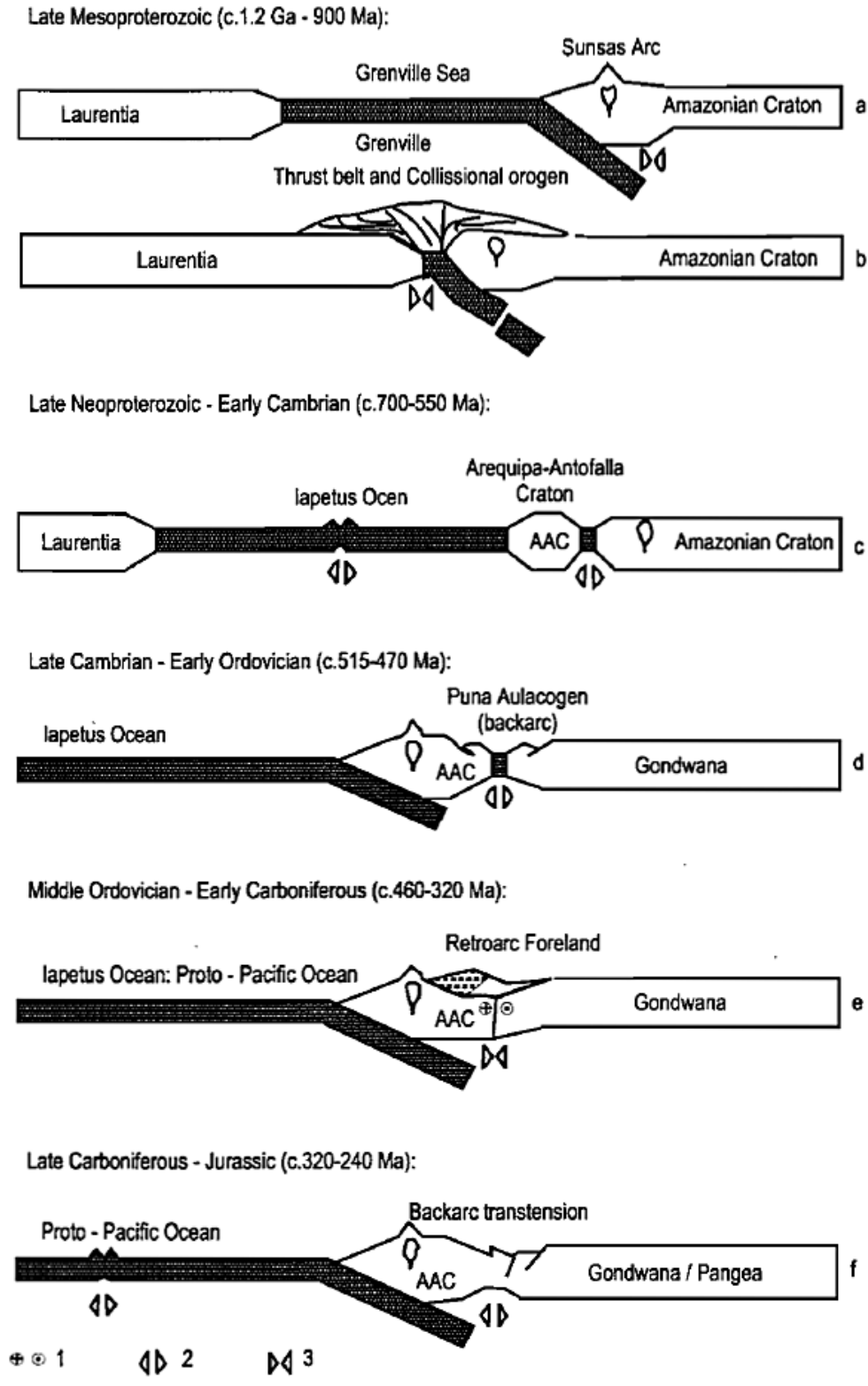


Figura 3.10 Modelo conceptual simplificado de la evolución geodinámica de los Andes Centrales. Campos de esfuerzo regional general: 1, Transcurrente; 2, Extensional; 3, Compresional. (Tomado de Jaillard et al., 2000)

3.10.5. Zona Zongo-San Gabán (ZSGZ)

Estudios de Farrar *et al.* (1988) a través de datos geocronológicos y petrológicos tomados en seis transectos a través de la Cordillera Oriental en el sureste del Perú y el noroeste de Bolivia, revelaron la aparición de un evento tectonotérmico en el Eoceno tardío (38 Ma) a lo largo de una zona de 400 km de longitud de tendencia noroeste, el cual sob reimprime a rocas ígneas y metamórficas del Triásico a más antiguas en esta área. Esta sobreimpresión por recalentamiento es producto de la advección de calor asociada con fallas de empuje desde el suroeste y la posterior conducción del calor hacia las rocas adyacentes. La elevación, la erosión y el empuje del suroeste acompañaron el desarrollo de este dominio, que definió el límite de la parte delantera del orógeno antes del inicio del empuje andino en el noreste durante el Mioceno.

Este evento tectonotérmico del Eoceno tardío está relacionado en última instancia con los procesos tectónicos fundamentales que han dado forma a este sector de los Andes, implicando empuje y acortamiento del basamento, y que han llevado a la exposición de la estructura magmática y metamórfica de la Cordillera Oriental. A escala regional, el tectonismo y la elevación de la Cordillera Oriental son claramente la manifestación sur de la deformación por compresión de la fase orogénica Inca del Paleógeno, considerada el mayor episodio andino de acortamiento de la corteza. Se considera que las fallas inversas de tendencia noroeste en el transecto de Zongo constituyen parte de un amplio cinturón de deformación a lo largo del flanco suroeste actual de la Cordillera Oriental, y probablemente se generaron a través de la reactivación de fallas normales empujadas desarrolladas originalmente en el Paleozoico tardío.

Inmediatamente al este de la Zona tectonotermal Zongo-San Gabán (sureste del Perú y oeste Bolivia) se encuentra una activa faja subandina que representa una fase de acortamiento de la corteza que comenzó en el Mioceno tardío. En otros cinturones orogénicos, los eventos tectonotermales comparables se han atribuido a eventos de compresión. Debido a que existen numerosos empujes y fallas inversas en el área toma fuerza este modelo.

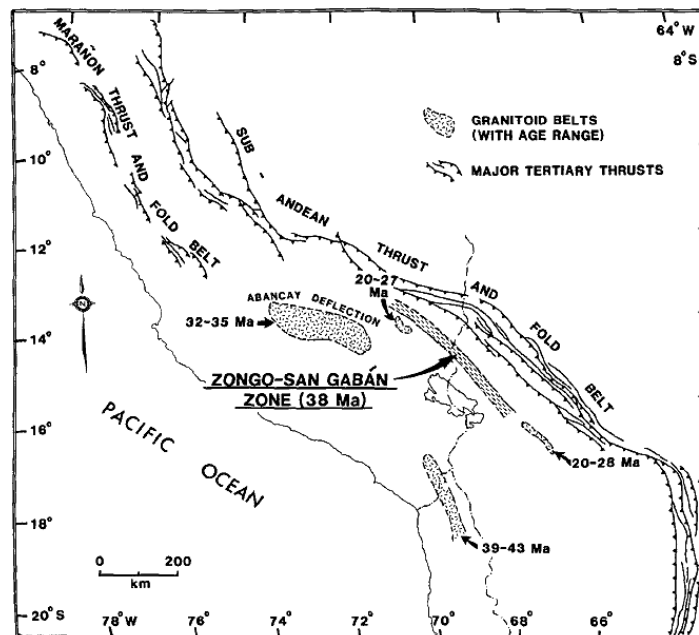


Figura 3.11 Ubicación de la Zona Zongo-San Gabán en relación con otras características geológicas terciarias de los Andes centrales (tomado de Farrar *et al.*, 1988).

3.11. GEOCRONOLOGÍA

Inicialmente, Stewart *et al.* (1974) obtienen una edad de 207 Ma sobre una muestra de granito por el método K/Ar sobre biotita. Más adelante, sobre una muestra tomada en el centro del plutón, Lancelot *et al.* (1978) obtuvieron una edad de 238 ± 11 Ma por el método U/Pb sobre zircón. Posteriormente, Kontak (1984) enumera edades entre 180 y 216 Ma por método K-Ar sobre biotita, Kontak *et al.* (1990) obtuvieron una edad de 174.6 ± 3.6 Ma por el método K-Ar sobre moscovita en metasedimentarios de las proximidades del plutón de Coasa, Clark *et al.* (1990) obtienen edades de 212.7 ± 4.3 , 186.7 ± 3.8 y 193.4 ± 3.9 Ma también por el método K-Ar sobre moscovita, y Miskovic *et al.* (2009), obtienen edades de 207 ± 3 Ma y de 208 ± 4 Ma en muestras de monzodioritas por el método U-Pb sobre zircón. Finalmente, Reitsma (2012) obtiene por el método U-Pb sobre zircón una edad de 223.73 ± 0.09 Ma en una muestra de sienogranito y una edad de 226.5 ± 4.2 Ma en una muestra de granodiorita. Para la concordancia de todos estos valores geocronológicos, se limita la edad de la intrusión a Triásico superior. Se debe considerar un método en que los sistemas isotópicos a la temperatura de cierre (temperatura en la cual los isótopos quedan “encerrados” en los minerales) no deben ser afectados posteriormente por procesos tectónicos (como cizalla y cataclasis), hidrotermales o metamórficos, por lo tanto actualmente se recomienda utilizar el método U-Pb para datar la edad de cristalización de las rocas ya que el zircón tiene una elevada temperatura de cierre y será más difícil que sea afectado por eventos posteriores. Por otro lado, las dataciones Ar-Ar y K-Ar nos pueden ayudar en la determinación de la historia termal y la edad de exhumación ya que tienen una temperatura de cierre menor (lo que implica una menor profundidad).

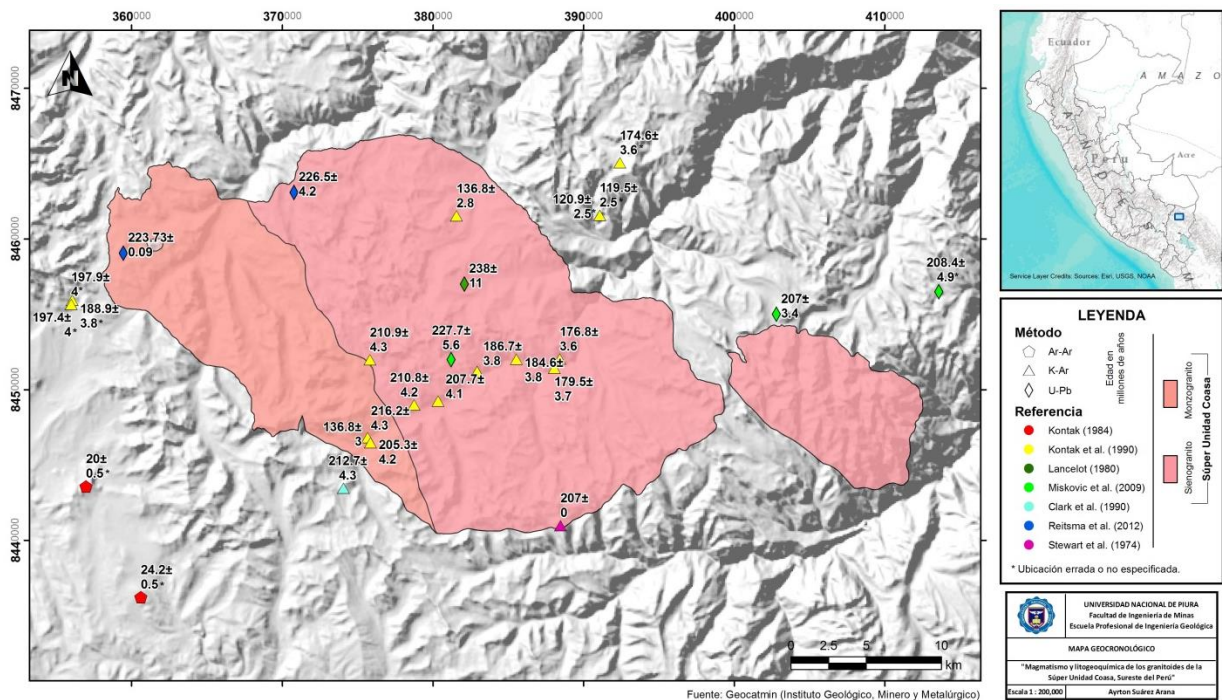


Figura 3.12 Mapa geocronométrico, mostrando las dataciones realizadas por diversos estudios hasta el momento en el área.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos, así como un análisis y discusión de los mismos. Estos incluyen estudios petrográficos y litogeoquímicos, y además un breve análisis de lineamientos estructurales para obtener una indicación general de la configuración tectónica del área. Seguidamente se muestra el análisis petrográfico de 12 muestras, así como también la interpretación litogeoquímica de 36 muestras, con el objetivo de reconocer las variaciones litológicas dentro del plutón, y la distribución de elementos y relaciones petrogenéticas de las intrusiones.

4.1. PETROGRAFÍA

Las secciones delgadas fueron descritas con ayuda de un microscopio para la determinación de las características petrográficas esenciales de cada una de las muestras (composición modal, textura principal, texturas especiales, filosilicatos, etc.). Estas muestras corresponden a los sienogranitos y monzogranitos de la Súper Unidad Coasa, y de un cuerpo ubicado al sureste, emplazado en las cercanías del centro poblado de Esquena, el cual según Laubacher (1978) se habría separado del cuerpo principal del plutón de Coasa.

A continuación, se expone un cuadro resumen de la relación de muestras sometidas a estudios de microscopía para el presente trabajo:

Muestras	Sector	Unidad
GR39A-15-80	Campanillayoc	Súper Unidad Coasa
GR39A-15-78	Macune	
GR39A-16-34	Huayllataire	
GR39A-16-39	Jayrani	
GR39A-16-40	Jayrani	
GR39A-16-45	Lequelequene	
GR39A-16-47	Lequelequene	
GR39A-16-50	Macune	
GR46A-19-15	Coasa	
GR46A-19-12	Tomatomani	
GR46A-19-39	Tambouma	
GR46A-19-42	Riticocha	

Tabla 4.1 Tabla de muestras consideradas para el estudio.

4.1.1. Descripción de resultados

Muestra: GR39A-15-78

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8465793	E 371910	19S	Macune	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespatopotásico	32	Cristales subhedrales de 2,2 mm aproximadamente, con leve alteración sericítica. Algunos cristales presentan textura perfitica. Posee inclusiones de epidota.
Cuarzo	29	Cristales subhedrales de 0,3 a 0,7 mm. En un sector de la muestra hay un agregado de cristales anhedrales equigranulares de cuarzo con extinción ondulante.
Biotita	22	Cristales subhedrales de hábito laminar, de color pardo, alterada levemente a clorita. Presenta inclusiones de apatito (0,03 mm) y zircón (0,02 mm).
Plagioclasa	15	Cristales subhedrales a euhedrales de 1 a 2 mm, con escasa alteración sericítica. Presenta clivaje. En un sector de la muestra hay un fenocristal de 2cm, de hábito tabular, que presenta zonación y maclado con intercrecimiento de pequeños cristales de cuarzo y epidota.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Apatito	traza	Cristales alargados de hábito prismático de 30 μm .
Zircón	traza	Cristales de 20 μm , con alto relieve y colores de interferencia de alto orden.
Epidota	traza	Hay un halo de pequeños cristales de $\sim 25 \mu\text{m}$ de reemplazamiento en una plagioclasa zonada.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Clorita	2	Alterando a las biotitas.

100%

Clasificación de la roca: Sienogranito

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica

Fotomicrografía: (NX)

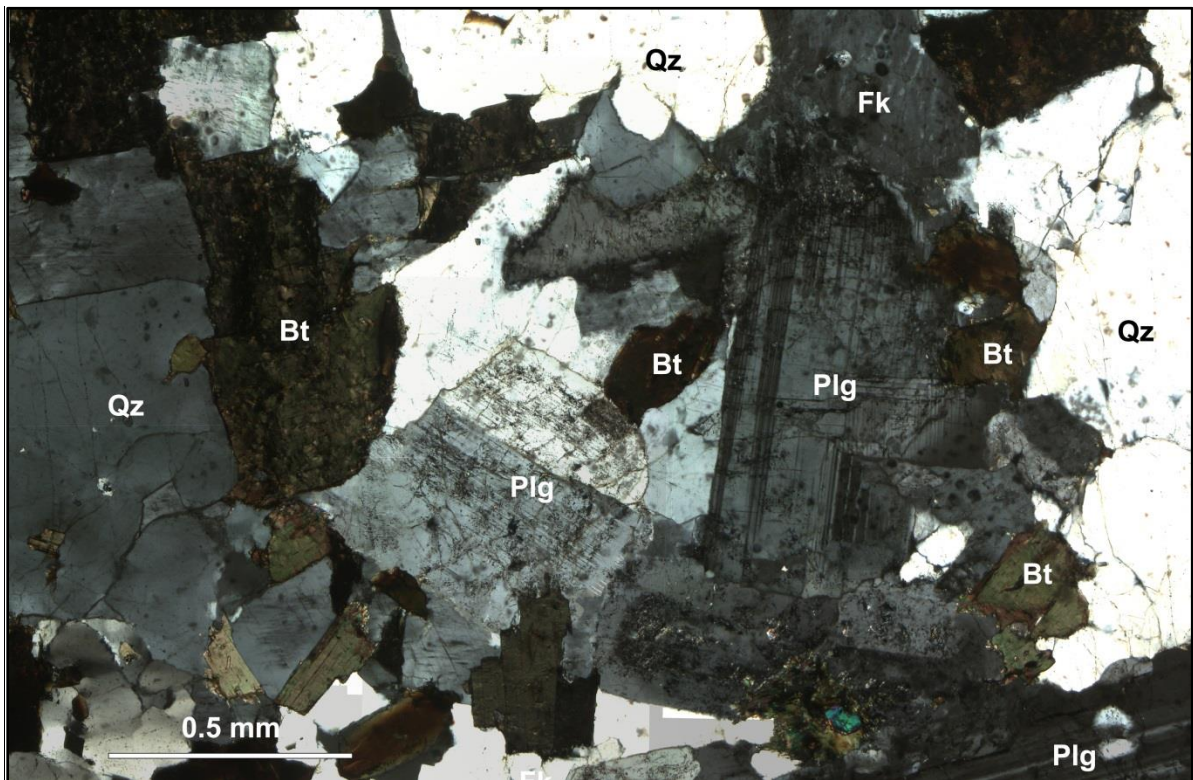
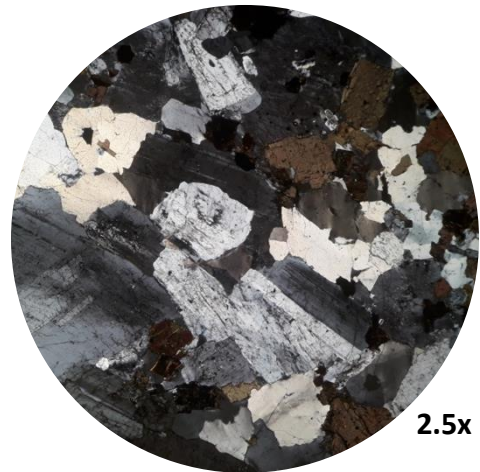


Figura 4.1 Fotomicrografía de la muestra GR39A-15-78.

Muestra: GR39A-15-80

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8459871	E 361552	19S	Campanillayoc	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespato potásico	33	Fenocristales de microclina de 2 cm aproximadamente. Presenta alteración sericítica leve en general, e intensa en sectores.
Cuarzo	31	Cristales de 0,5 cm aproximadamente, de forma anhedral a subhedral. En algunos casos presenta extinción ondulante.
Plagioclasa	18	Fenocristales de ~1 cm, de forma euhedral a subhedral. Presencia de clivaje y de hábito tabular. Intensamente alterado a sericita en algunos casos. Presenta zonación.
Biotita	5	Cristales alargados de 0,4 mm de color pardo-rojizo, en algunos casos con alto orden de color de interferencia. Alterados a clorita en ocasiones, y a epidota en agregados y minerales opacos de óxidos de hierro.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Epidota	5	Pequeños cristales de 0,08 mm a manera de inclusiones en feldespatos potásicos, plagioclasas y biotitas. En una zona de la muestra se le encuentra como un cúmulo junto con pequeños cristales de clorita, plagioclasa y minerales opacos entre 25 y 50 μm .
Minerales opacos	3.5	Cristales de 0,1 mm diseminados entre los cristales de feldespato y biotita.
Zircón	traza	Cristales de alto relieve de ~25 μm .
Apatito	traza	Cristales de hábito prismático de ~40 μm .

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Clorita	1.5	Alterando la biotita.
Sericita	3	Alterando lo feldespatos potásicos.
100%		

Clasificación de la roca: Monzogranito

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: -

Fotomicrografía: (NX)

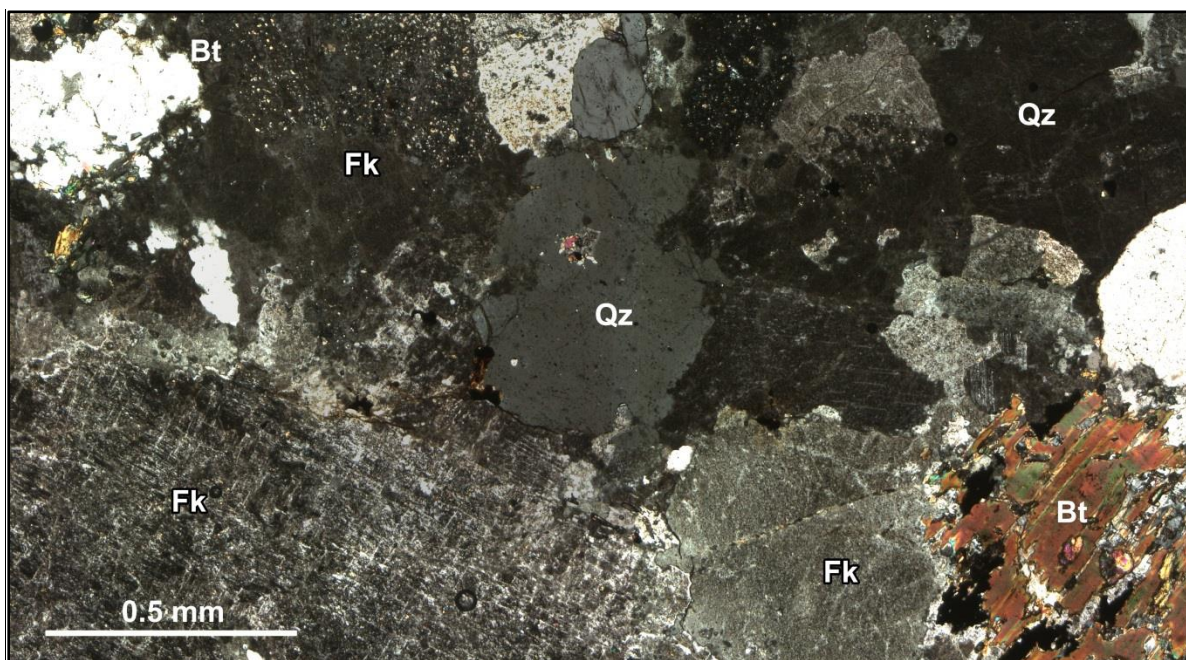
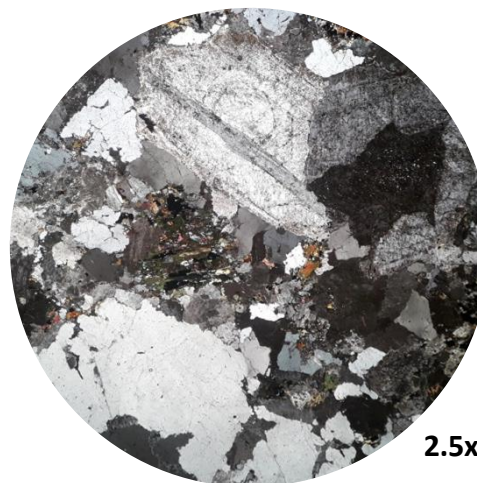


Figura 4.2 Fotomicrografía de la muestra GR39A-15-80.

Muestra: GR39A-16-34

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8450181	E 382634	19S	Huaytallataire	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespato potásico	43	Fenocristales subhedrales a anhedrales con textura peritítica, presenta leve alteración sericítica. Hay un cristal subhedral de microclina de 3 cm, con textura peritítica, intercrecimiento de cristales de plagioclasa y leve alteración sericítica.
Plagioclasa	21	Cristales euhedrales a subhedrales de 0,5 a 1,5 mm, con maclada polisintético y clivaje. Algunos presentan zonación y en ocasiones una leve alteración sericítica.
Cuarzo	26	Cristales subhedrales de cuarzo de 1 a 5 mm, presenta extinción ondulante.
Biotita	8	Se presenta en agregados laminares color pardo de 0,6 mm aproximadamente, con alteración a clorita.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Zircón	traza	Inclusiones en la biotita, de hasta 50 μm .
Apatito	traza	Pequeños cristales de hábito prismático de 80 a 110 μm .
Epidota	traza	Cristales a manera de inclusiones y rellenando fracturas en feldespatos potásicos y plagioclasas de $\sim 10 \mu\text{m}$.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Clorita	1.2	Alterando las biotitas.
Sericita	0.8	Alterando la plagioclasa y feldespato potásico.

100%

Clasificación de la roca: Sienogranito.

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Peritítica, Rapakivi?

Fotomicrografía: (NX)

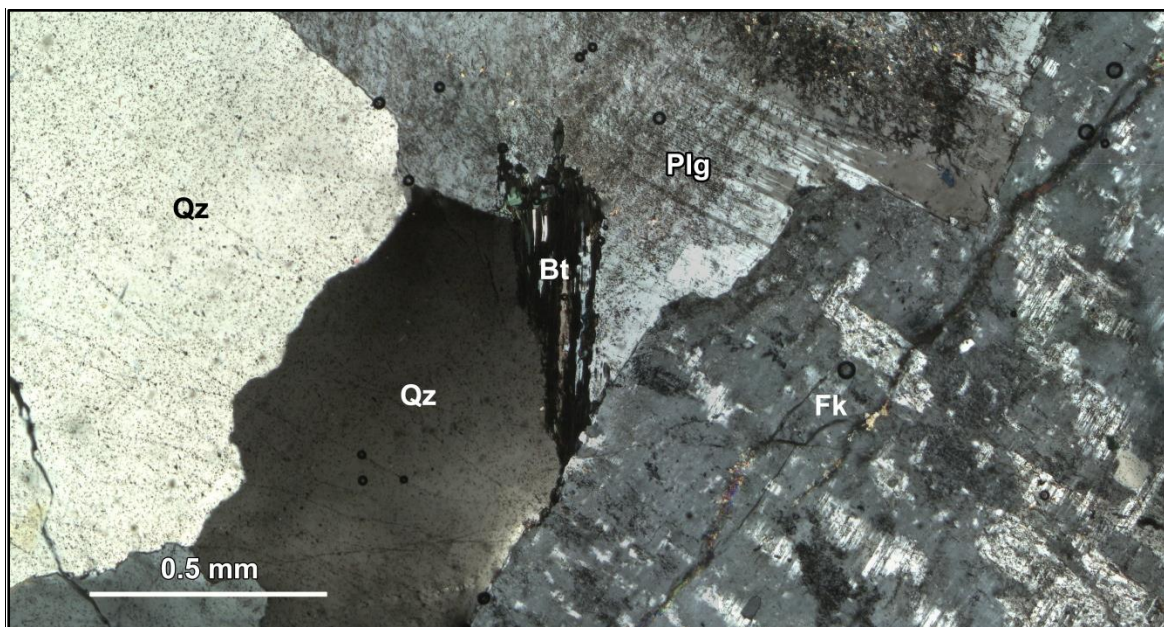
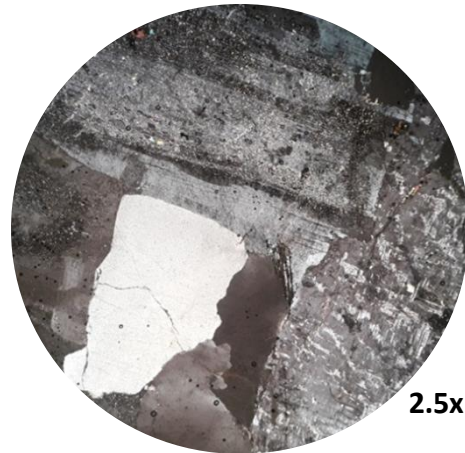


Figura 4.3 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-34.

Muestra: GR39A-16-39

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8451841	E 386037	19S	Jayrani	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespato potásico	44	Cristales anhedrales de 1,1 mm a 1 cm, con inclusiones de epidota. Algunos cristales presentan textura perfitica y una leve alteración sericítica.
Cuarzo	28	Cristales anhedrales de 1 a 2 mm, a ver con extinción ondulante.
Plagioclasa	18	Cristales subhedrales a euhedrales de 0,4 a 7,7 mm, presenta maclado y clivaje, alteración sericítica y presenta inclusiones de epidota en cristales alargados de 53 μm a 77 μm y un pequeño cristal de turmalina de 50 μm .
Biotita	6	Cristales color pardo-verdoso de hábito laminar de 0,7 mm aproximadamente, con leve alteración a clorita. Posee inclusiones de zircón de 37 μm y apatito de 10 μm .

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Epidota	2	Cristales alargados de 0,05 a 0,15 mm, incluidos en feldespatos potásicos y plagioclasas.
Zircón	traza	Inclusiones en la biotita de 10 μm .
Apatito	traza	Inclusiones en la biotita de 25 μm .

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Sericita	1	Alterando las plagioclasas.
Clorita	1	Alterando biotitas.

100%

Clasificación de la roca: Sienogranito.

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica.

Fotomicrografía: (NX)

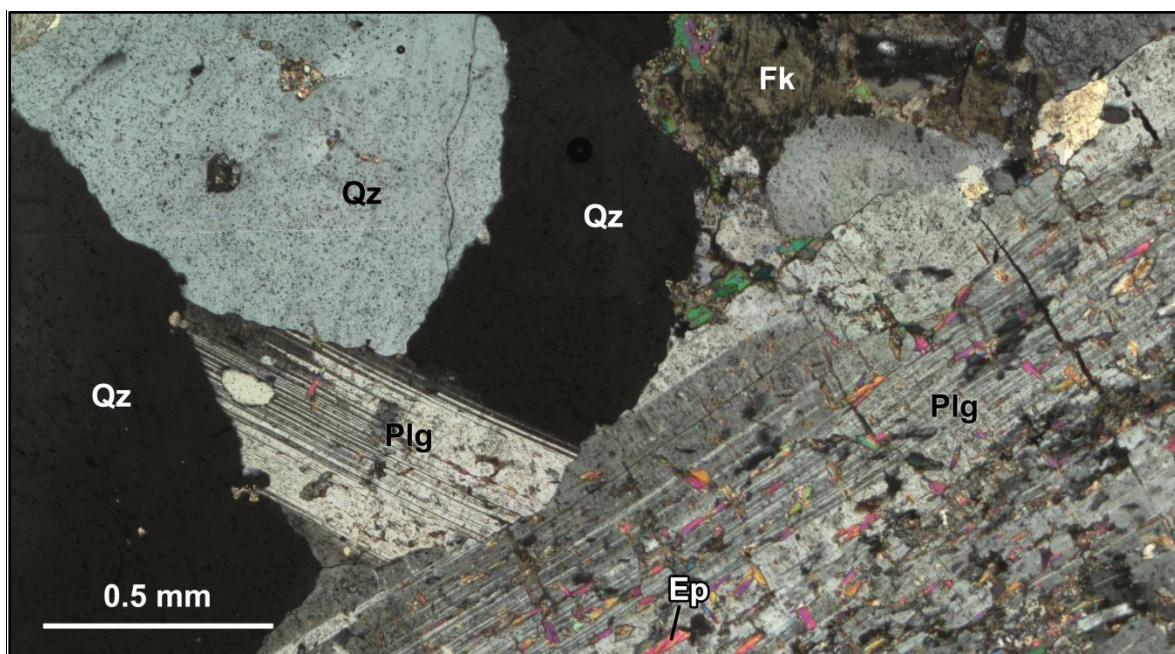
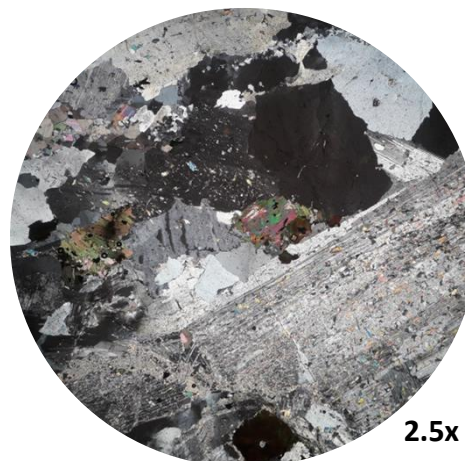


Figura 4.4 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-39.

Muestra: GR39A-16-40

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8451252	E 387179	19S	Jayrani	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespato potásico	35	Cristales anhedrales de 1 a 2 mm. Algunos cristales corresponden a microclina con textura perfitica. Puede presentar leve alteración sericítica.
Cuarzo	30	Cristales subhedrales de 0,1 a 3,8 mm. A veces presenta extinción ondulante y fracturamiento.
Plagioclasa	18	Cristales subhedrales a euhedrales de 0,3 a 2 mm, presenta clivaje y maclado. Leve alteración sericítica.
Biotita	13	Cristales de biotita parda-verdosa de hábito laminar, de 0,6 mm aproximadamente, presentando alteración a clorita e inclusiones de zircón y apatito.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Epidota	0.5	Pequeños cristales de hasta 35 μm , en una zona de alteración de feldespato potásico.
Minerales opacos	0.3	Cristales incluidos en los feldespatos potásicos de 88 μm aproximadamente.
Zircón	traza	Cristales de 60 μm en biotita.
Apatito	traza	Cristales de 80 μm en biotita.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Clorita	1.4	Alterando biotitas.
Sericita	1.8	Alterando plagioclasas y feldespatos potásicos.

100%

Clasificación de la roca: Sienogranito.

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica, Poiquilitica.

Fotomicrografía: (NX)

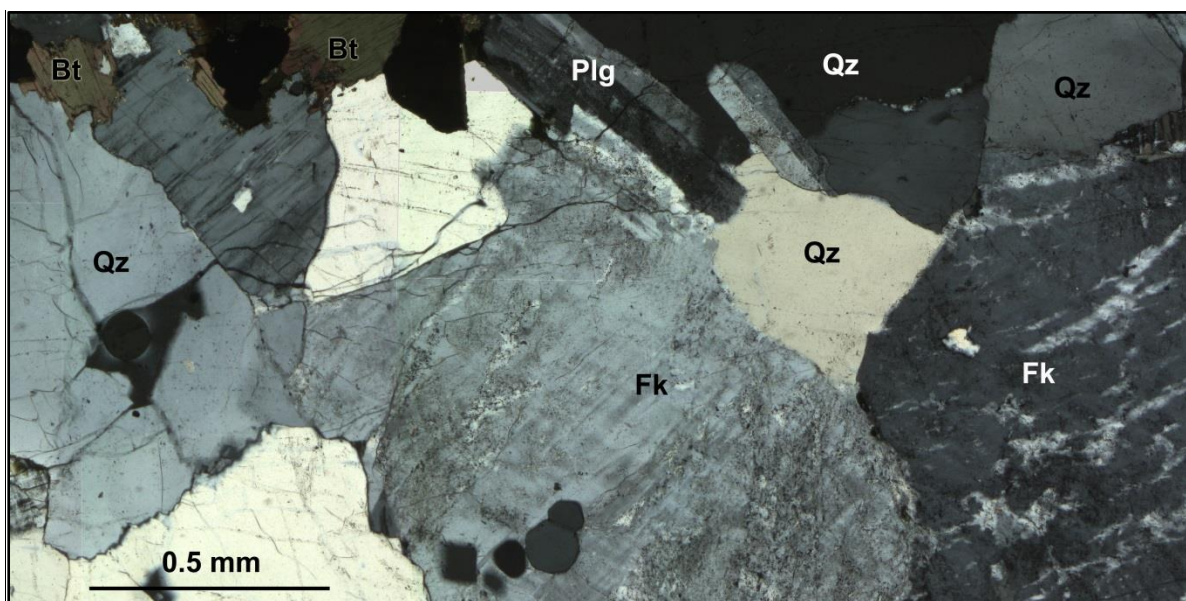
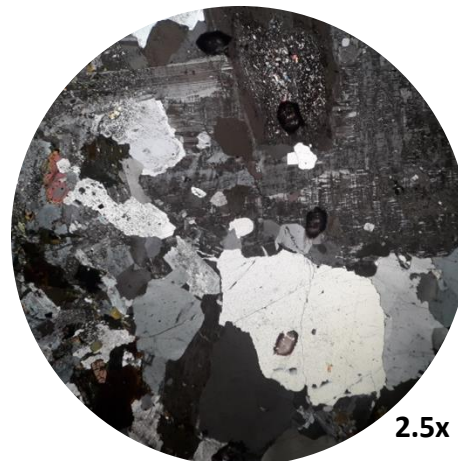


Figura 4.5 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-40.

Muestra: GR39A-16-45

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8447554	E 396537	19S	Lequelequene	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Cuarzo	36	Cristales subhedrales a anhedrales con extinción ondulante, de 0,6 a 4,5 mm.
Feldespatopotásico	35	Cristales subhedrales a anhedrales de 1,5 a 4,6 mm. Presenta una intensa alteración sericítica en ocasiones. Hay cristales de microclina con textura perítica.
Plagioclasa	15	Cristales euhedrales a subhedrales de hábito tabular, con clivaje y maclado, de 0,5 a 1,8 mm. Presenta leve alteración sericítica. Una inclusión de anfíbol de 67 μm , alterado.
Biotita	13	Cristales de color pardo a verdoso, de hábito laminar de hasta 1,2 mm, con leve cloritización. Tiene inclusiones de zircón y apatito.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Epidota	0.2	Cristales alargados de 67 μm a 0,1 mm incluidos en cuarzo y plagioclasas.
Zircón	traza	Cristales de hábito prismático hexagonal de ~46 μm .
Apatito	traza	Cristales de hábito prismático, alargado, de ~83 μm .

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Sericita	0.5	Alterando plagioclasas y feldespatos potásicos.
Clorita	0.3	Alterando biotitas.
100%		

Clasificación de la roca: Sienogranito.

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica

Fotomicrografía: (NX)

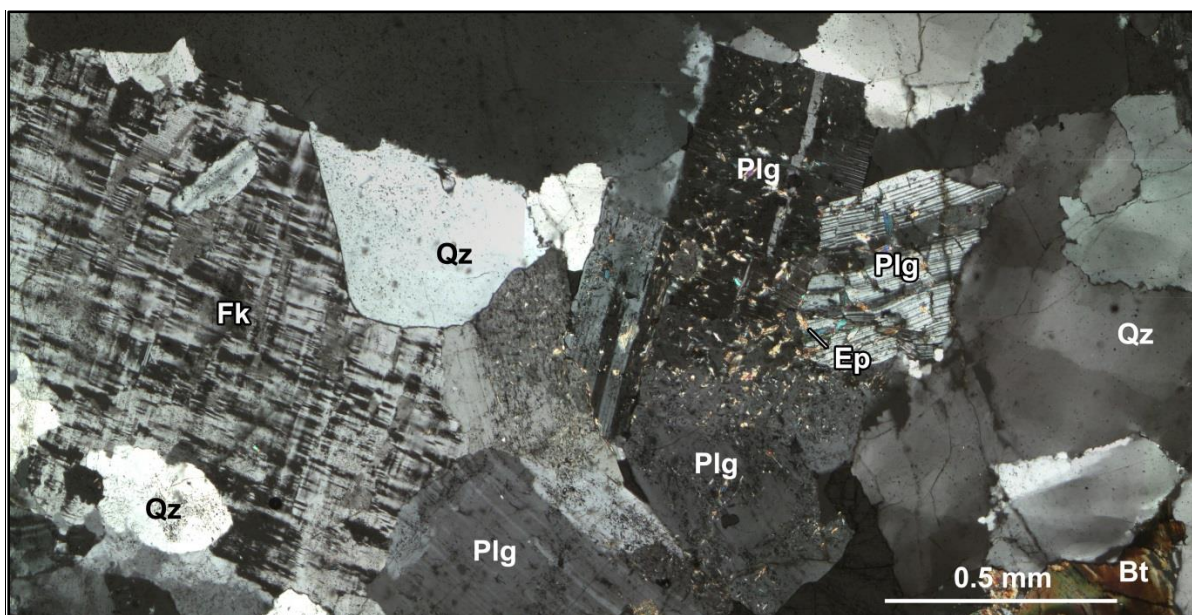
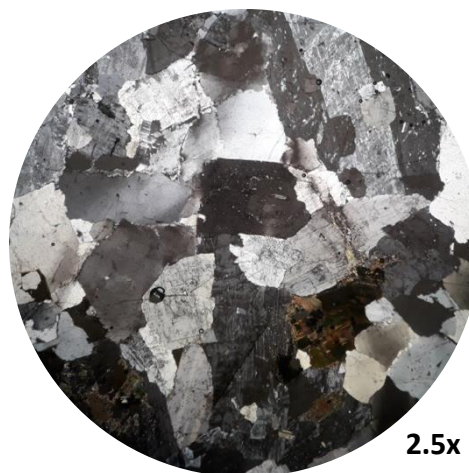


Figura 4.6 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-45.

Muestra: GR39A-16-47

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8447374	E 397667	19S	Lequelequene	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespato potásico	33	Cristales subhedrales de 0,5 a 2,9 mm, con textura perfitica en ocasiones y alteración sericítica. Intrecimiento de plagioclasa. Hay cristales de microclina.
Cuarzo	28	Cristales subhedrales a anhedrales con extinción ondulante, de 0,5 a 3 mm. Presenta fracturamiento.
Plagioclasa	17	Cristales subhedrales de hábito tabular de 0,7 a 2,1 mm, que presenta clivaje, maclado y zonación en algunos casos. Forma textura mirmequítica con feldespato potásico. Hay escasa seritización e inclusiones de epidota.
Biotita	14	Cristales color pardo a verdoso, de hábito laminar de 0,4 a 1,3 mm, con cloritización leve. Con inclusiones de apatito de 9 μm y zircón de 10 μm .

*En un sector de la muestra hay un agregado de cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita, de 0,1 mm aproximadamente.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Epidota	0.4	Inclusiones subhedrales en cristales de feldespatos de 17 μm a 0,2 mm aproximadamente.
Minerales opacos	0.6	Pequeños cristales subhedrales.
Zircón	traza	Pequeños cristales incluidos en las biotitas de 25 μm .
Apatito	traza	Cristales prismáticos de 20 a 40 μm .

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Sericita	7	Alterando plagioclasas y feldespatos potásicos.
Clorita	traza	Alterando biotitas.

100%

Clasificación de la roca: Sienogranito.

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica

Fotomicrografía: (NX)

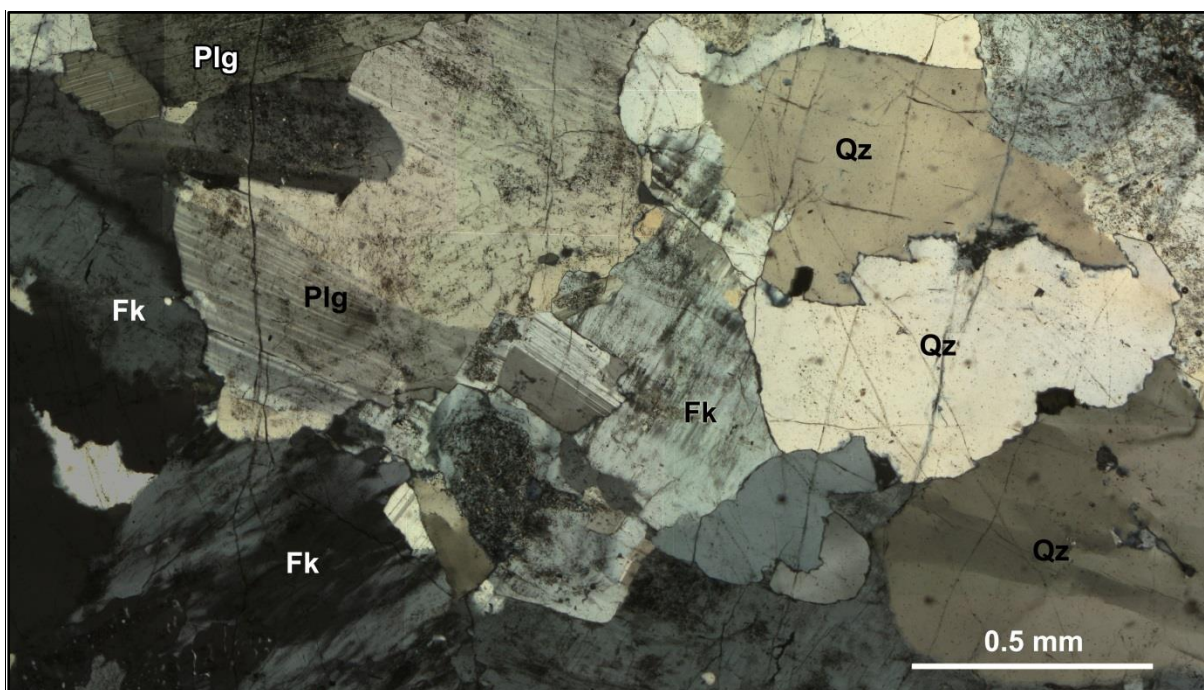
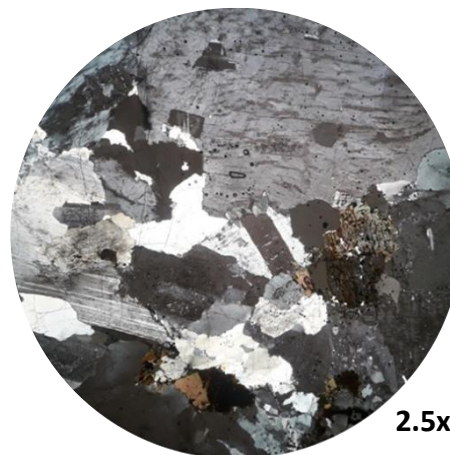


Figura 4.7 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-47.

Muestra: GR39A-16-50

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8465662	E 372693	19S	Macune	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespato potásico	34	Cristales subhedrales a anhedrales de 0,6 a 3,7 mm, que puede presentar textura perfitica y leve alteración sericítica.
Cuarzo	26	Cristales anhedrales con extinción ondulante de 0,4 a 2,1 mm.
Biotita	22	Cristales de color pardo, rojizo o verdoso, de hábito laminar. Están algo cloritizados, de 0,5 mm aproximadamente. Abundantes inclusiones de apatito de 20 μm y zircón de 78 μm .
Plagioclasa	17	Cristales tabulares de forma euهدral, con clivaje y maclado de 0,4 a 1,6 mm. Fenocristal con zonación de 1,5 cm en un sector de la muestra.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Epidota	0.5	Cristales subhedrales a anhedrales incluidos en feldespatos, de ~40 μm .
Apatito	traza	Cristales de hábito prismático alargado, de relieve mediano, de 15 a 20 μm .
Zircón	traza	Cristales de hábito prismático de 31 a 78 μm , con colores de interferencia de alto orden y alto relieve, en cristales de biotita.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Sericita	0.4	Alterando feldespato potásico y plagioclasa.
Clorita	0.1	Alterando biotitas.

100%

Clasificación de la roca: Sienogranito.

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica

Fotomicrografía: (NX)

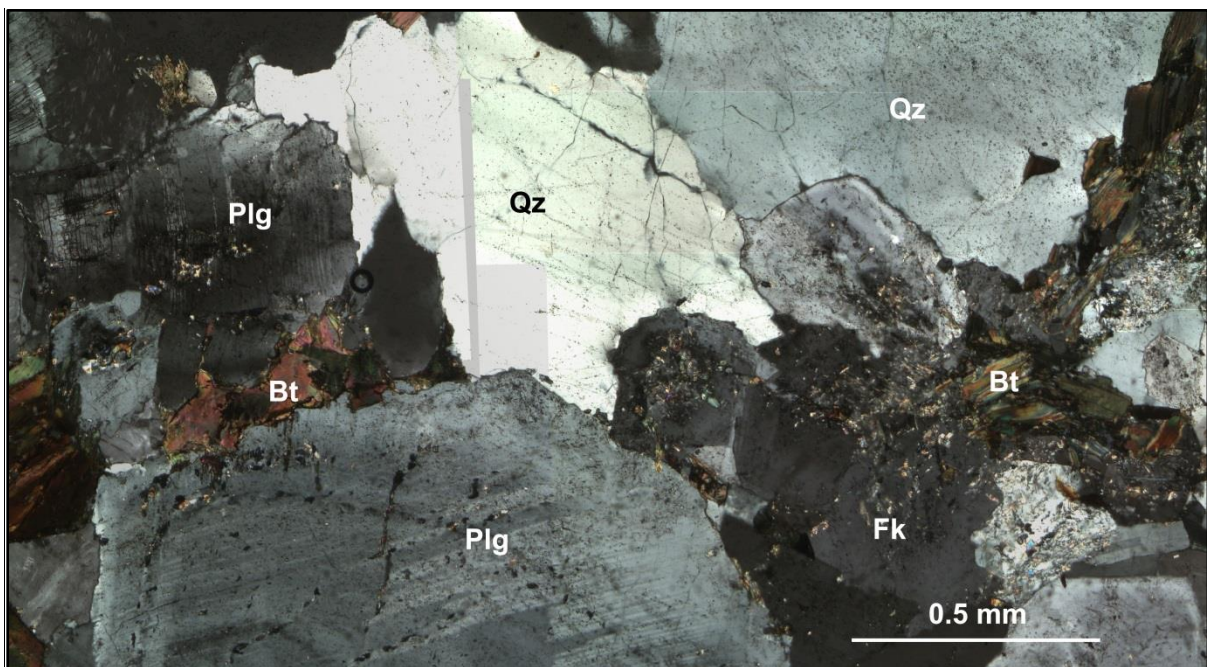
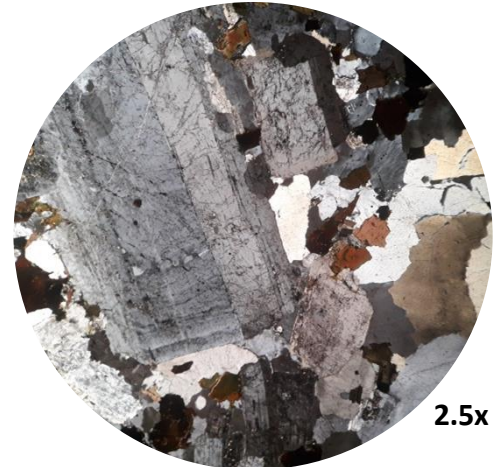


Figura 4.8 Fotomicrografía de la muestra GR39A-16-50.

Muestra: GR46A-19-12

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8454226	E 403033	19S	Tomatomani	¿S.U. Coasa?

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Plagioclasa	35	Fenocristales de hábito tabular y en ocasiones maclados de hasta 8 mm aproximadamente. También una matriz de cristales de plagioclasa de tamaño menor a 2,5 mm.
Feldespatopotásico	25	Cristales subhedrales de tamaño menor a 2,5 mm, con exsoluciones de albíta formando textura peritítica.
Cuarzo	22	Cristales anhedrales con extinción ondulante, de tamaño menor a 1,9 mm.
Biotita	4	Cristales de hábito laminar de tamaño menor a 1,3 mm, que presenta inclusiones de zircón, apatito y óxidos.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Zircón	traza	Pequeños cristales de hábito tabular de 0,04 mm aproximadamente.
Apatito	traza	Cristales de alto relieve de 0,1 mm, de forma alargada, como inclusiones en la biotita.
Enclave	10	Aglomeración de plagioclasas.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Clorita	1	Se encuentra alterando las biotitas y plagioclasas.
Sericita	2	Alterando plagioclasas.
Arcillas	1	Alterando los feldepatos potásicos.
Óxidos de Fe	traza	Concentraciones criptocristalinas.

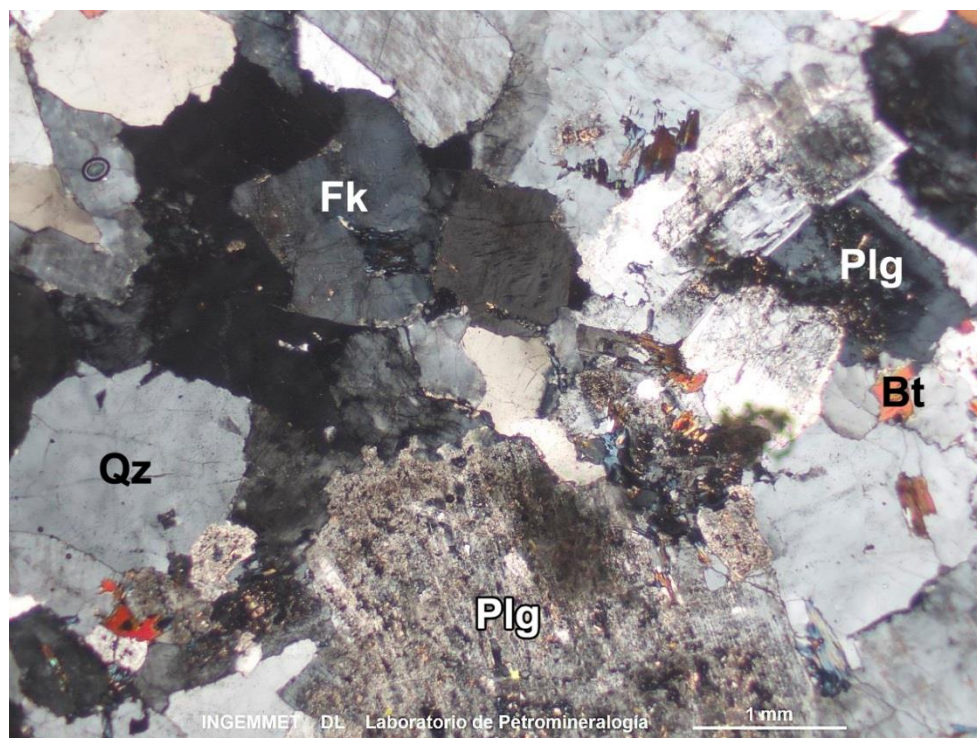
100%

Clasificación de la roca: Monzogranito

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica

Fotomicrografía: (NX)



*Créditos al Laboratorio de Petromineralogía del INGEMMET

Figura 4.10 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-12.

Muestra: GR46A-19-15

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8455028	E 392056	19S	Coasa	S.U. Coasa

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Feldespatopotásico	43	Fenocristales subhedrales de hasta 20 mm que muestran exsoluciones de albita formando textura peritítica. También pequeños cristales de aproximadamente 1,1 mm.
Cuarzo	30	Cristales anhedrales de 7,6 a 1,1 mm.
Plagioclasa	22	Cristales subhedrales de 6,6 a 0,7 mm que se encuentran maclados y zonados.
Biotita	4	Agregados laminares de biotita que presentan inclusiones de zircón con halos pleocroicos.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Zircón	traza	Pequeños cristales de hábito tabular como inclusiones en las biotitas.
Granate	traza	Agregados irregulares como relleno de intersticios.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Clorita	traza	Se encuentra alterando las biotitas.
Sericita	traza	Alterando plagioclasas.
Arcilla	1	Alterando feldespatos potásicos y plagioclasas.
Óxidos de Fe	traza	En las biotitas.

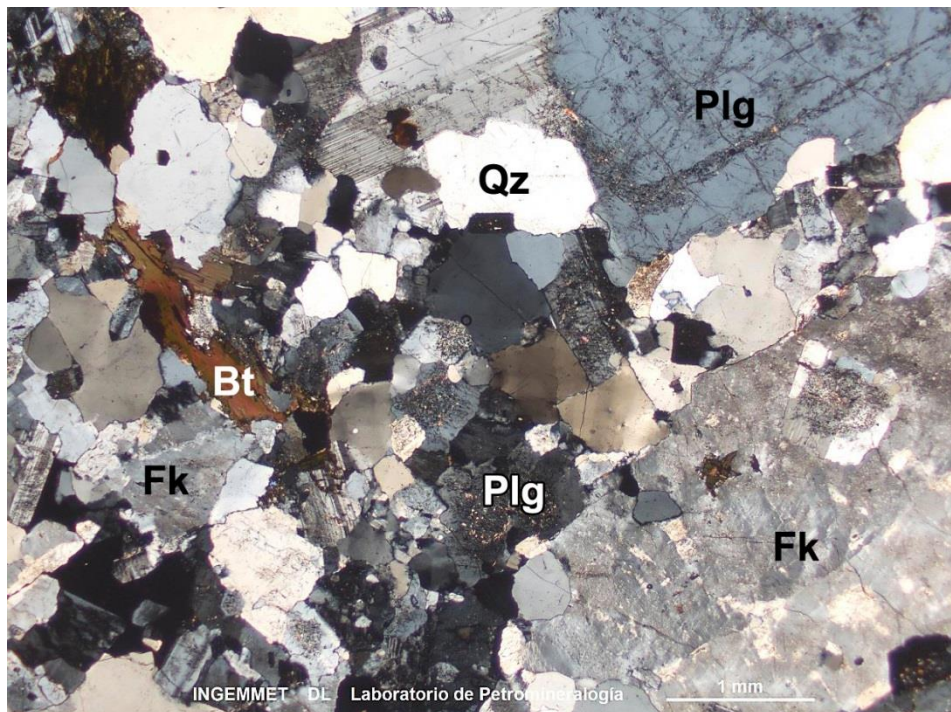
100%

Clasificación de la roca: Sienogranito

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Pertítica

Fotomicrografía: (NX)



*Créditos al Laboratorio de Petro mineralogía del INGENMET

Figura 4.11 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-15.

Muestra: GR46A-19-39

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8453718	E 404937	19S	Tambouma	¿S.U. Coasa?

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Plagioclasa	38	Cristales tabulares de 0,2 a 0,7 mm, con maclas polisintéticas. Está alterado débilmente a sericita y arcillas. En los intersticios hay carbonatos, cloritas y óxidos de hierro.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Minerales opacos	5	En las oquedades de moldes de ferromagnesianos.
Cuarzo	traza	Cristales menores a 0,3 mm, llenando intersticios de plagioclasas.

Secundarios

Mineral	%	Observaciones
Carbonatos	35	Agregado irregular de hasta 0,8 mm rellenando moldes de ferromagnesianos y plagioclasas.
Clorita	12	Agregado irregular hasta de 0,1 mm rellenando moldes de ferromagnesianos y plagioclasas.
Biotita	6	Agregado irregular y cristales tabulares de 0,1 mm que rellenan intersticios en plagioclasas.
Sericita	1	Alterando plagioclasas.
Arcilla	2	Alterando plagioclasas.
Óxidos de Fe	1	Reemplazan minerales ferromagnesianos.

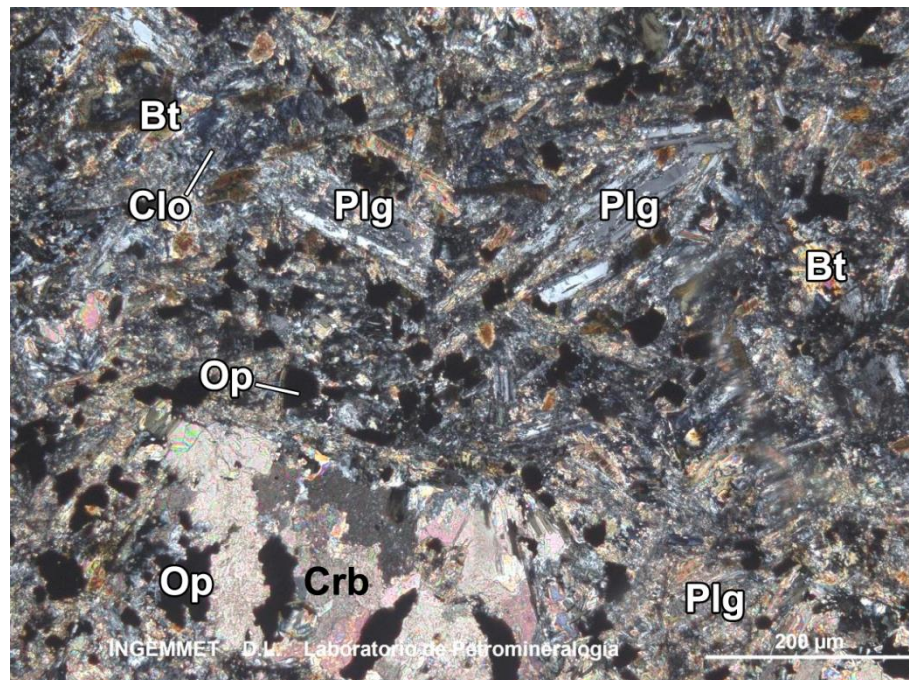
100%

Clasificación de la roca: Diorita muy alterada

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: -

Fotomicrografía: (NX)



*Créditos al Laboratorio de Petromineralogía del INGEMMET

Figura 4.12 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-39.

Muestra: GR46A-19-42

Datos generales				
Coordenadas UTM		Zona	Sector	Unidad
N 8454109	E 404110	19S	Riticocha	¿S.U. Coasa?

Componentes:

Esenciales

Mineral	%	Observaciones
Plagioclasa	41	Cristales de diferente granulometría en dos sectores de la muestra: 2,4 a 6 mm de forma subhedral alterados a sericita, y 0,15 a 0,6 mm de forma subhedral con macla polisintética.
Cuarzo	28	Cristales de distinta granulometría en dos sectores: 0,8 a 2 mm de forma irregular con textura gráfica, y anhedral de 0,07 a 0,5 mm.
Feldespatos potásico	16	Cristales de distinta granulometría en dos sectores: 0,8 a 2 mm de forma anhedral con textura gráfica alterados a sericita, y de 0,1 a 0,7 mm de forma anhedral alterados a arcillas y sericita.

Accesorios

Mineral	%	Observaciones
Opacos	traza	Cristales menores a 0,3 mm de forma irregular, como inclusiones en ferromagnesianos y en intersticios en las plagioclasas.
Rutilo	traza	Cristales menores a 0,05 mm como inclusiones en los moldes de ferromagnesianos.
Moscovita	5	Cristales de 0,8 mm reemplazando moldes de ferromagnesianos de 0,2 a 1,2 mm.
Biotita	traza	Cristales menores a 0,07 mm en intersticios de feldespatos potásicos y cuarzo.

Secundarios

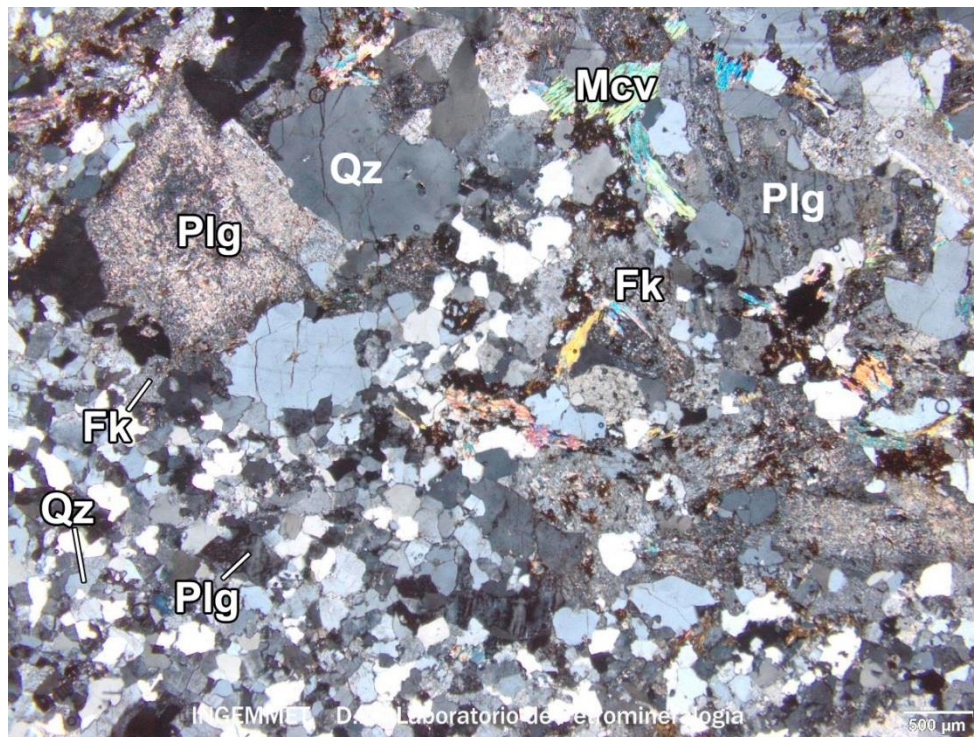
Mineral	%	Observaciones
Clorita	1	Reemplazando ferromagnesianos.
Sericita	3	Alterando feldespatos potásicos.
Arcilla	2	Alterando feldespatos potásicos.
Óxidos de Fe	4	Reemplazando ferromagnesianos.
100%		

Clasificación de la roca: Granodiorita

Textura principal: Granular hipidiomórfica

Textura especial: Gráfica

Fotomicrografía: (NX)



*Créditos al Laboratorio de Petro mineralogía del INGEMMET

Figura 4.13 Fotomicrografía de la muestra GR46A-19-42.

4.1.2. Análisis de resultados

Los resultados de contenido modal de las muestras de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (Plg) calculados al 100% se comparan con los resultados de tres estudios petrográficos de otros proyectos del INGEMMET obtenidos del Geocatmin, que corresponden a muestras tomadas en el centro de las unidades de Monzogranito y Sienogranito de la Súper Unidad Coasa, y de la Unidad Limbani.

Muestras	Qz	Fk	Plg	Unidad	Referencia
GR39A-15-80	38	40	22	Monzogranito S.U. Coasa	Este trabajo
GR39A-15-78	38	42	20	Sienogranito S. U. Coasa	Este trabajo
GR39A-16-34	29	48	23		Este trabajo
GR39A-16-39	31	49	20		Este trabajo
GR39A-16-40	36	42	22		Este trabajo
GR39A-16-45	42	41	17		Este trabajo
GR39A-16-47	36	42	22		Este trabajo
GR39A-16-50	34	44	22		Este trabajo
GR46A-19-15	32	45	23		Este trabajo
GR46A-19-12	27	30	43		¿S. U. Coasa?
GR46A-19-39	-	-	100	Este trabajo	
GR46A-19-42	33	19	48	Este trabajo	
GR39A-15-004*	34	31	35	Monzogranito S.U. Coasa	GR39A
GR39A-15-122*	24	52	24	Sienogranito S. U. Coasa	GR39A
GR21-13-487*	39	38	23	Unidad Limbani	GR21

*Obtenidos de Geocatmin

Tabla 4.2 Tabla de contenido modal de minerales principales de las muestras estudiadas.

Todos estos valores de contenido modal de cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk) y plagioclasa (Plg) al 100% se plotearon en un diagrama ternario QAP. En este diagrama podemos observar que las muestras colectadas dentro del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa se caracterizan por su tendencia composicional de sienogranito, y se correlacionan con el sienogranito muestreado en el centro del plutón (GR39A-15-122). La muestra colectada al noroeste del plutón (GR39A-15-80), aunque se encuentra algo distante de la muestra de monzogranito también tomada en este sector (GR39A-15-004), sigue estando dentro del campo composicional de monzogranito.

Por otro lado, se observa que las muestras de monzogranito y granodiorita colectadas en el cuerpo intrusivo del sureste (cerca de Esquena) no se correlacionan claramente con los sienogranitos-monzogranitos de la Súper Unidad Coasa ni con el meta-monzogranito de la

Unidad Limbani, aunque se encuentran en el mismo campo composicional. La muestra GR46A-19-39 fue colectada en un dique diorítico que cortaba el plutón en la zona de Esquena, y no se toma en cuenta en el análisis por tratarse de un evento magmático posterior.

Si además de la composición modal (que es variable también en función de la zonación propia del cuerpo intrusivo) tomamos en cuenta otras variables petrográficas, como los minerales que conforman los fenocristales y algunos criterios texturales, podríamos decir que el cuerpo intrusivo de Esquena corresponde a otra unidad diferente a la Súper Unidad Coasa, ya que esta última se caracteriza por sus fenocristales de feldespatos potásicos y en ocasiones con textura rapakivi (algo que no se ha observado en las muestras de Esquena).

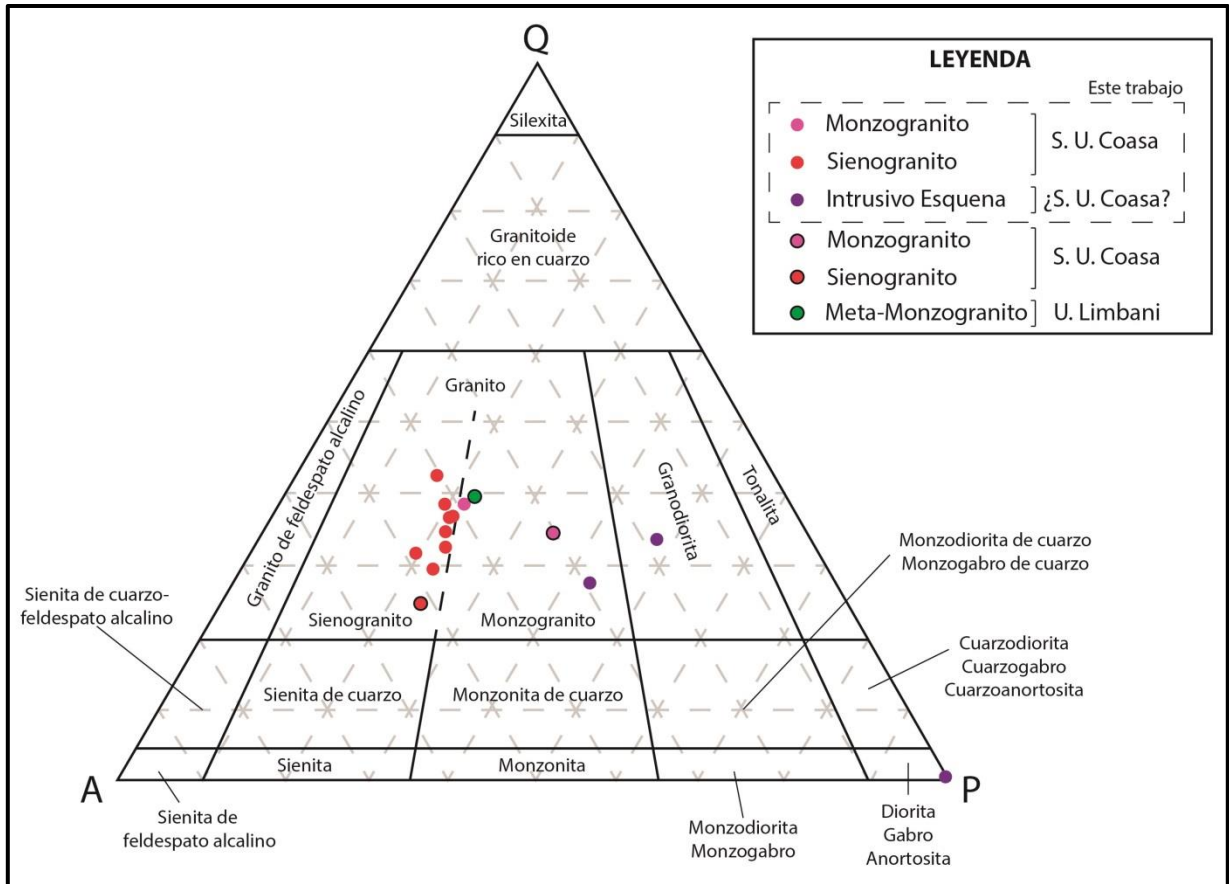


Figura 4.14 Diagrama QAP (Streckeisen, 1974) con los datos de minerales esenciales ploteados.

4.1.3. Interpretación y discusión de resultados

Se observa notoriamente una correlación en las composiciones modales de las muestras estudiadas de la Súper Unidad Coasa, y aunque no hay una diferenciación marcada entre las facies monzogranito y sienogranito (los valores son muy cercanos), si incluimos el universo de datos obtenidos por otros estudios en el área se sustenta el hecho de la división de la Súper Unidad Coasa en sus variedades litológicas de monzogranito y sienogranito.

Las texturas de exsolución y de intercrecimiento tienen un significado en la historia de cristalización de las rocas. En las muestras es común encontrar cristales de microclina con el típico maclado enrejado, que son típicas de rocas intrusivas formadas a alta profundidad. Las perfitas son también comunes y se explican como intercrecimientos de feldespato potásico y

plagioclasas sódicas formadas por desmezcla durante el enfriamiento. La textura poiquilítica revela el crecimiento tardío de los feldespatos. La zonación en las plagioclasas muestran una diferencia composicional hacia la parte externa y producto de un enfriamiento relativamente rápido. Las texturas rapakivi descritas frecuentemente en la unidad se podrían deber a una disminución brusca de la presión de confinamiento de magmas saturados en fluidos, y está relacionada posiblemente a la mezcla con un magma relativamente más básico.

En las muestras de Esquena también se describen pertitas, y la textura gráfica descrita refleja un intercrecimiento simultáneo de cuarzo y feldespato por sobreenfriamiento en un ambiente rico en agua. También existe una facie granodiorítica y hacia el contacto con la roca caja son de grano más fino (en el contacto hay una pérdida de calor que permite un enfriamiento más rápido, el cual impide un crecimiento importante de los cristales), evidenciando cierta zonación del cuerpo intrusivo.

Un detalle no menor es la aparente escasez de biotita en las muestras de Esquena (un contenido modal de menos del 6% del total), mientras es relativamente abundante en las muestras de la Súper Unidad Coasa, con un contenido modal mínimo del 4% hacia el centro del cuerpo y máximo de hasta 22% en los extremos del plutón.

Por otro lado, los minerales accesorios nos señalan también algunos aspectos a resaltar, indicando una cristalización diferenciada entre los distintos sectores de la Súper Unidad Coasa. En las muestras frecuentemente se han descrito epidotas, producto de una incipiente alteración hidrotermal posterior. Además, los cúmulos de turmalina descritos al noroeste por Rodríguez *et al.* (inédito) evidenciarían en ese sector la acumulación de volátiles ricos en boro en el ápice del plutón. En el cuerpo intrusivo de Esquena, en la muestra de granodiorita hacia la periferia, se han observado cristales de muscovita, mostrando una cristalización inicial hacia el contacto con la roca caja.

Las rocas monzograníticas que componen el cuerpo intrusivo emplazado en las cercanías de Esquena se caracterizan por sus fenocristales de plagioclasas, y en su contacto con la Formación Sandia hacia el noreste tiene una composición de granodiorita. Esto difiere de la composición típica de la Súper Unidad Coasa de sienogranitos y monzogranitos con megacristales de feldespato potásico, además de diferir en otras características petrográficas ya mencionadas. Por esta razón, el intrusivo de Esquena no pertenecería a la suite magmática de esta súper unidad, y es posible que esté más relacionada en su génesis a la Unidad Limbani, en la que se han descrito facies monzograníticas y granodioríticas (Monge y Zedano, 1996) aunque ésta presenta un evidente metamorfismo. Para un análisis más profundo es necesario considerar un universo mayor de muestras.

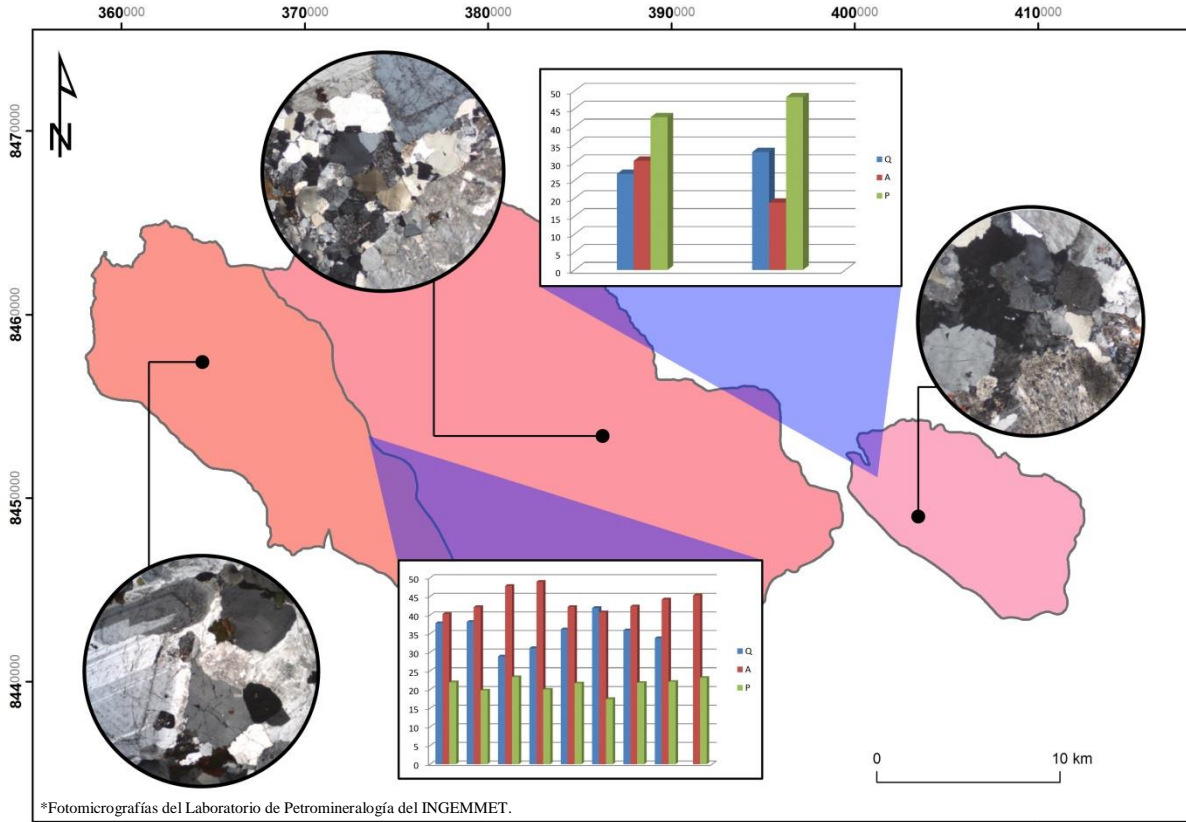


Figura 4.15 Petrografía representativa y diagramas de barras con contenidos porcentuales relativos de cuarzo (azul), feldespato potásico (rojo) y plagioclasa (verde) para los sienogranitos-monzogranitos de la Súper Unidad Coasa y los monzogranitos-granodioritas del cuerpo intrusivo situado en las cercanías de Esquena, mostrando una diferencia en la composición modal relativa de feldespatos potásicos y plagioclasas.

4.2. LITOGEOQUÍMICA

Los datos que se estudian a continuación corresponden a los resultados de análisis químico en roca total de muestras de la unidad en estudio. Los datos se emplearán para determinar las características de distribución de elementos y las cualidades petrogenéticas de los intrusivos de Coasa, su evolución magmática y su caracterización litogeoquímica, por lo cual se usarán diversas gráficas de interpretación. Los análisis geoquímicos fueron realizados por el método ICP-MS en el laboratorio SGS del Perú. Todas las muestras tienen una pérdida de ignición (LOI) menor a 2%.

Muestras	Sector	Zona del intrusivo	Unidad
GR21-13-218_R-S	Queuñani	Suroeste	Monzogranito Súper Unidad Coasa
GR21-13-219_R-S	Queuñani	Suroeste	
GR39A-15-014	Sanca Tiana	Noroeste	
GR39A-15-29	Tacutacuni	Noroeste	
GR39A-15-70	Mojo Torillo	Noroeste	
GR39A-15-72	Callacani	Noroeste	
DUP GR39A-15-72	Callacani	Noroeste	
GR39A-15-76	Tayacpampa	Noroeste	
GR39A-15-77	Tayacpampa	Noroeste	
GR39A-15-77_INGEMMET	Tayacpampa	Noroeste	
GR39A-15-80	Campanillayoc	Noroeste	
GR39B-15-80	Campanillayoc	Noroeste	
GR39A-15-122	Amacuni	Noroeste	
GR39B-16-032	Queuñani	Suroeste	
GR21-13-221_R-S	Huaytallataire	Centro	
GR21-13-427_CF_ok	Turpa Pata	Sureste	
GR21-13-428_CF_ok	Turpa Pata	Sureste	
GR39A-15-002	Chinchayasalta	Este	
GR39A-15-002-INGEMMET	Chinchayasalta	Este	
GR39A-15-004	Cayandía	Este	
GR39A-15-008-INGEMMET	Macune	Norte	
GR39A-15-78	Macune	Norte	
GR39A-15-78_INGEMMET	Macune	Norte	
GR39B-16-034	Huaytallataire	Centro	
GR39B-16-038	Jayrani	Centro	
GR39B-16-039	Jayrani	Centro	
GR39B-16-040	Jayrani	Centro	
GR39B-16-041	Pampahuasi	Este	
GR39B-16-045	Ojo Pata	Sureste	
DUP GR39B-16-045	Ojo Pata	Sureste	
GR39B-16-047	Ojo Pata	Sureste	
GR39B-16-049	Macune	Norte	
GR39B-16-050	Macune	Norte	
GR39B-16-073	Huaytallataire	Centro	
GR39B-16-074	Jayrani	Centro	
GR39B-16-077	Ojo pata	Sureste	

Tabla 4.3 Tabla de muestras con análisis geoquímico consideradas para el presente estudio.

A continuación se muestran los datos geoquímicos ploteados en diversos diagramas para determinar clasificaciones de roca, tipos de magma, saturación de alúmina, ambiente magmático, profundidad del magma, implicancias metalogénicas, entre otros, a fin de tener un acercamiento a la petrogénesis de la Súper Unidad Coasa.

4.2.1. Diagramas de elementos mayores

Diagrama R1-R2 de clasificación de roca

El diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) se basa en el re-cálculo de los óxidos mayores (que están en porcentajes de peso) a cationes. Seguidamente, estos nuevos valores son utilizados en los parámetros R1 y R2, los cuales se definen como:

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

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

En el diagrama R1/R2 (Figura 4.16) observamos que las muestras de la unidad caen mayoritariamente en los campos de sienogranito y monzogranito, con una ligera tendencia a los campos más félsicos de cuarzo sienita y granito alcalino, y al campo de la granodiorita, de composición más intermedia. Sin embargo, considerando que las determinaciones petrográficas son las que dominan sobre las geoquímicas, el conjunto total de muestras pertenecen a las especies litológicas de monzogranito y sienogranito, que representan las litologías principales que definen a la Súper Unidad Coasa.

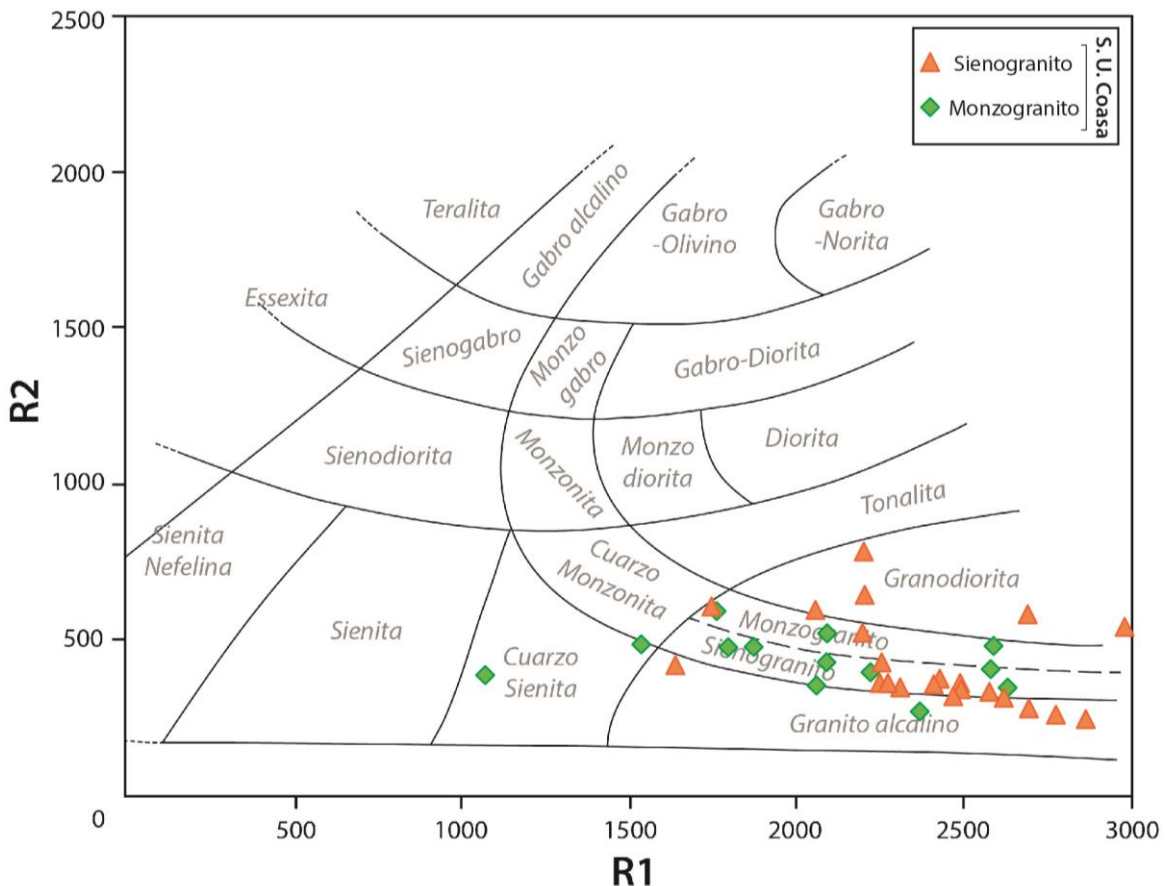


Figura 4.16 Diagrama de clasificación multicatiónica R1/R2 de De La Roche *et al.* (1980).

Diagrama TAS para la determinación de la serie magmática

El diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) compara los contenidos de sílice (SiO_2) y álcalis total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de una muestra de roca (Figura 4.17). Del gráfico podemos deducir que los datos se ubican predominantemente en el campo de granito, ocupando a su vez los espacios de alcalino a subalcalino, comprendiendo también prioritariamente la serie calcoalcalina. La serie magmática calcoalcalina es un campo intermedio entre las series tholeítica y shoshonítica, y generalmente sigue la tendencia de la serie de Bowen durante la diferenciación magmática. Esta serie también se caracteriza por la presencia frecuente de minerales hidratados. Se aprecia un contenido de sílice mayor a 65%, que aumenta conforme a la diferenciación.

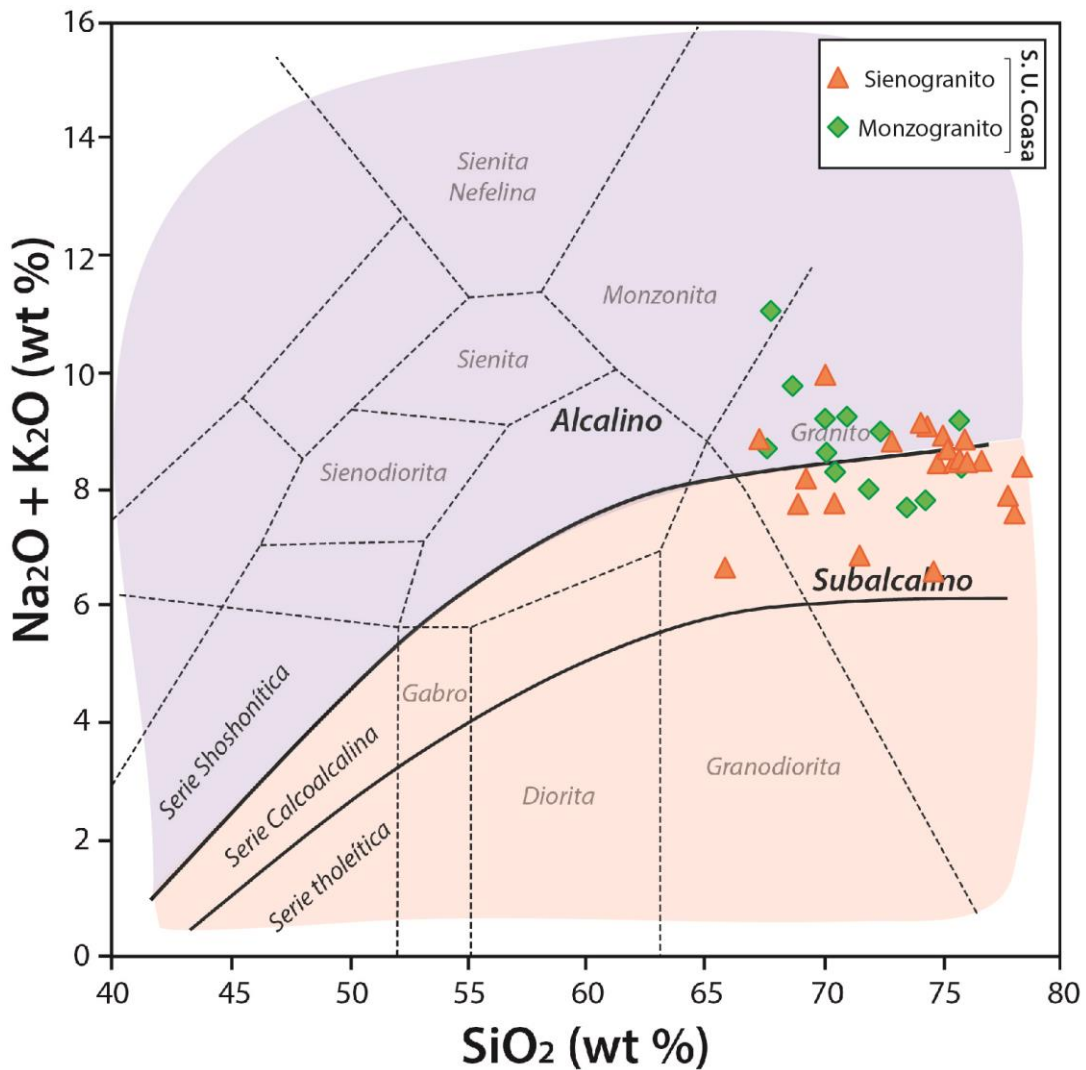


Figura 4.17 Diagrama de clasificación geoquímica TAS (SiO_2 vs Álcalis total) de Le Maitre *et al.* (1989) y subdivisiones de Rickwood (1989).

Diagrama de saturación de alúmina

El diagrama del índice de saturación de alúmina (Shand, 1943) muestra la relación molar de $Al/(Ca+Na+K)$ y $Al/(Na+K)$. Como muestra la Figura 4.18, la mayor parte de las muestras están en el dominio de las rocas metalumínicas (en especial las de la variedad monzogranito, al oeste del plutón), caracterizadas por contener minerales que se forman en presencia agua a una temperatura relativamente baja. Algunas muestras tienen una tendencia a los campos peralumínico (rocas con alto contenido de sílice) y ligeramente peralcalino (rocas producto de las últimas etapas de cristalización de magmas ricos en sodio).

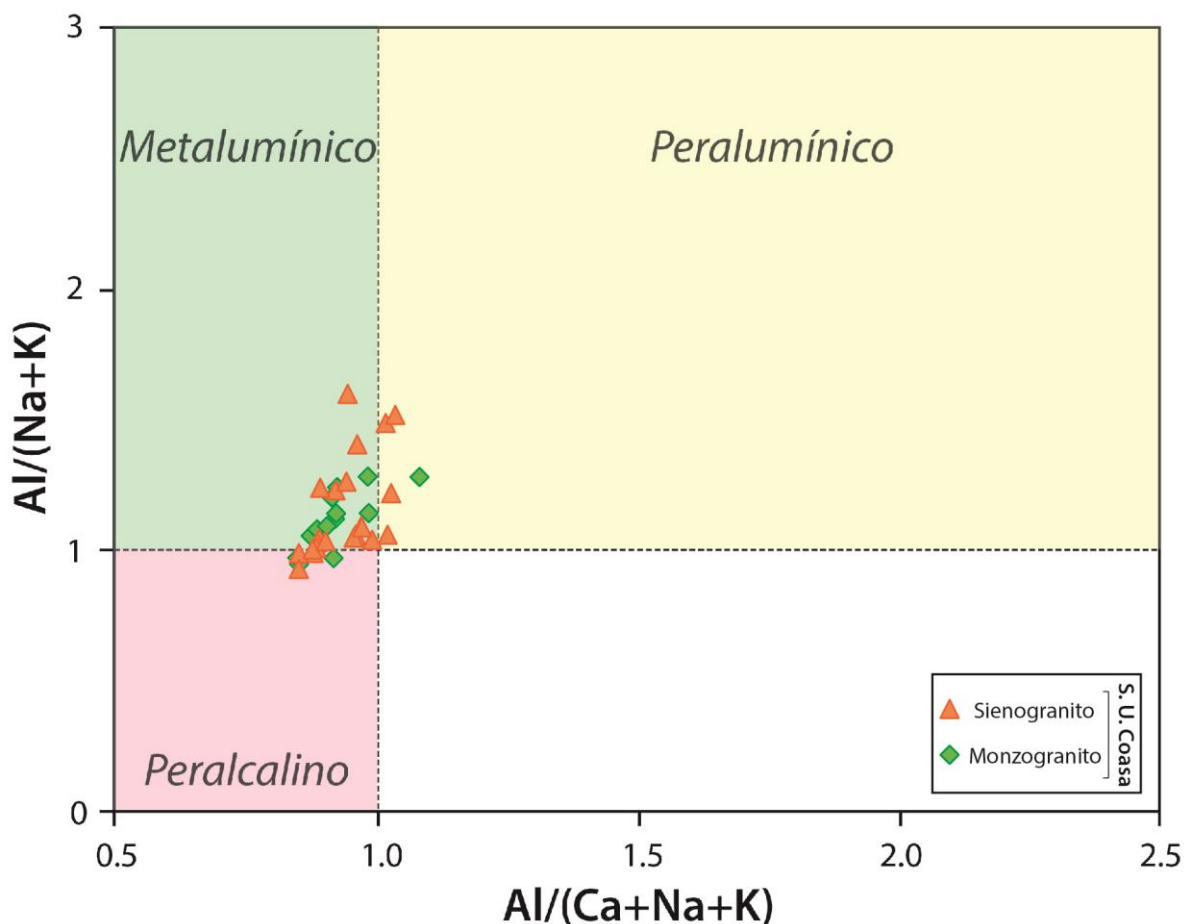


Figura 4.18 Diagrama de índice de saturación de alúmina de Shand (1943).

Diagrama de discriminación del tipo de granitoides

El diagrama para la discriminación de granitos tipo I y tipo S (Chappel y White, 1974) corresponde a una primera división propuesta por estos autores. Los granitos tipo I son el producto de un magma derivado de materiales primarios ígneos refundidos y los granitos tipo S son característicos de una corteza suficientemente engrosada que pueda favorecer altas temperaturas para la fusión parcial de rocas sedimentarias de la corteza superior. Los datos se encuentran notoriamente en el campo de los granitos tipo S de asociación peraluminosa, como se observa en la Figura 4.19.

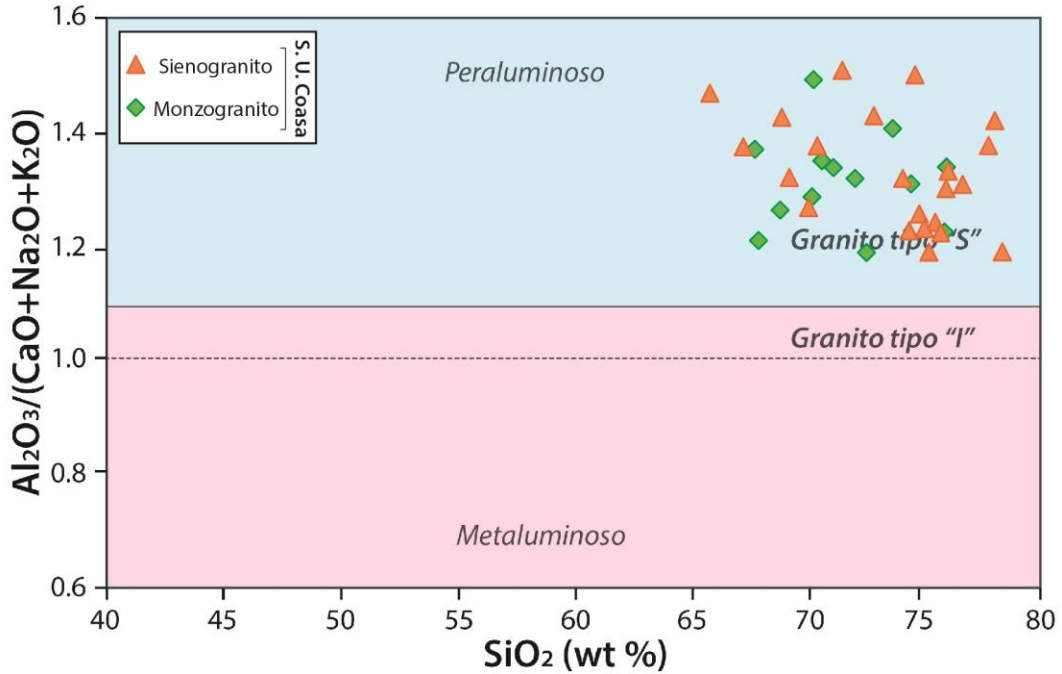


Figura 4.19 Diagrama de clasificación de granitos de Chappel y White (1974).

Diagrama de cristalización de feldespatos

Los datos en el diagrama Na_2O vs K_2O (Middlemost, 1975) muestran en general una correspondencia a la serie potásica, y ciertas muestras de monzogranito tienen una tendencia a la serie alto en potasio (Figura 4.20). Esto refleja el desarrollo de los megacristales de feldespato potásico, típico de la unidad. Algunos autores sostienen que estas series son típicas de magmatismo de intraplaca continental.

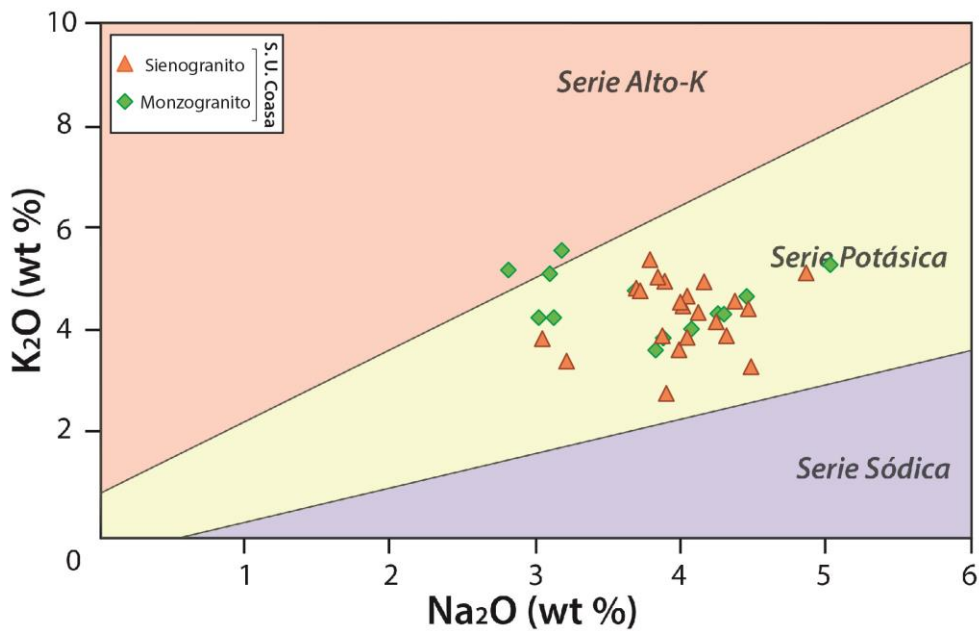


Figura 4.20 Diagrama de cristalización de feldespatos de Middlemost (1975).

Diagrama de enriquecimiento de potasio

Los datos en el diagrama Si_2O vs K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976) muestran una composición ácida, con una correspondencia a las series calcoalcalina y shoshonítica, con una tendencia general al campo alto en potasio (Figura 4.21). Este enriquecimiento en potasio refleja la predominancia de los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas que se pudo observar en el análisis de la petrografía en las diferentes muestras.

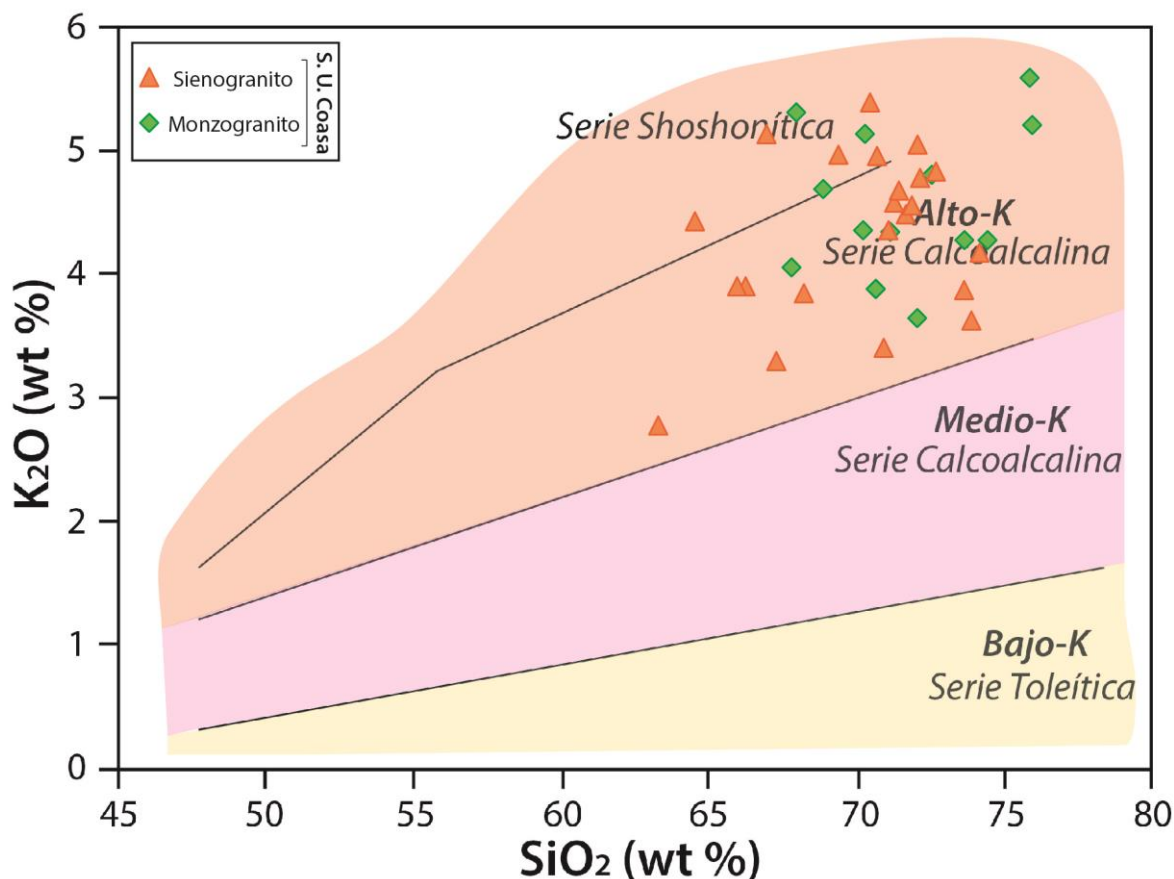


Figura 4.21 Diagrama de enriquecimiento de potasio de Peccerillo y Taylor (1976).

Diagramas de Harker

Los diagramas de Harker sobre los elementos mayores son empleados para discernir el nivel de diferenciación magmática, la tendencia de la mezcla de magmas, el grado de cristalización fraccionada y/o diferenciación mineralógica entre unidades (Soberón, 2015). En la mayoría de diagramas se observa una correlación negativa de los óxidos respecto a SiO_2 .

El diagrama SiO_2 vs Al_2O_3 (Figura 4.22A) muestra en los datos una notoria correlación negativa que se interpreta como fraccionación de las plagioclasas. El contenido de 11 a 16 % de Al_2O_3 refleja el contenido mineralógico de feldespatos.

El diagrama SiO_2 vs CaO (Figura 4.22B) muestra también una correlación negativa en los datos, aunque ligeramente más dispersa y de menor pendiente, evidenciando fraccionación de plagioclasas. El bajo contenido de calcio presente se explica en que este elemento es más abundante en los magmas básicos y menos en los magmas ácidos, como en este caso.

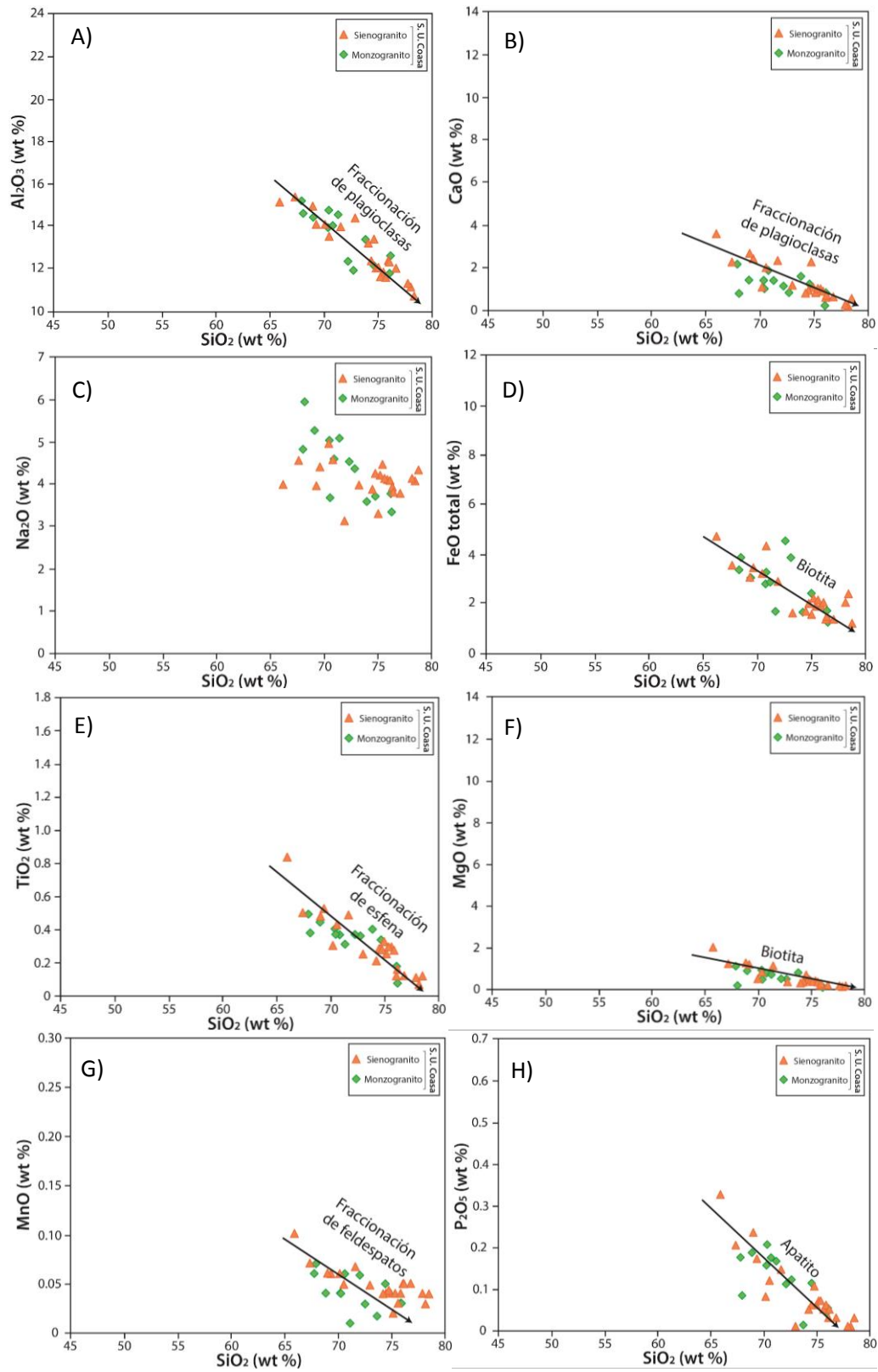


Figura 4.22 Diagramas de Harker comparando los óxidos mayores con SiO₂.

El diagrama SiO_2 vs Na_2O (Figura 4.22C) exhibe una dispersión de datos y no hay una correlación notoria. La relativa abundancia de sodio se debe a que suele enriquecerse en los últimos estadios de cristalización del magma.

El diagrama SiO_2 vs FeO total (Figura 4.22D) exhibe una correlación negativa de datos. El alto contenido de SiO_2 y bajo en FeO total indica un cierto grado de diferenciación magmática y un magma de poca a moderada profundidad. El contenido de FeO total se expresa mineralógicamente en las biotitas descritas en las secciones delgadas.

En el diagrama SiO_2 vs TiO_2 (Figura 4.22E) se observa una correlación negativa de datos, y sugiere una fraccionación en esfera. El titanio suele concentrarse en los primeros estadios de cristalización de los magmas. Este elemento generalmente no es estable en el manto mineralógico pero sí en la fase fundida (donde hay migración de fluidos por deshidratación de la corteza oceánica subducente) y suele conformar minerales a esa profundidad, por lo que es empobrecido en magmas diferenciados.

En el diagrama SiO_2 vs MgO (Figura 4.22F) se observa una correlación negativa de datos, con baja pendiente. El magnesio es un elemento que se incorpora a los minerales máficos (ferromagnesianos) durante el primer estadio de cristalización, y su empobrecimiento se debe a que este caso se trata de un magma ya diferenciado. Puede estar reflejada mineralógicamente en las biotitas.

El diagrama SiO_2 vs MnO (Figura 4.22G) muestra en los datos también una correlación negativa y sugiere una fraccionación en feldespatos. El manganeso al tener propiedades químicas similares al hierro se espera un empobrecimiento como con este elemento, lo cual sucede.

El diagrama SiO_2 vs P_2O_5 (Figura 4.22H) muestra notablemente una correlación lineal negativa. Al igual que el titanio, el fósforo es compatible con la parte fundida del manto y es empobrecido en magmas diferenciados. Este elemento se expresa mineralógicamente en los apatitos.

4.2.2. Diagramas de elementos traza

Diagramas de discriminación geotectónica

Estos diagramas de discriminación de origen tectonomagmático fueron propuestos por Pearce *et al.* (1984) y nos dan pistas sobre el ambiente de generación de magma.

En el diagrama Y vs Nb (Figura 4.23A) se observa una correspondencia a granitos de intraplaca (WPG), los cuales pueden estar relacionados a rift intracontinentales, y algunos pocos datos tienden ligeramente al campo granitos de arco volcánico y sincolisionales (VAG+syn-COLG). Si también hacemos uso del diagrama (Nb + Y) vs Nb (Figura 4.23B) se nota más claramente que los datos corresponden al campo WPG (granitos intraplaca).

La concordancia de estos diagramas sugieren que las especies granitoides de la Súper Unidad Coasa se habrían originado en un contexto de magmatismo intraplaca (un rift intracontinental como consideran algunos estudios anteriores en el área).

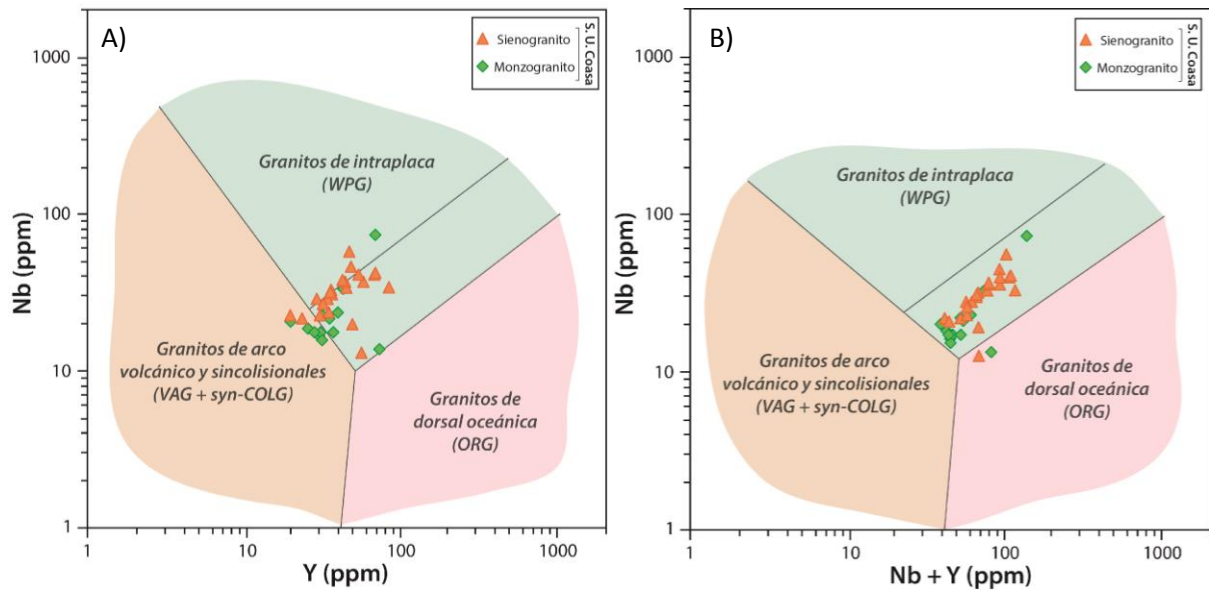


Figura 4.23 Diagramas de discriminación de ambiente tectónico de Pearce et al. (1984).

Diagramas de razones de elementos traza

Mamani *et al.* (2010) utilizan estos diagramas de ratios de concentración de elementos traza vs sílice como indicadores del engrosamiento cortical y grado de diferenciación magmática. De acuerdo al espesor cortical hay ciertas fases mineralógicas estables en la corteza inferior, los magmas en su viaje hacia la superficie interactúan con estas y se empobrecen en algunos elementos que pasan a formar parte de minerales que cristalizan favorecidos por estas condiciones. Así, se considera que en un espesor menor de la corteza predominan las plagioclasas, a un espesor intermedio, los anfíboles y a un gran espesor de corteza, los granates.

En el diagrama Dy/Yb vs SiO₂ (Figura 4.24A) observamos una tendencia a diferenciación en el aumento progresivo de SiO₂, también evidenciado en las muestras de las variedades de monzogranito y sienogranito de la Súper Unidad Coasa. El diagrama La/Yb vs SiO₂ (Figura 4.24B) muestra un comportamiento similar de los datos. En los diagramas de ratios Sm/Yb y Sr/Y vs SiO₂ (Figuras 4.24C y D) se nota el proceso de diferenciación magmática por un aumento gradual de SiO₂. En el diagrama La/Sm vs SiO₂ (Figura 4.24E) se observa más notablemente una fraccionación de plagioclasa y se aprecia también diferenciación magmática. En ninguno de los casos se observó un comportamiento de cristalización de granate residual de contexto de corteza gruesa.

Diagrama de profundidad magmática

El diagrama Sr/Y vs Sm/Yb propuesto por Soberón (2015) muestra valores del cociente Sm/Yb entre 0.6 y 2.3 y menores a 10 en el cociente Sr/Y (Figura 4.25). Sugiere que la fraccionación del fundido se produjo a temperaturas relativamente bajas y una profundidad somera de asimilación magmática, además está asociado a una corteza félsica. Se estima una profundidad de generación de magmas entre 28 y 37 km, lo que nos indica un espesor cortical relativamente delgado, que podría estar relacionado al contexto distensivo (¿rift continental?) durante el cual aparentemente se dio el emplazamiento de la Súper Unidad Coasa.

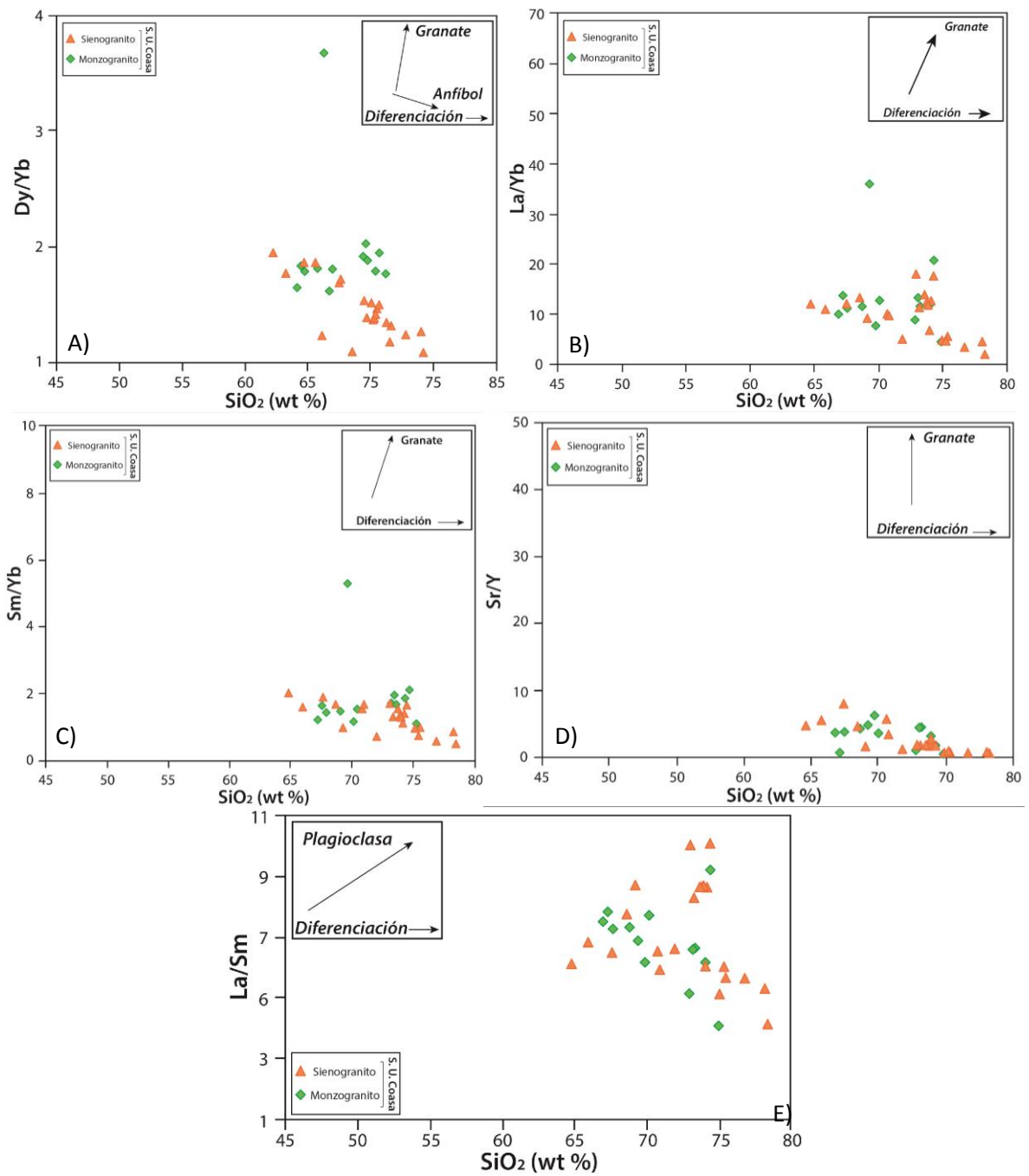


Figura 4.24 Diagrama de razones de elementos traza para los granitos de la Súper Unidad Coasa (gráficos modificados a partir de Mamani et al., 2010).

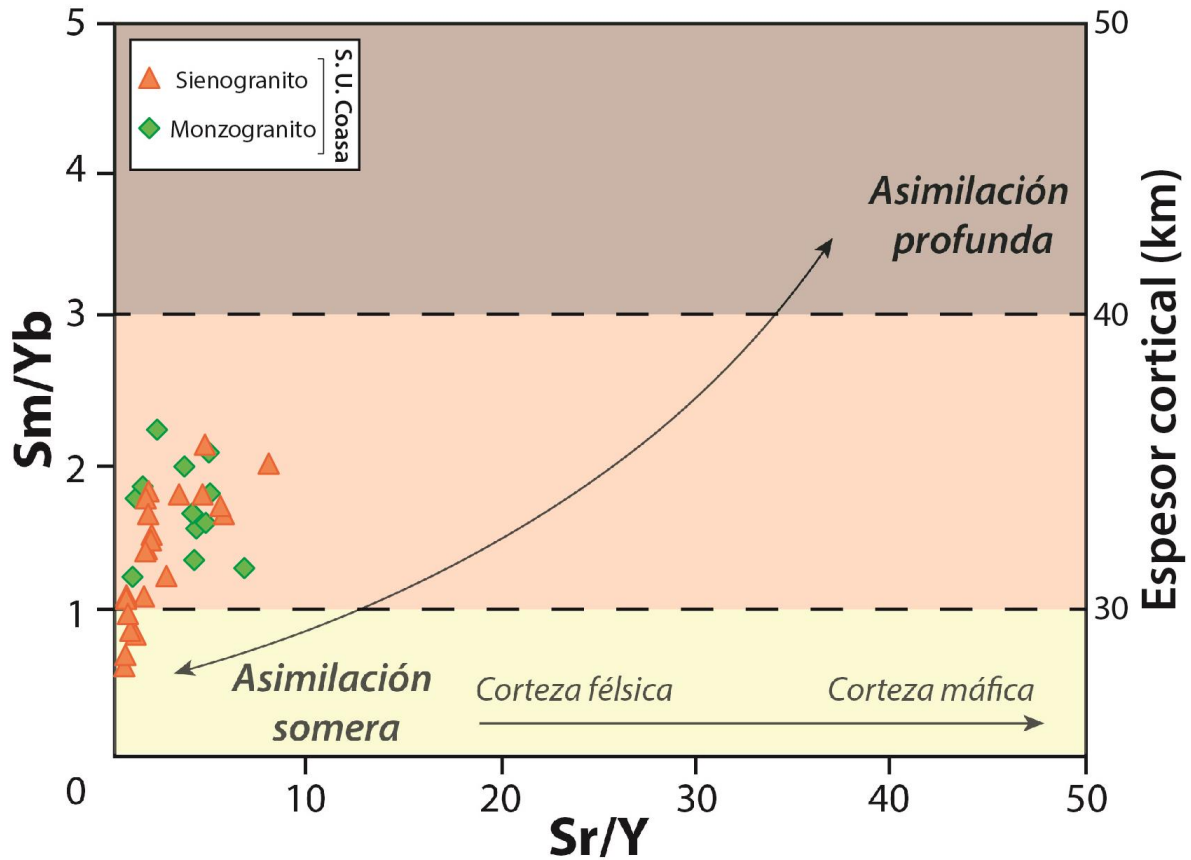


Figura 4.25 Diagrama de espesor cortical Sm/Yb vs Sr/Y tomado de Soberón (2015), basado en Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2010).

Diagramas de elementos compatibles e incompatibles

Soberón (2015) analiza el comportamiento de los elementos compatibles e incompatibles ya que proporcionan información sobre el origen y evolución de los magmas. Para el presente estudio se hará lo propio con el elemento compatible escandio, y los elementos incompatibles rubidio, estroncio y bario.

El escandio (Sc), el cual es compatible con minerales ferromagnesianos, está presente con un contenido menor a 10 ppm, lo que es relativamente bajo (Figura 4.26A). Esto refleja la cristalización de biotitas observadas en las muestras.

Por otro lado, tenemos a los elementos que se comportan como incompatibles en las fases magmáticas. El rubidio (Rb), que puede sustituir al potasio en los feldespatos alcalinos y en los minerales del grupo de las micas (biotita, muscovita), muestra concentraciones de hasta más de 600 ppm en las muestras de sienogranito (Figura 4.26B), una especie litológica en la cual predominan los feldespatos potásicos sobre las plagioclasas. Así mismo, el estroncio (Sr) puede sustituir al sodio y calcio de las plagioclasas, y para el caso de estudio se encuentra relativamente empobrecido (Figura 4.26C). El bario (Ba), un elemento incompatible que puede sustituir al potasio en las micas (biotita, muscovita, etc.) y los feldespatos potásicos, presenta una concentración máxima cercana a los 650 ppm en las muestras (Figura 4.26D).

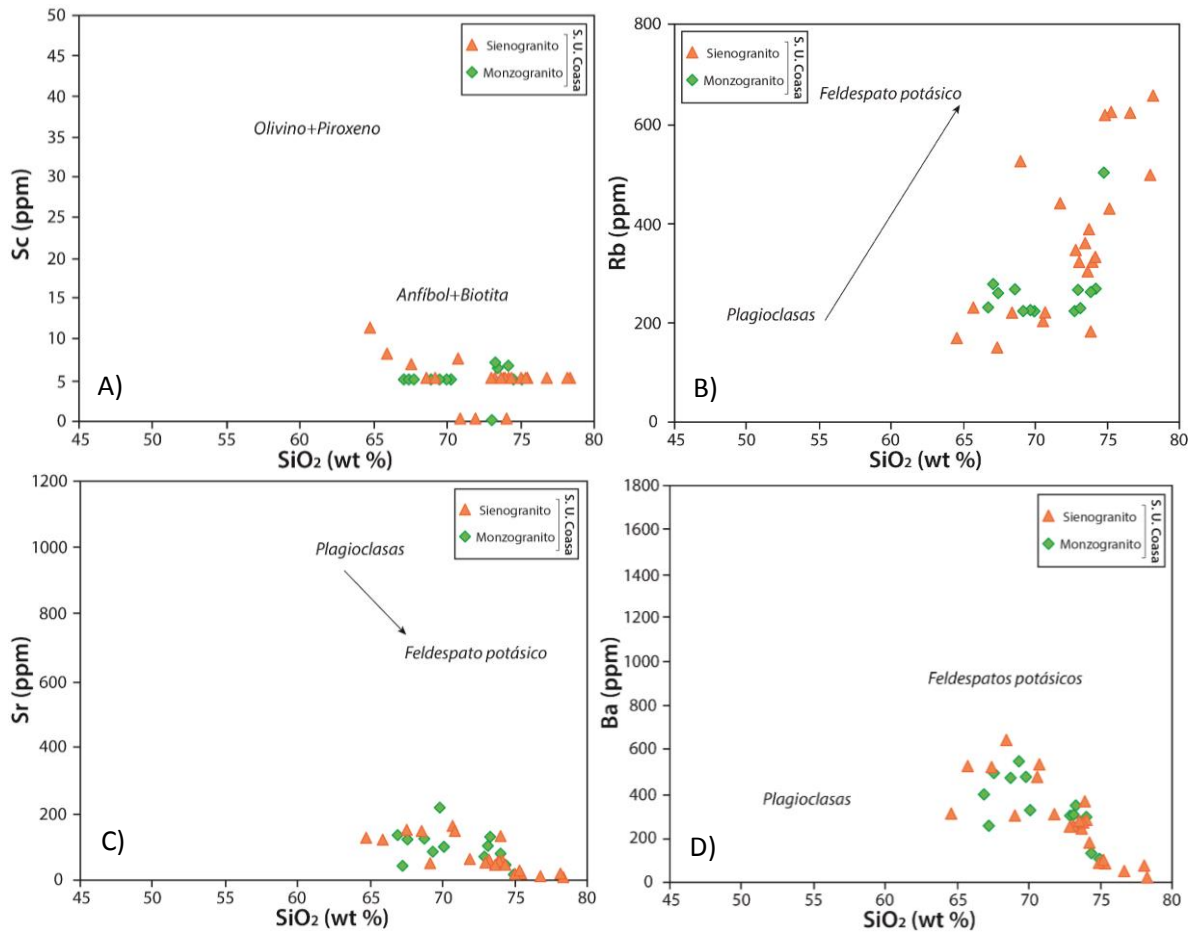


Figura 4.26 Diagrama de elementos compatibles e incompatibles vs SiO₂ tomado de Soberón (2015).

4.2.3. Diagramas de concentración de elementos traza

Para la construcción de diagramas de concentración de elementos (también conocido como diagramas spider) es necesario normalizar los elementos dividiéndolos mediante valores estándar calculados para cada elemento, esto con el fin de poder observar las anomalías evitando que los datos se dispersen ya que tienen distintas abundancias, y porque se comparan los valores obtenidos con los del manto primitivo, condrito (meteorito rocoso), N-MORB (basaltos de dorsal meso-oceánica normales), etc., los cuales son considerados que tienen una composición similar a un magma parental. Para el manto primitivo han sido calculados estos valores de normalización para casi todos los elementos traza por diversos autores. En este caso, se han normalizado los contenidos de elementos traza a los valores del manto primitivo propuestos por McDonough y Sun (1995).

En el diagrama spider de muestras de sienogranito de la Súper Unidad Coasa (Figura 4.27) se observa en términos generales valores altos de elementos de alta valencia (HFSE) y valores bajos de elementos litófilos de gran radio iónico (LILE), excepto por Cs y Rb en este último grupo, que muestran anomalías positivas. Un detalle que llama la atención son las anomalías de U y Th, de hasta 10 veces más que los valores promedios de la corteza continental, evidenciando la fusión parcial de corteza que se mencionó anteriormente. El uranio es generalmente un elemento traza de baja concentración en la corteza terrestre, y que se acumula por procesos exógenos en sedimentos clásticos, por lo que es posible que el magma provenga

de la fusión parcial o anatexis de rocas metasedimentarias (granitos tipo S). Los elementos Nb y Ta no presentan anomalías marcadas, son ligeramente bajas y altas, descartando una componente de subducción. La anomalía negativa de Eu refleja la cristalización de feldespatos. Las también marcadas anomalías negativas de Ba y Sr están relacionadas a la fraccionación de feldespatos potásicos y plagioclasas respectivamente.

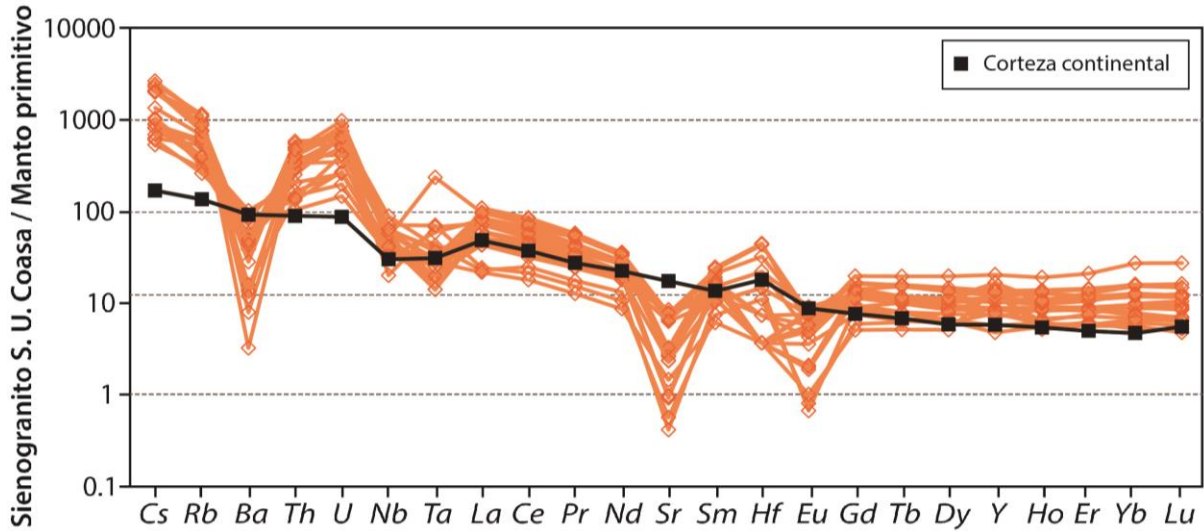


Figura 4.27 Diagrama multielemental “spider” del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), para las muestras correspondientes a la variedad Sienogranito de la Súper Unidad Coasa, comparado con los valores de la corteza terrestre de Wedepohl (1995).

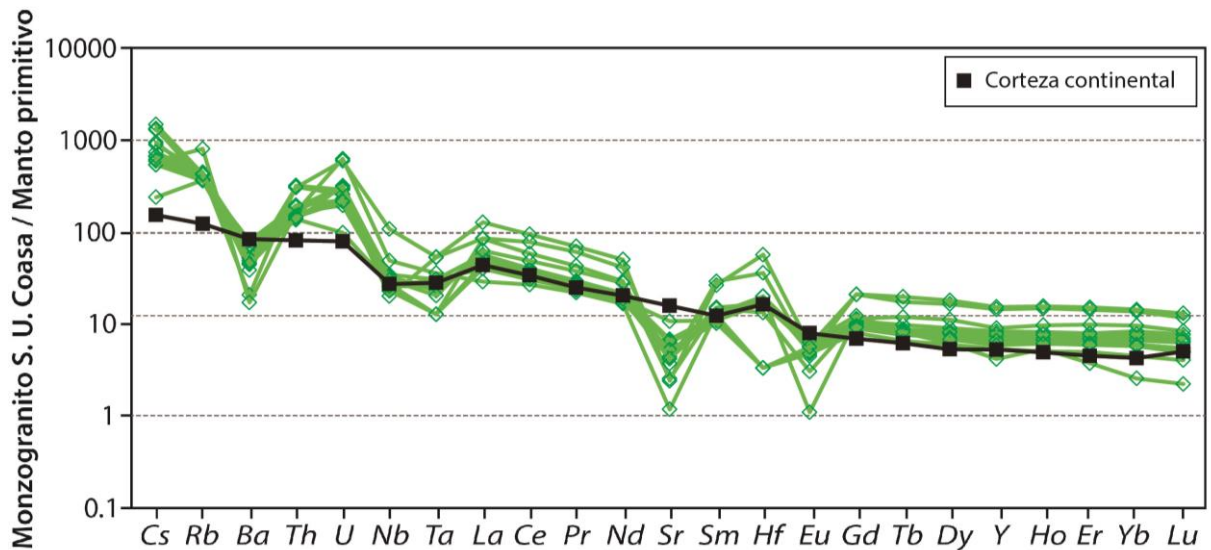


Figura 4.28 Diagrama multielemental “spider” del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), para las muestras correspondientes a la variedad Monzogranito de la Súper Unidad Coasa, comparado con los valores de la corteza terrestre de Wedepohl (1995).

En el diagrama spider de muestras de monzogranito de la Súper Unidad Coasa (Figura 4.28) se observan valores moderadamente altos de elementos de alta valencia (HFSE) y valores bajos de elementos litófilos de gran radio iónico (LILE), excepto por Cs y Rb. También se observan anomalías positivas de U y Th que podrían mostrar la anatexis mencionada anteriormente. Nb y Ta presentan valores ligeramente anómalos, y no se observa una firma de subducción. Los valores de Eu, Ba y Sr presentan una marcada anomalía negativa que reflejan feldespatos potásicos y plagioclasas en fraccionamiento.

El diagrama spider con los valores del total de muestras de la Súper Unidad Coasa nos permite observar una similitud en las firmas geoquímicas de ambas especies litológicas. Este patrón horizontalizado sugiere diferenciación magmática. Además, las anomalías más bajas de Ba, Sr y Eu, y las más altas de Cs, Rb, Th y U corresponden a las muestras de la variedad sienogranito (Figura 4.29).

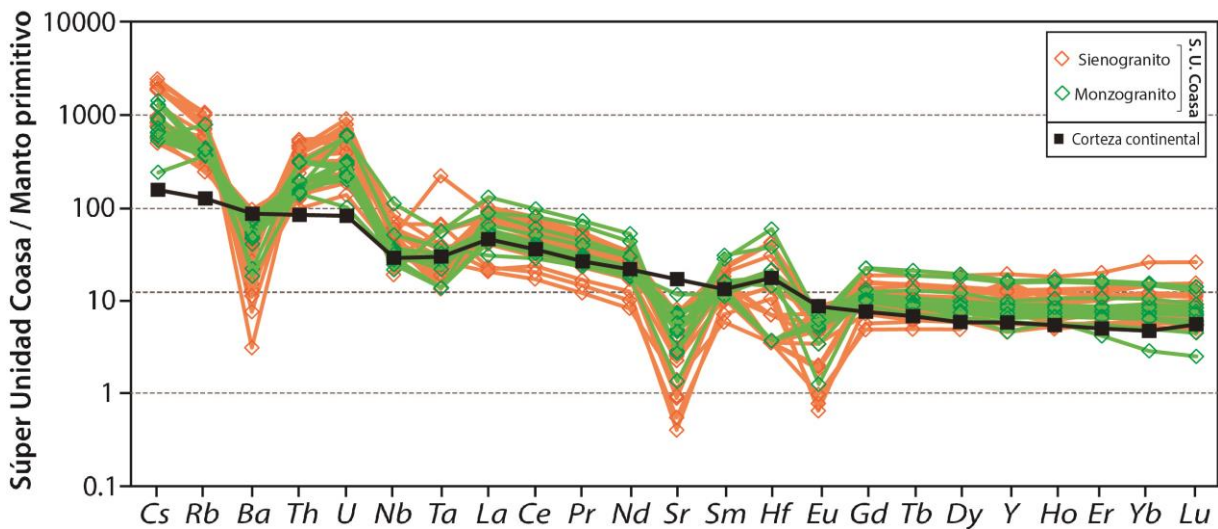


Figura 4.29 Diagrama multielemental “spider” del contenido de elementos traza normalizado a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), para las muestras de la Súper Unidad Coasa, comparado con los valores de la corteza terrestre de Wedepohl (1995).

4.2.4. Diagramas de concentración de tierras raras

Los diagramas de tierras raras (REE) se construyen a partir de valores de concentración de estos elementos normalizados al condrito, un tipo de meteorito que es considerado un estándar de la composición de un magma primitivo o parental. Para el caso de estudio se han normalizado los datos geoquímicos a los valores propuestos por Sun y McDonough (1989).

El diagrama de tierras raras para las muestras de sienogranito (Figura 4.30) muestra un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) y una horizontalización con un muy ligero enriquecimiento hacia los lantánidos de menor radio iónico en las tierras raras pesadas (HREE). El patrón horizontalizado de la curva nos indica procesos de fraccionamiento. Este mismo comportamiento es observado en el diagrama de tierras raras de las muestras de la variedad monzogranito (Figura 4.31), pero la pendiente se acentúa ligeramente por un empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE).

Si hacemos una comparación de las firmas geoquímicas de tierras raras de las muestras de ambas especies minerales predominantes en la Súper Unidad Coasa (Figura 4.32), notamos que la firma de la variedad monzogranito tiene una pendiente ligeramente mayor que la de la

variedad sienogranito, por un leve decrecimiento de las HREE. En estos patrones no se observaron indicios de un contexto de corteza gruesa ni de contaminación cortical.

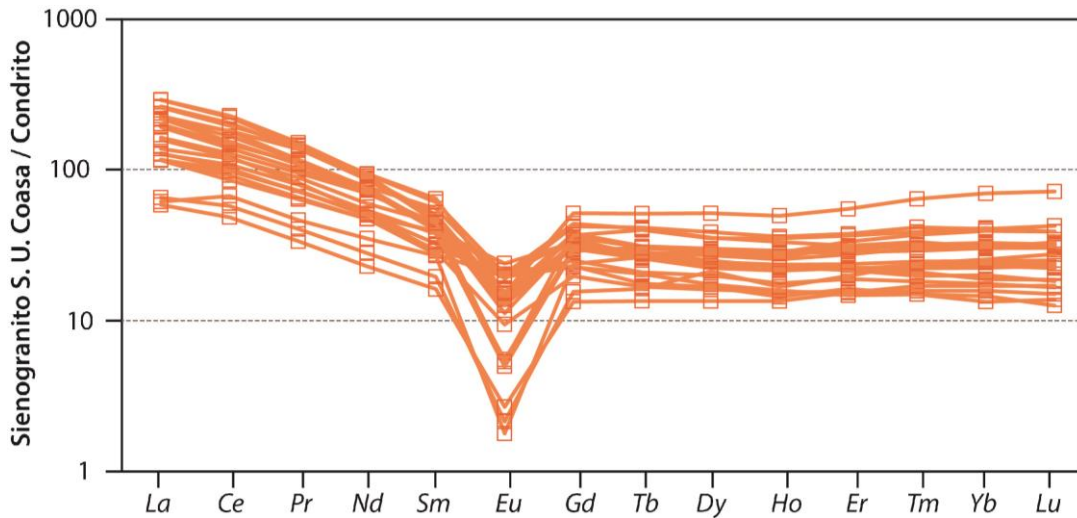


Figura 4.30 Diagrama de tierras raras normalizado a los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) para las muestras correspondientes a la variedad Sienogranito de la Súper Unidad Coasa.

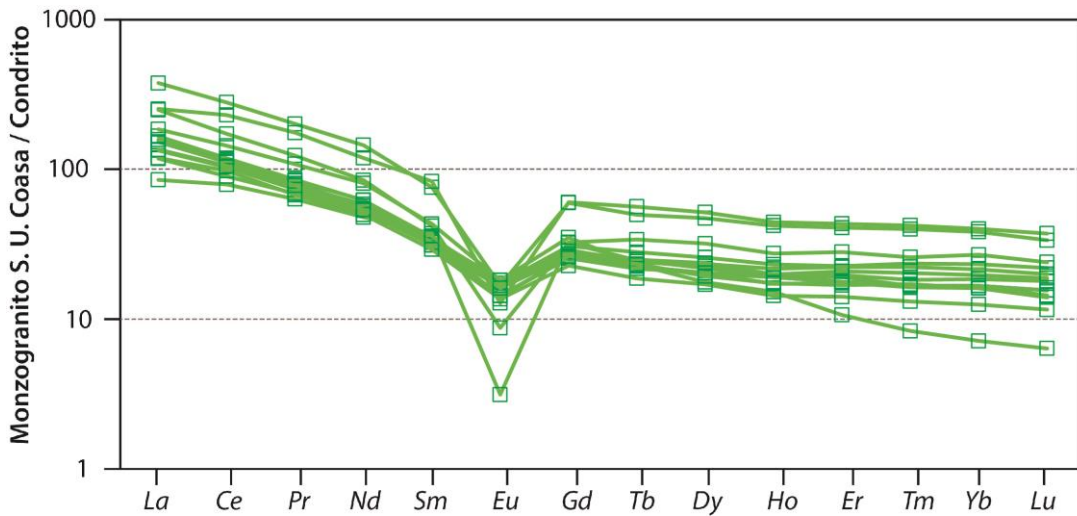


Figura 4.31 Diagrama de tierras raras normalizado a los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) para las muestras correspondientes a la variedad Monzogranito de la Súper Unidad Coasa.

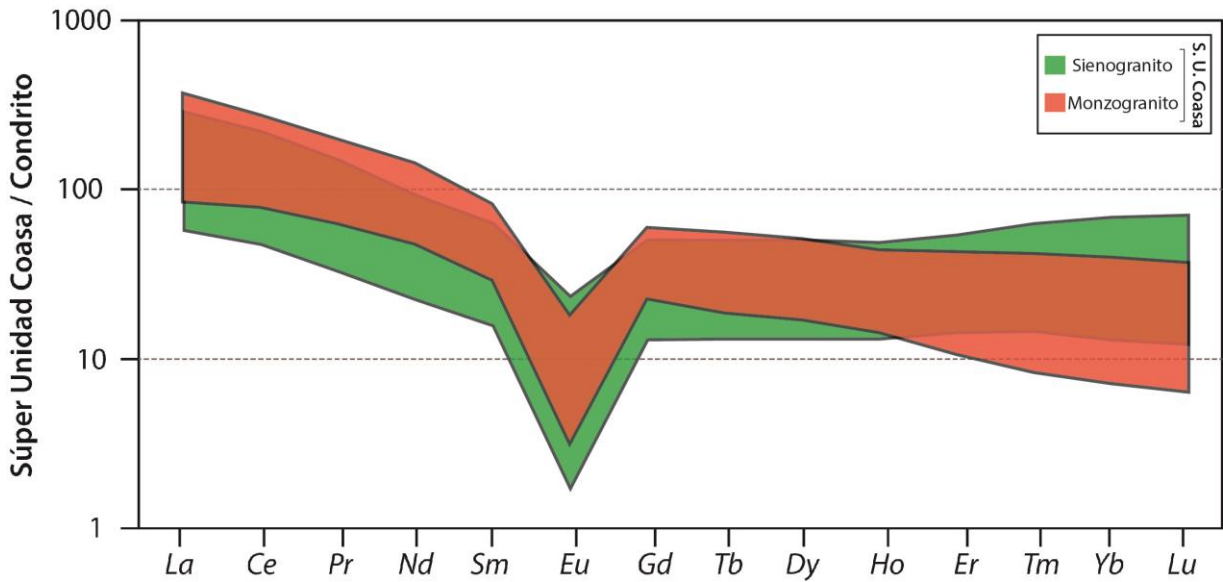


Figura 4.32 Diagrama de tierras raras normalizado a los valores del condrito de Sun y McDonough (1989) para las muestras de la Súper Unidad Coasa.

4.2.5. Diagramas relacionados a implicancias metalogénicas

A continuación se utilizan algunos diagramas propuestos por diversos autores con el fin de relacionar el magmatismo que dio origen a la Súper Unidad Coasa con ocurrencias minerales económicas.

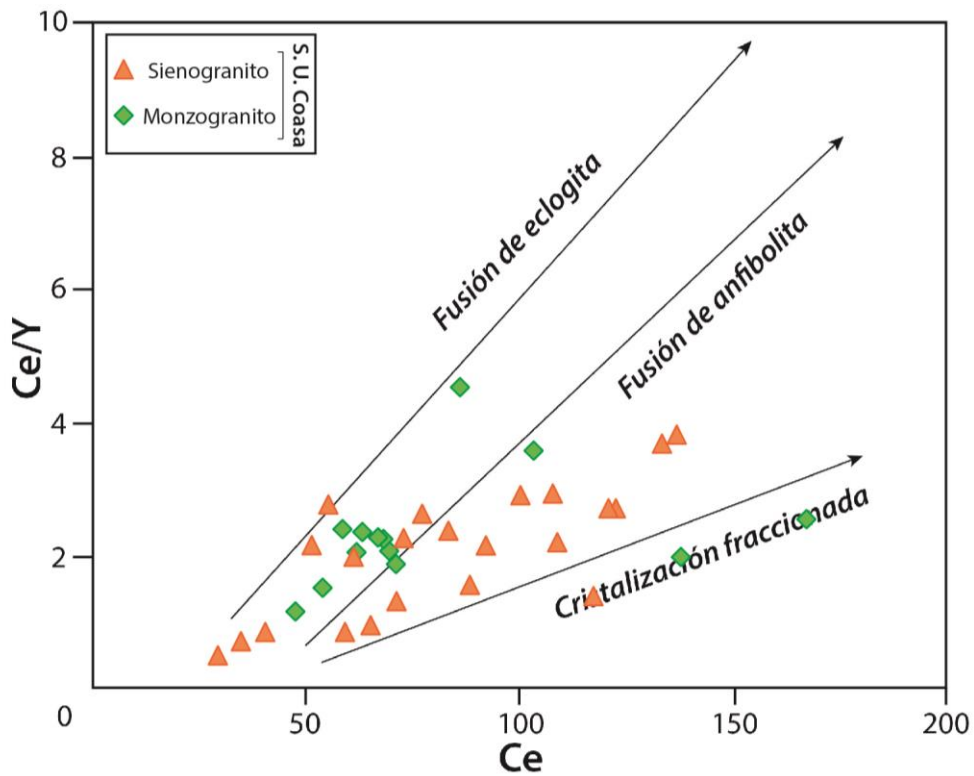


Figura 4.33 Diagrama de Ce/Y vs Ce tomado de Choquehuanca (2014).

El diagrama Ce vs Ce/Y (Figura 4.33) es un trazador para determinar la proveniencia del magma (Choquehuanca, 2014) que compara un elemento compatible (Ce) y uno incompatible (Y). Así podemos observar que la mayoría de muestras (en especial las de sienogranito) derivan eminentemente de una cristalización fraccionada. Esto podría favorecer la generación de una fase acuosa en el magma que transporte elementos económicos, ya que los magmas que dan origen a los granitos tipo S pueden ser ricos en agua.

Para la determinación de la fertilidad de un magma hay que calcular el agua comagmática presente en el sistema (Soberón, 2015). Con este objetivo es muy usado el parámetro Eu/Eu*, el cual está dado por la siguiente expresión, y se calcula a partir de los valores de las tierras raras intermedias Eu, Sm y Gd normalizados a los valores del condrito de Taylor y McLennan (1985).

$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N)(Gd_N)]^{0.5}$$

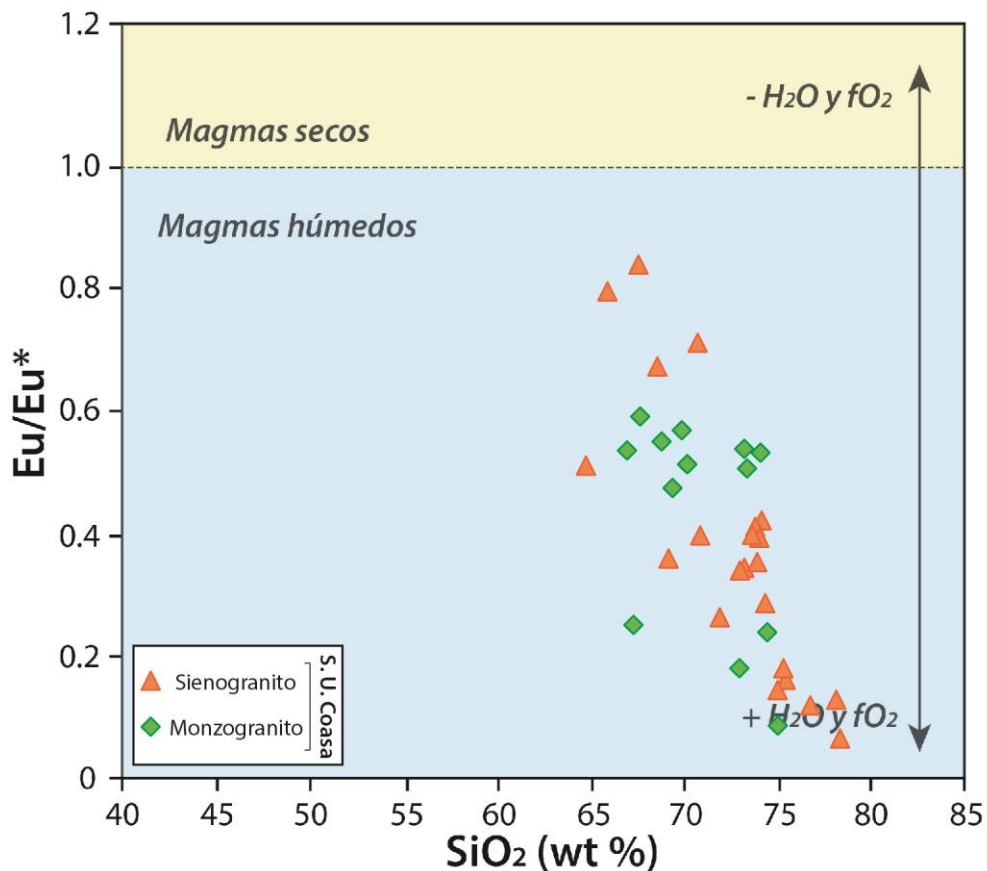


Figura 4.34 Diagrama de Eu/Eu^* vs SiO_2 tomado de Soberón (2015).

El diagrama Eu/Eu^* vs SiO_2 (Figura 4.34) nos da un indicio del contenido de agua que tenía el magma. Los magmas húmedos están determinados por valores de Eu/Eu^* menores de 1, mientras los magmas secos por valores mayores a 1. De ese modo podemos observar magmas con alto contenido relativo en agua y alta fugacidad de oxígeno en las muestras de roca con un contenido mayor al 70% de SiO_2 , y en las muestras con un contenido entre 60 y 70% de SiO_2 se observan magmas con tendencia a la deshidratación y a baja fugacidad de oxígeno. La fugacidad de oxígeno controla la partición del azufre en la fase acuosa y puede acomplejar a los metales en sulfuros.

En el diagrama Eu/Eu^* vs $Al/(Ca+Na+K)$ (Figura 4.35) podemos observar también esta tendencia a los magmas hidratados, y en su mayoría los datos pertenecen al campo metaluminoso y en menor medida al campo peraluminoso. Además se refleja un fraccionamiento de las plagioclasas.

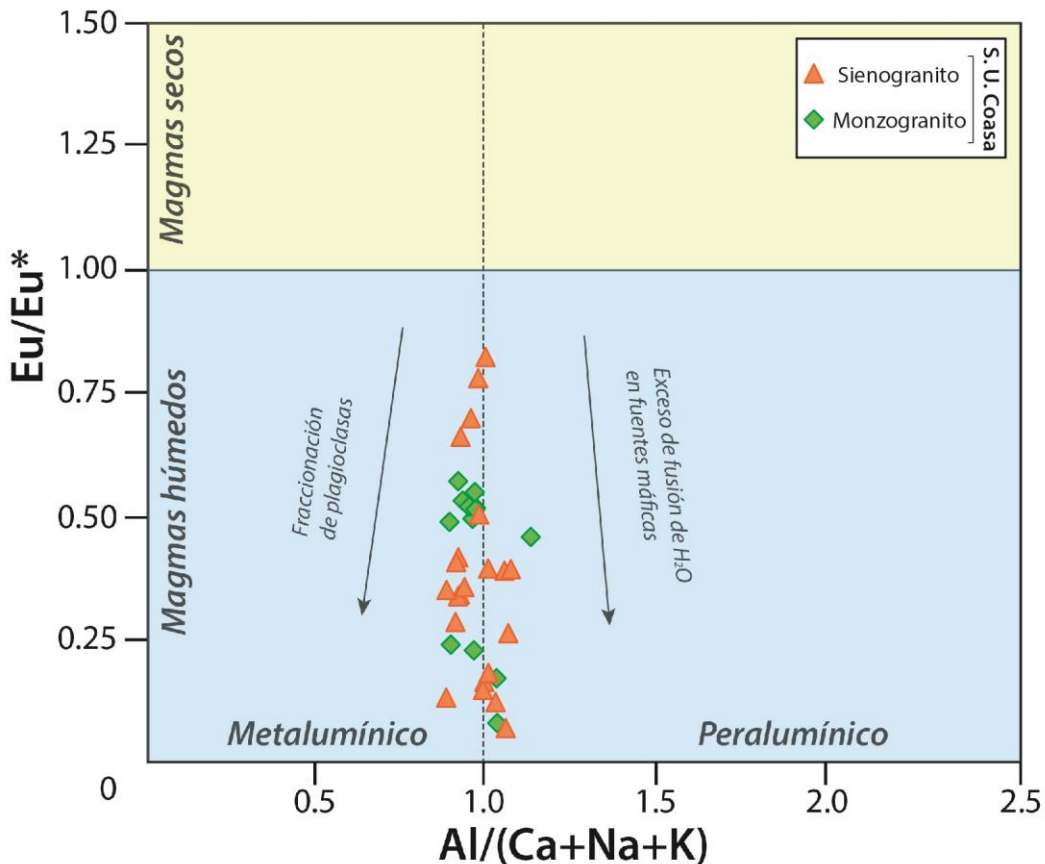


Figura 4.35 Diagrama de Eu/Eu^* vs $Al/(Ca+Na+K)$ tomado de Quispe y Rivera (2013).

En el diagrama FeO total vs Eu/Eu^* propuesto por Quispe y Rivera (2013) se puede observar el comportamiento geoquímico del estado de oxidación versus el contenido de agua (Figura 4.36). Los datos pertenecen a la serie ilmenita típica de magmas tipo S (fusión de materiales sedimentarios), y evidencian ser magmas húmedos. Se observa una asociación de elementos litófilos reducidos moderadamente. Las muestras de la Súper Unidad Coasa podrían estar relacionadas a mineralizaciones de estaño, wolframio y molibdeno, según se observa en el diagrama. Las muestras de la especie sienogranito tienden mayoritariamente a los campos de Sn y W, y las muestras de la especie monzogranito tienden a los campos de W y Mo. Esto probablemente debido a que el azufre no fue liberado del magma reducido, se queda en la fase silicatada y tiene tendencia a formar óxidos de metales litófilos como el estaño y el wolframio.

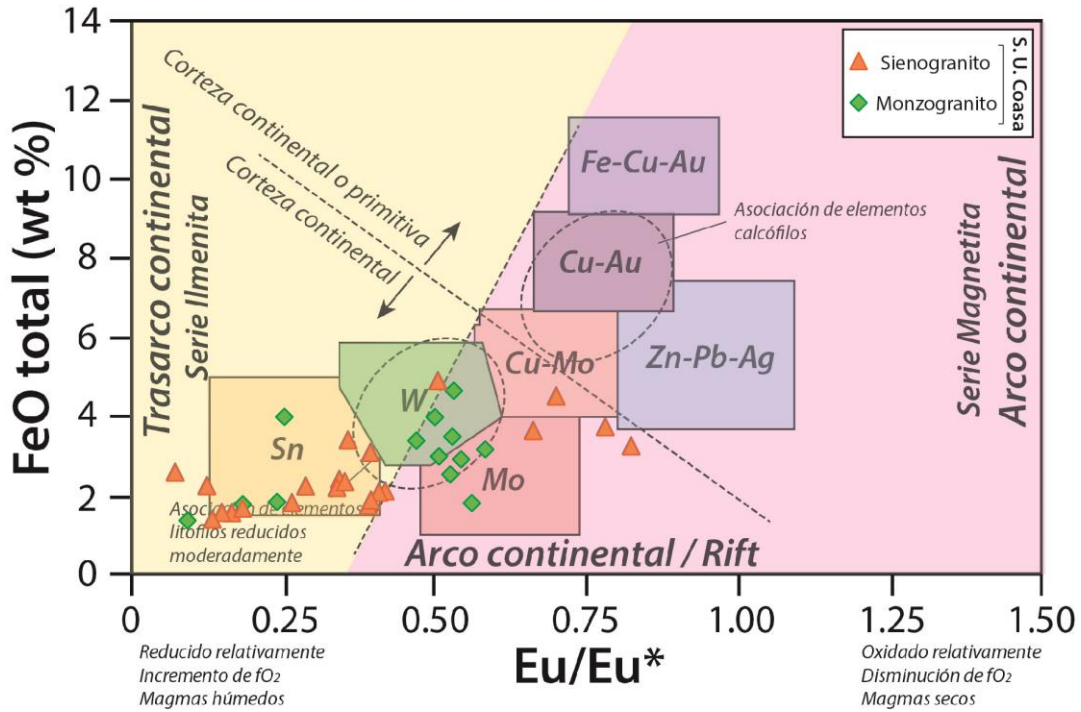


Figura 4.36 Diagrama de estado de oxidación y contenido de agua de FeO total vs Eu/Eu* tomado de Quispe y Rivera (2013).

El diagrama Eu/Eu* vs Sr/Y (Figura 4.37) muestra que estos ratios son directamente proporcionales y evidencian magmas húmedos con una tendencia a la asimilación somera. Magmas hidratados en la cristalización y en zonas someras de la corteza generan el aumento de volumen de cuerpos de magma que a su vez puede favorecer la circulación de fluidos con contenido en metales (Soberón, 2015).

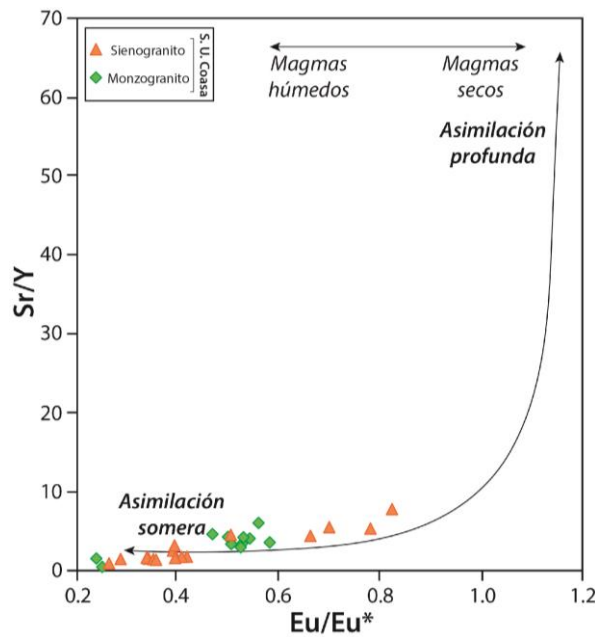


Figura 4.37 Diagrama de Sr/Y vs Eu/Eu* tomado de Soberón (2015).

4.2.6. Resumen de resultados y discusión

La data geoquímica de la Súper Unidad Coasa analizada mediante los distintos diagramas sugiere la anatexis de materiales sedimentarios. Para ello se requiere de un foco de calor suficientemente caliente para fundir estas rocas, y considerando que no hay un arco magmático y tampoco hay registros de cuerpos de magma mantélico en la zona de la edad de la Súper Unidad Coasa, es posible que la temperatura ejercida por metamorfismo de soterramiento y la transferencia de calor del manto a la corteza hayan proporcionado este calor sin requerir la extrusión de magma mantélico, durante la extensión del rift. Podemos observar en la base de la secuencia estratigráfica de la zona una predominancia de facies silicoclásticas de pizarras, metareniscas y metalutitas, que bien podrían ser fundidas por el calor que otorga el flujo térmico de una pluma mantélica, la cual puede tener una temperatura superior a la temperatura media del manto (más de 1300°C). El progresivo adelgazamiento de corteza relacionado al rifting, sumado a la subsidencia de una antigua cuenca debido al peso de la enorme columna de roca acumulada, podría haber acercado estos depósitos sedimentarios (cuyo punto de fusión puede reducirse dependiendo de la asociación mineralógica, el contenido de agua fósil en poros y fracturas, o la presión de soterramiento) a un foco de calor más profundo. Considerando además que las pelitas se funden relativamente rápido y habrían transmitido sus propiedades radiactivas al magma.

Se pudo observar que los cuerpos magmáticos que dieron origen a esta unidad tienen una composición calcoalcalina a alcalina, y un carácter metalumínico con tendencia al campo peralumínico y en menor medida al campo peralcalino. El contenido geoquímico de las muestras refleja en muchos casos la petrografía descrita, como el enriquecimiento en K relacionado directamente a los feldespatos potásicos, el Fe relacionado a las biotitas o el P correspondiente a los apatitos dentro de los minerales accesorios. Finalmente, algunos indicadores metalogénicos sugieren que el magmatismo podría estar relacionado principalmente a mineralización de Sn y W.

4.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE LAS CONCENTRACIONES DE URANIO

En este capítulo se muestra un breve análisis espacial de datos geoquímicos de muestras de roca total a fin de localizar posibles zonas prospectables para uranio. Los 36 análisis geoquímicos de roca total considerados en el presente estudio, como ya se mencionó anteriormente, fueron realizados por el método ICP-MS en el laboratorio SGS del Perú por encargo del INGEMMET.

4.3.1. Análisis estadístico de muestras de roca total

Las muestras que contienen valores anómalos de uranio se localizan hacia el sureste de la Súper Unidad Coasa. Algunas incluso tienen hasta 10 veces más que el valor promedio en la corteza terrestre (1.7 ppm). Estas muestras se encuentran en el límite entre una composición de magma alcalino y calcoalcalino. Tienen un alto contenido en potasio y relativamente bajo en hierro, y estarían aparentemente relacionados a los granitos tipo S, producto de la anatexis o fusión de materiales sedimentarios.

Un rápido análisis estadístico univariable nos permite obtener un valor promedio de 9 ppm de uranio en la Súper Unidad Coasa, y podemos tomar este valor como el background local. Si a este valor le sumamos una desviación estándar (4.5 para este caso) obtenemos un threshold de 13.5, el cual se define como el límite de fluctuación local del background normal. Así, los valores por encima del threshold las consideraríamos como anomalías geoquímicas. Estas

anomalías de uranio se encuentran limitadas al sureste de la Súper Unidad Coasa, en su variedad de sienogranito (Figura 4.38) y se resumen en la Tabla 4.4.

Utilizando un análisis de componentes principales (PCA), el cual es un método de estadística multivariable, podemos observar qué elementos podrían estar asociados entre sí. Esto con el objetivo de determinar qué elementos están relacionados al uranio y usarlos como posibles indicadores de estas anomalías.

Muestra	U (ppm)	Localidad
GR21-13-427_CF_ok	14.17	Ojo Pata
GR39B-16-040	14.40	Umachullo (cerca del río Coasa)
GR39B-16-039	14.70	Umachullo (cerca del río Coasa)
GR39B-16-045	16.62	Turpa Pata
GR39B-16-077	18.90	Ojo Pata

Tabla 4.4 Anomalías de uranio en la Súper Unidad Coasa.

Para este objetivo, el PCA se llevó a cabo en el software PAST. A primera vista podemos notar una correlación directa del uranio con el itrio, el litio y el torio (Figura 4.39). Además, se observa una proporcionalidad indirecta con el plomo; esto era de esperarse pues generalmente este elemento resulta de la desintegración radiactiva de uranio a través del tiempo geológico.

Dentro de la mayoría de análisis geoquímicos de sedimentos realizados en el área lamentablemente no se consideró al uranio, y tampoco al torio y al litio (que en general suelen estar relacionados al uranio), por lo que no hay elementos indicadores que ayuden a determinar más zonas de prospección uranífera.

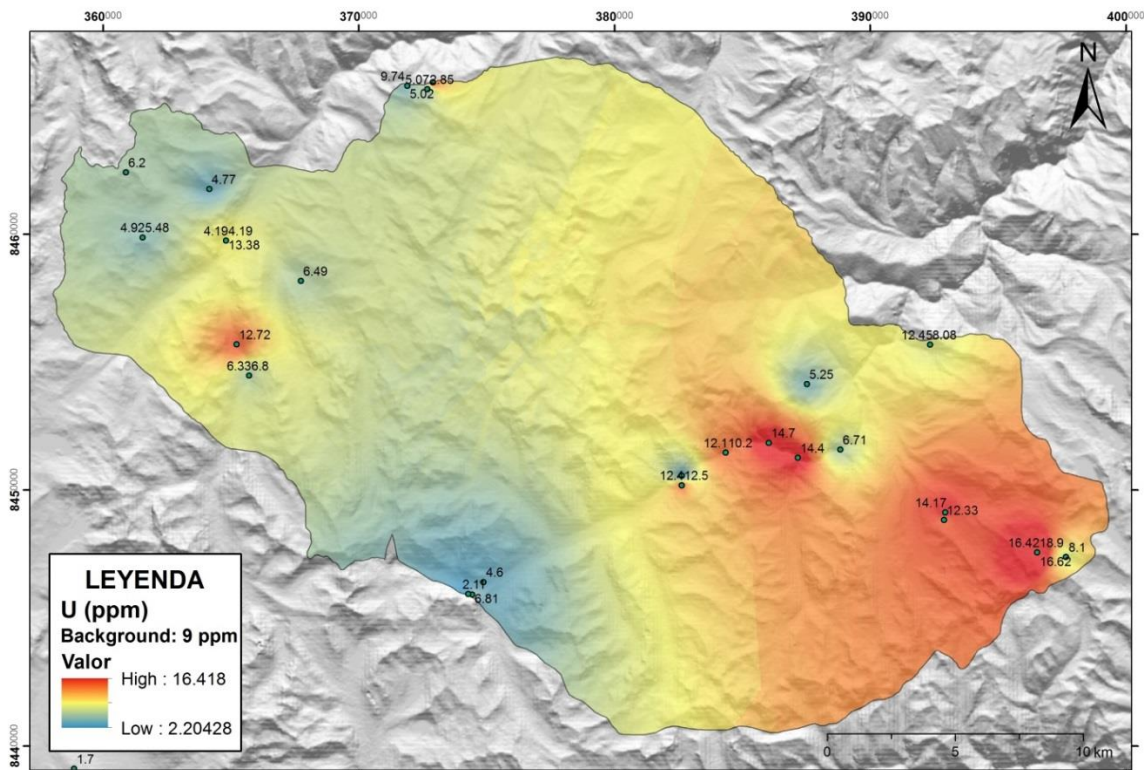


Figura 4.38 Mapa de concentración de uranio en las muestras de roca total, mostrando los mayores valores al sureste del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa.

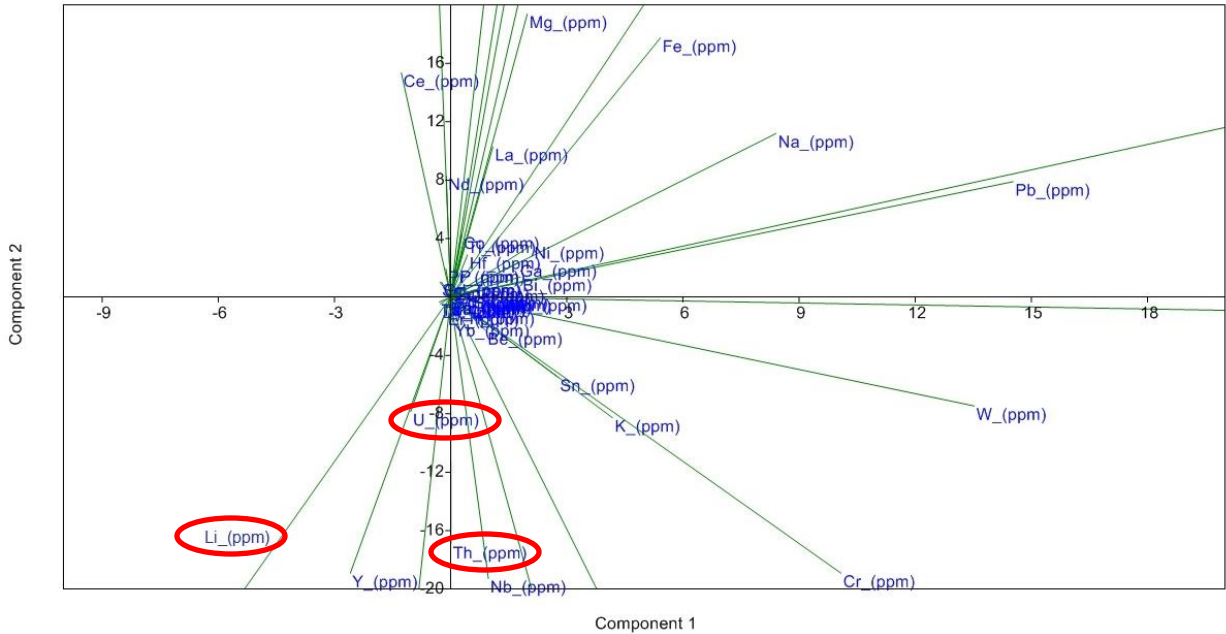


Figura 4.39 Diagrama de análisis de componentes principales (PCA) con los datos geoquímicos de roca total de la Súper Unidad Coasa.

4.3.2. Discusión

Teniendo en cuenta que el U es un elemento móvil y relativamente soluble, su comportamiento es altamente dispersivo. El uranio podría estar hospedado en zircones incluidos en biotitas y feldespatos potásicos, lo que hace muy difícil su extracción aunque hubiera altas reservas calculadas en el plutón. De este modo, lo más indicado es buscar zonas aledañas al intrusivo que pudieran acumular potencialmente mineralizaciones explotables por removilización de uranio, en especial al sureste del área de estudio.

Lamentablemente los estudios de geoquímica de stream sediments realizados en el área no contemplaban U y Th dentro del paquete de elementos analizados, lo que hubiera facilitado la selección de áreas de interés por la gran densidad de muestreo que conllevan. Lo más recomendable sería realizar más análisis geoquímicos de sedimentos de quebrada incluyendo al U, Th y Li, elementos que son relativamente abundantes en este sector.

4.4. ANÁLISIS ESTRUCTURAL SUPERFICIAL

4.4.1. Análisis de lineamientos estructurales

Metodología para el trazo de lineamientos estructurales

Los lineamientos estructurales son rasgos físicos de fracturas, depresiones topográficas, cadenas de colinas o montañas, valles fluviales o glaciares rectos, entre otros; y aunque no necesariamente corresponden a una estructura real como una falla, sí representan discontinuidades o debilidades estructurales en la superficie terrestre, los cuales son susceptibles a ser atacados por los principales agentes erosivos como el agua y el viento que hacen más notoria su expresión morfológica. Estos rasgos de forma rectilínea o ligeramente curvilínea sirven para obtener una indicación general de las direcciones estructurales dominantes de una región y pueden ser cartografiados a través de imágenes satelitales y fotografías aéreas.

Para mapear los lineamientos estructurales, se utilizó una imagen satelital de modelo de elevación digital (DEM), en la que es posible controlar el ángulo de la luz incidente y generalmente no presentan deformación. La imagen usada corresponde a la tercera versión del SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de la NASA, cuyos datos son propiedad del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y son de uso libre mientras se cite la fuente. Además, se utilizó una imagen satelital de alta resolución de la plataforma de mapas del buscador Bing, de libre acceso en internet.

Para los fines de estudio, se generaron tres mapas de sombras (hillshade) con un ángulo de iluminación de 45° y con direcciones de 120°, 240° y 360° a partir del DEM., y superpuesta a ellas la imagen satelital de la plataforma Bing. En un área de 7680 km² se trazaron 214 lineamientos estructurales (Figura 4.42), de los cuales se reconoce a simple vista que gran parte tienen una preferente orientación andina NO-SE. Algunos de ellos se alinean con fallas regionales y locales cartografiadas por el INGEMMET.

Procesamiento y análisis de datos

Una vez trazados los lineamientos estructurales se agruparon según su orientación preferente: la gran mayoría (de mayor longitud) de dirección NO-SE y NE-SO, y en menor medida lineamientos de dirección N-S y O-E localizados en la parte centro-sur del área de estudio (Figura 4.43). Hacia el suroeste se observa una disminución en la densidad de lineamientos debido a una extensa cobertura generada por la acumulación de sedimentos aluviales y fluvio-glaciares, y hacia el noreste, un predominio de estructuras NO-SE que pertenecen al dominio estructural de la faja corrida y plegada del subandino.

Para el procesamiento de estos datos se utilizaron diagramas de rosetas (Figura 4.44), transformando primeramente los datos a valores de rumbo. Luego, se dividió el área de estudio en 3 partes (A1, A2 y A3) para determinar de ese modo la tendencia y comportamiento estructural localizado, y compararlos con un análisis del área total (A_{total}). Todos los datos fueron ploteados en un diagrama de rosetas a través del programa Rozeta 2.0 de libre uso.

En las áreas 1 (A1) y 3 (A3) se aprecia un dominio de lineamientos NO-SE de tendencia andina, mientras en el área 2 (A2) correspondiente a la parte central, un dominio de lineamientos NE-SO pero también una alta densidad de dirección NO-SE. Si analizamos el total de datos en el área (A_{total}), el 35% de lineamientos tiene una orientación NO-SE y el 30% corresponden a estructuras conjugadas de dirección NE-SO.

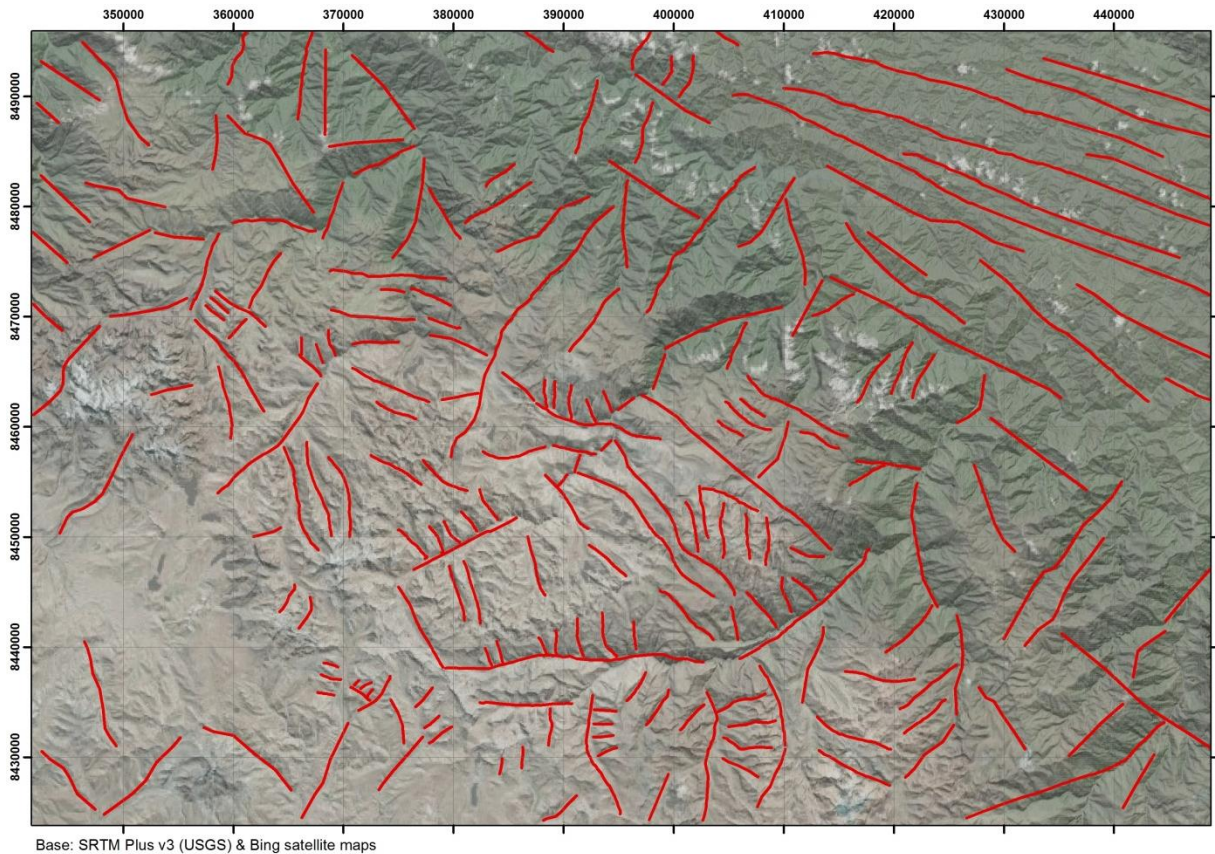


Figura 4.42 Lineamientos estructurales trazados en el área de estudio. Se observa una imagen satelital de la plataforma Bing superpuesta a tres mapas de sombras generados a partir de un DEM SRTM Plus v3.

Interpretación y discusión de resultados

Si acudimos a la extensa bibliografía de estudios tectonoestratigráficos en la región, se puede atribuir que algunos de estos lineamientos de orientación NO-SE corresponden a estructuras producidas por la deformación compresiva de la fase orogénica Inca durante el Eoceno-Oligoceno. Por otro lado, los lineamientos de orientación NE-SO pueden ser estructuras de eventos transpresivos producidos por el empuje noreste durante el Mioceno, que dio también origen a la faja corrida y plegada del subandino. Los lineamientos N-S y O-E menos abundantes pueden corresponder a estructuras de orden menor preexistentes que habrían rotado levemente o que habrían sido generadas por este mismo evento. De esta manera, podríamos reconocer que estos lineamientos corresponden a debilidades estructurales posiblemente relacionadas a la manifestación de las fases Inca y Quechua de la tectónica andina en el área de estudio, que son señaladas como las responsables del levantamiento de la Cordillera Oriental y las causantes de la reactivación de fallas más antiguas.

Si hacemos un análisis de los lineamientos estructurales sobre el cuerpo intrusivo de la Súper Unidad Coasa encontramos un predominio de discontinuidades de orientación NO-SE, mientras en el macizo menor separado al sureste hay una orientación marcada NNO-SSE. Esta diferencia angular probablemente se deba a un leve cambio de orientación del cuerpo menor provocada por un movimiento de cizalla dextral, tal como propone Laubacher (1978).

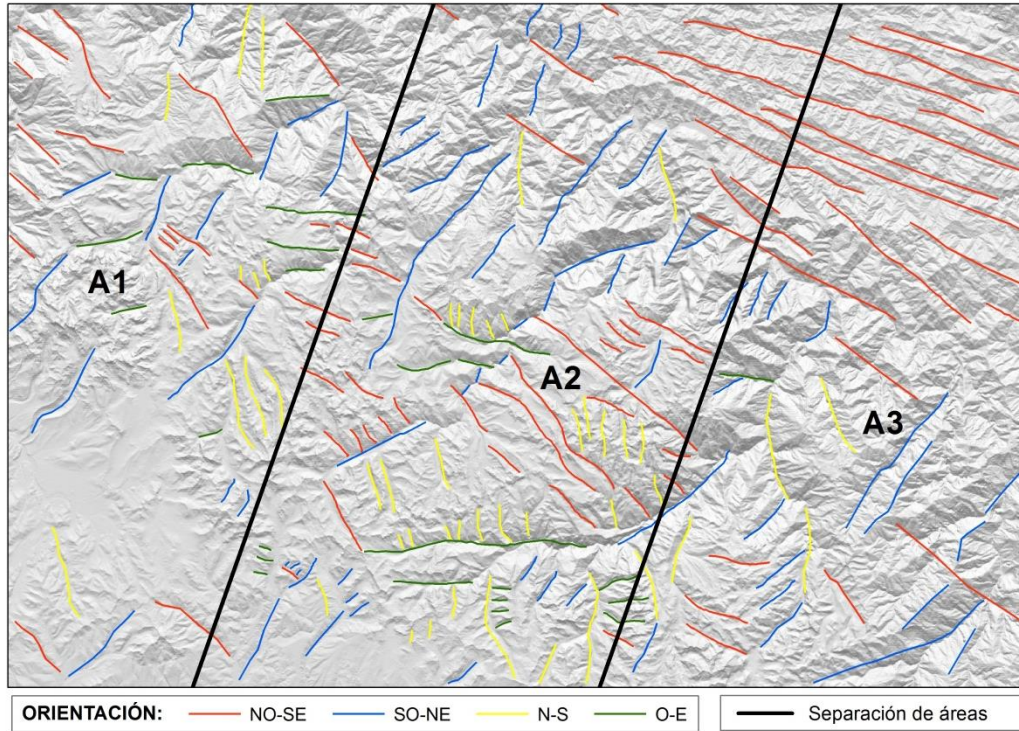


Figura 4.43 Área de estudio dividida en 3 zonas (A1, A2, A3) con fines de un mejor análisis.

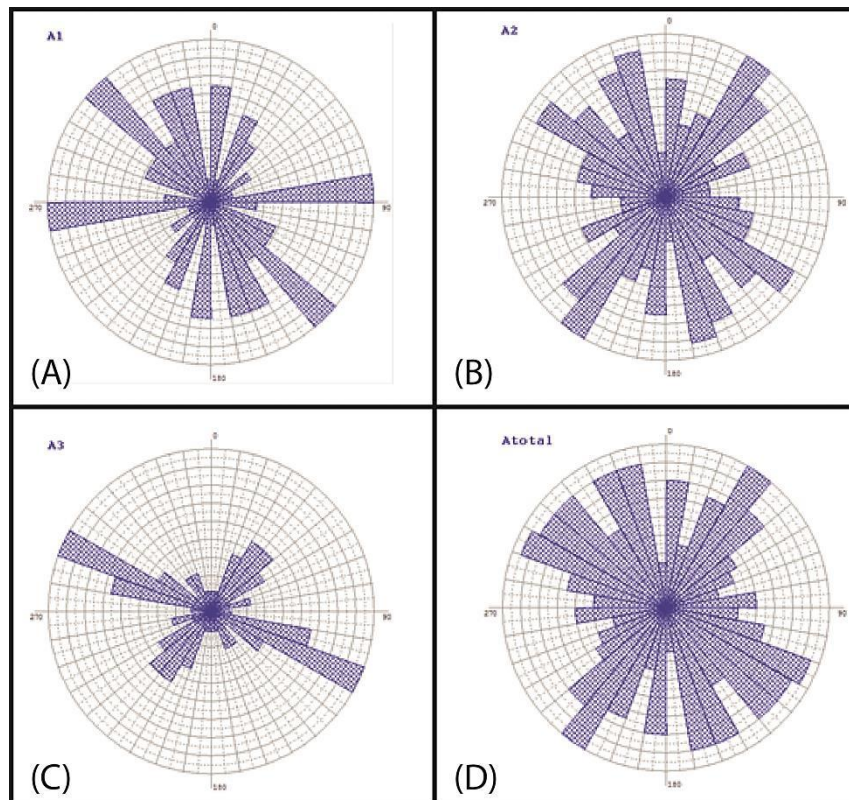


Figura 4.44 Diagramas de rosetas: (A) Área 1, (B) Área 2, (C) Área 3, (D) Área total.

4.4.2. Análisis estructural local en el área de Esquena

Mediante el análisis de datos de campo en el sureste del área de estudio, que fueron tomados en el camino entre los centros poblados de Coasa y Esquena, se creyó conveniente comprobar si las estructuras presentes eran compatibles con la hipótesis de Laubacher (1978) sobre un cillazamiento dextral ocurrido en el Mioceno que fragmentó el cuerpo intrusivo primario en los macizos que encontramos hoy en día.

Se pone especial atención a una falla normal con componente dextral en el extremo sureste del cuerpo principal de sienogranito (muy cerca de Coasa), la cual tiene una dirección $N200^\circ$ y de inclinación prácticamente subvertical con un pitch de 45° , y se encuentra asociada a fallas menores y fracturas (Figuras 4.45A y B). En este sector el intrusivo ha sido afectado por una intensa argilización. Las diaclasas, que en el cuerpo intrusivo tienen una tendencia general NO-SE, en todo este sector tienen una orientación N-S aproximadamente. Hacia el norte de la zona de contacto con la roca caja, cerca del poblado de Chacamarca, se aprecia una falla inversa que pone en contacto a la Formación Sandia con la Formación Ananea, que se encuentra afectada por clivaje de crenulación debido a la superposición de dos eventos de deformación. Esta crenulación es mucho más apreciable en el sector de Tahuana (Figuras 4.45C). Hacia el noreste, en el sector del cerro Puncaorco, se evidencia un cambio repentino en la orientación de los ejes de pliegue de un rumbo NO-SE a O-E, tras pasar una gran acumulación de depósitos cuaternarios, interpretándose en este lugar una falla de rumbo dextral que podría haber ocasionado esta variación en la dirección.

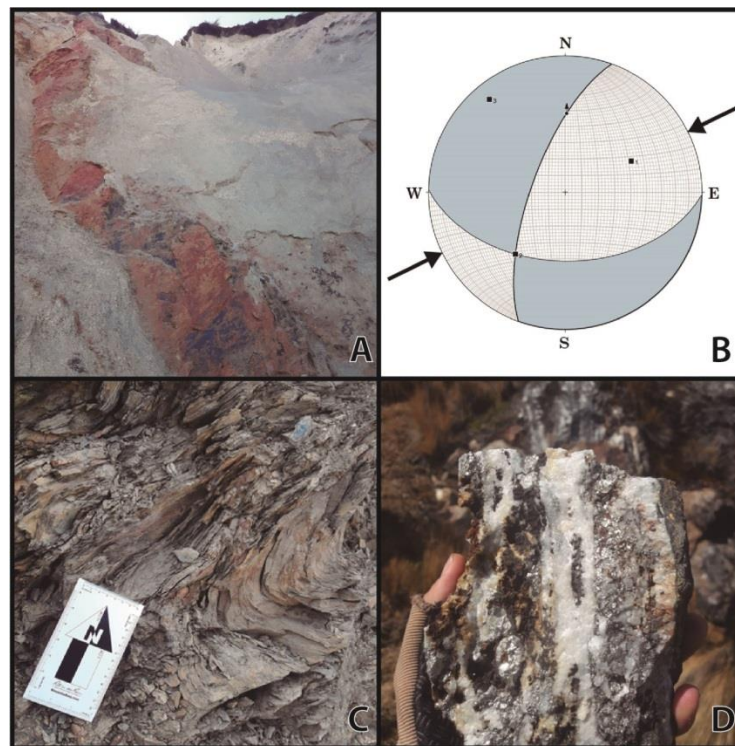


Figura 4.45 A) Plano de falla normal dextral en el extremo sureste del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa, B) Ploteo de la falla en una red de Schmidt por el método de diedros rectos, usando el software Faultkin de Allmendinger; se obtiene un esfuerzo principal NE-SO, C) Clivaje de crenulación sobre pizarras de la Formación Ananea, cerca de una zona de falla inversa en el sector de Tahuana, D) Muestra de una veta polimetálica emplazada en las diaclasas subverticales N-S del cuerpo menor emplazado en las cercanías de Esquena.

La orientación de todas estas estructuras son compatibles con el modelo idealizado de cizalla de Riedel para una zona de falla de rumbo dextral (Figura 4.46), pudiendo comprobar de este modo que este sector se encuentra afectado por un cizallamiento dextral. Sin embargo, existen algunas diferencias entre el cuerpo principal y el cuerpo menor al sureste, como el hecho de que están conformadas por distintas facies litológicas y ciertas peculiaridades (en un sector del cuerpo menor se han encontrado vetas polimetálicas -Figura 4.45D- emplazadas en las diaclasas de dirección N-S, mientras en el cuerpo principal no se han reportado), que llevan a pensar que el cuerpo emplazado en las cercanías de Esquena es otra unidad distinta a la Súper Unidad Coasa.

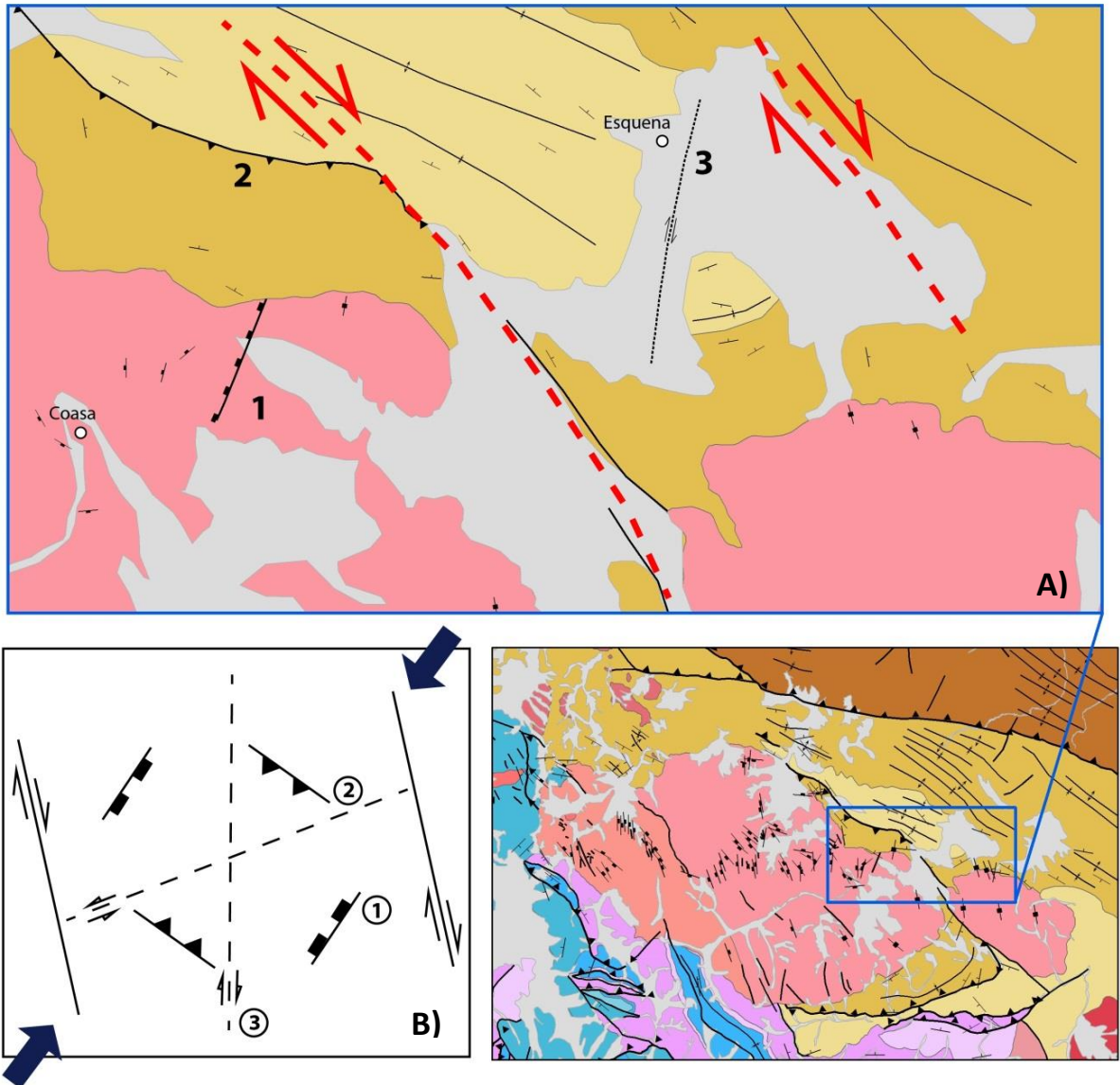


Figura 4.46 A) Acercamiento a la zona de controversia: 1) Falla normal con componente dextral, 2) Falla inversa, con presencia de clivaje de crenulación, 3) Falla de rumbo dextral interpretada. B) Relación con el modelo de cizalla de Riedel (1929).

Breve hipótesis sobre el macizo menor aparentemente separado del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa

Si consideramos que estos cuerpos se han emplazado aproximadamente en tiempos cercanos (Triásico superior) y que han sido afectados por los mismos eventos de deformación y campos de esfuerzo hasta el Mioceno, época en que se desarrollan estos cizallamientos dextrales, podríamos decir que la variación de orientación general en el diaclasamiento de NO-SE al oeste a una tendencia N-S hacia el este se debe a una leve rotación del bloque sureste provocada por estos movimientos, y que originalmente tenía la misma orientación que el cuerpo mayor del oeste.

Una posible hipótesis sobre el origen de este cuerpo menor alargado, curiosamente alineado a la Unidad Limbani situada al sur y que tienen características litológicas semejantes, es que no esté estrechamente relacionado con la Súper Unidad Coasa y que más bien se habría emplazado en el espacio creado por fallas sinestrales profundas junto con la Unidad Limbani. Posteriormente, este cuerpo y la unidad mencionada se habrían separado durante el cizallamiento dextral del Mioceno (Figura 4.47). Esta hipótesis toma fuerza si comparamos su forma alargada y una aparente alineación en sus direcciones de diaclasamiento NNO-SSE. Además, este movimiento de empuje NE-SO del Mioceno justificaría el levantamiento de la Formación Sandia entre el cuerpo menor del sureste y el cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa. Con este conciso análisis se han comprobado localmente los eventos de deformación descritos por Laubacher en su hipótesis de 1978, pero con la diferencia que el cuerpo de tamaño menor del sureste estaría posiblemente más emparentado en su origen a la Unidad Limbani.

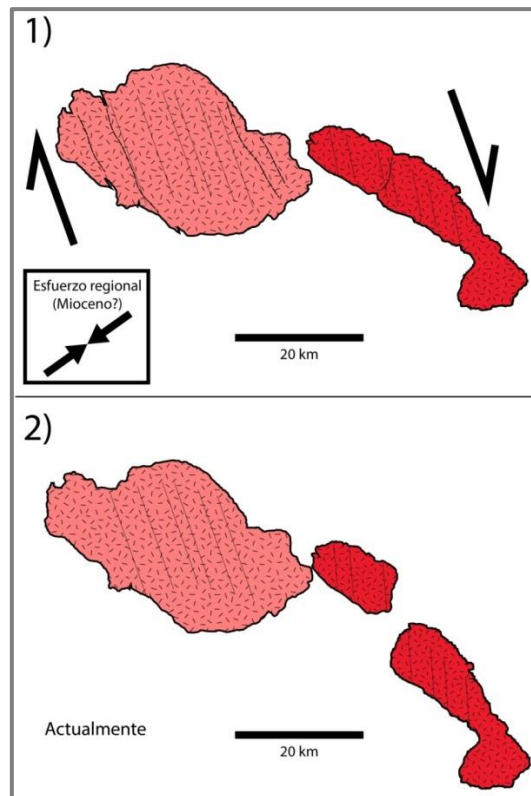


Figura 4.47 Hipótesis basada en el modelo de Laubacher (1978). 1) Cuerpos intrusivos retrodeformados antes del cizallamiento dextral. 2) Distribución actual de las unidades.

4.5. HISTORIA GEOLÓGICA POSIBLE

A través de una compilación de las dataciones geocronológicas realizadas hasta el momento en las rocas graníticas de la Súper Unidad Coasa (al menos a las que ha tenido acceso el presente trabajo) podemos intentar reconstruir una parte de la historia tectonotermal de esta unidad mediante termocronómetros. Las dataciones de U-Pb en zircón, con una temperatura de cierre estimada de 800°C, nos muestran la edad aproximada de cristalización de los monzogranitos y sienogranitos de la Súper Unidad Coasa, fijada entre 223 y 238 millones de años (Triásico superior). La intrusión de Esquena muestra una edad de cristalización de 207 millones de años aproximadamente. Por otro lado, en las dataciones K-Ar en muscovita, biotita y feldespatos, los cuales tienen una temperatura de cierre menor (entre 150 y 400 °C), se han obtenido edades entre 119 y 216 millones años (Triásico superior-Cretácico inferior). Estas diferencias de edad de hasta 100 millones de años se deberían al reseteo de estos minerales por posteriores eventos hidrotermales sobreimpuestos o incluso el magmatismo que dio origen a los diques, los cuales son comunes en el área de estudio. El proceso de pérdida gradual de temperatura implica cierto levantamiento de la corteza y erosión durante millones de años. Si consideramos el hecho de que la unidad se encuentra dentro de la zona tectonotermal denominada Zona Zongo-San Gabán, podríamos estimar su edad de exhumación posterior al Eoceno, tiempo durante el cual la Cordillera Oriental sufrió un intenso levantamiento y una posterior meteorización y erosión durante los siguientes millones de años hasta nuestros días.

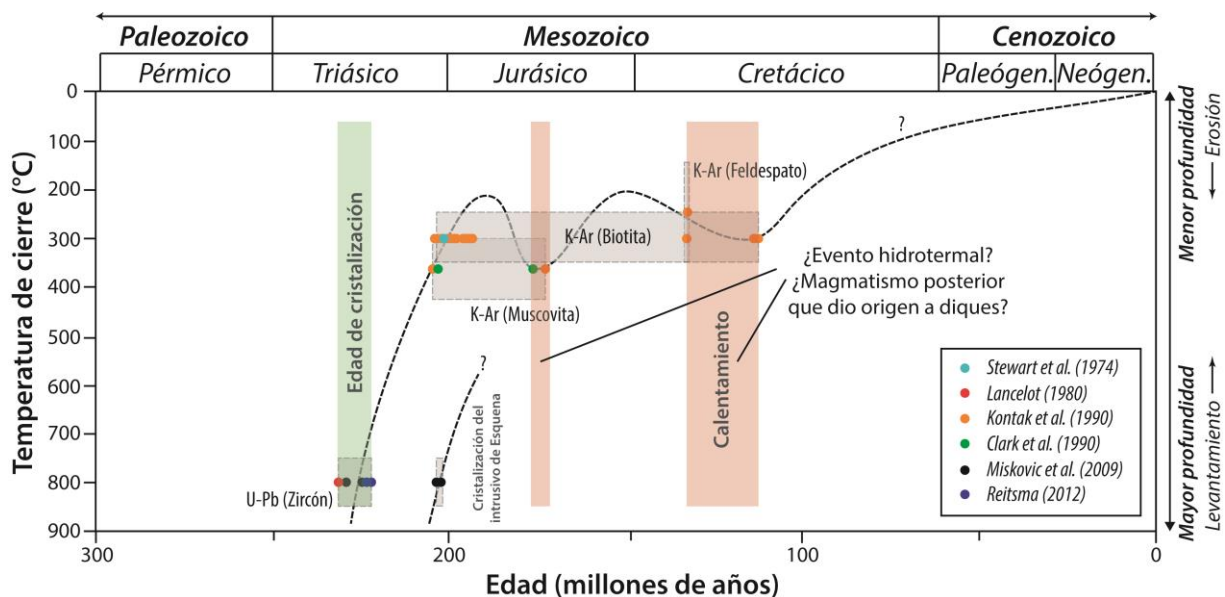


Figura 4.48 Diagrama esquemático de edad versus temperatura de cierre estimada para los distintos termocronómetros usados por varios estudios geocronológicos en la Súper Unidad Coasa.

La integración de la geoquímica, geocronología, tectónica y otros conceptos geológicos nos pueden dar algunos indicios sobre el origen, evolución y emplazamiento de la Súper Unidad Coasa. Las características geoquímicas estarían relacionadas a la anatexis de rocas sedimentarias, cuyo calor de fusión tendría su origen en el aumento de temperatura por metamorfismo de soterramiento (considerando el gran espesor de las unidades litoestratigráficas del área), ayudado por la transferencia de calor de una pluma mantélica a la litósfera asociada al régimen distensivo de un rifting. La transferencia de calor del manto a la corteza aumenta durante el adelgazamiento litosférico, ocasionando un crecimiento del grado de fusión por descompresión. Se trataría del desarrollo de un rift continental abortado, que involucraría en algún momento la manifestación de material mantélico (depositación del Grupo

Mitu durante el Triásico medio-superior). En la zona de emplazamiento de la Súper Unidad Coasa, sin embargo, no habría salido magma mantélico por encontrarse relativamente lejos del eje principal del rift. Puede darse el caso de emplazamiento de cuerpos de magma fuera del sistema magmático axial. Este contexto tectonomagmático de rift continental habría prevalecido entre el Triásico y el Jurásico. El inicio de la orogenia andina a fines del Cretácico produce una relativa extinción del magmatismo en el área y se acentúa un contexto tectónico compresional que conduce al levantamiento progresivo de los Andes hasta la actualidad, habiendo ocurrido también episodios extensionales. Durante el Paleógeno, el levantamiento tectónico es aún más intenso en este sector de la Cordillera Oriental.

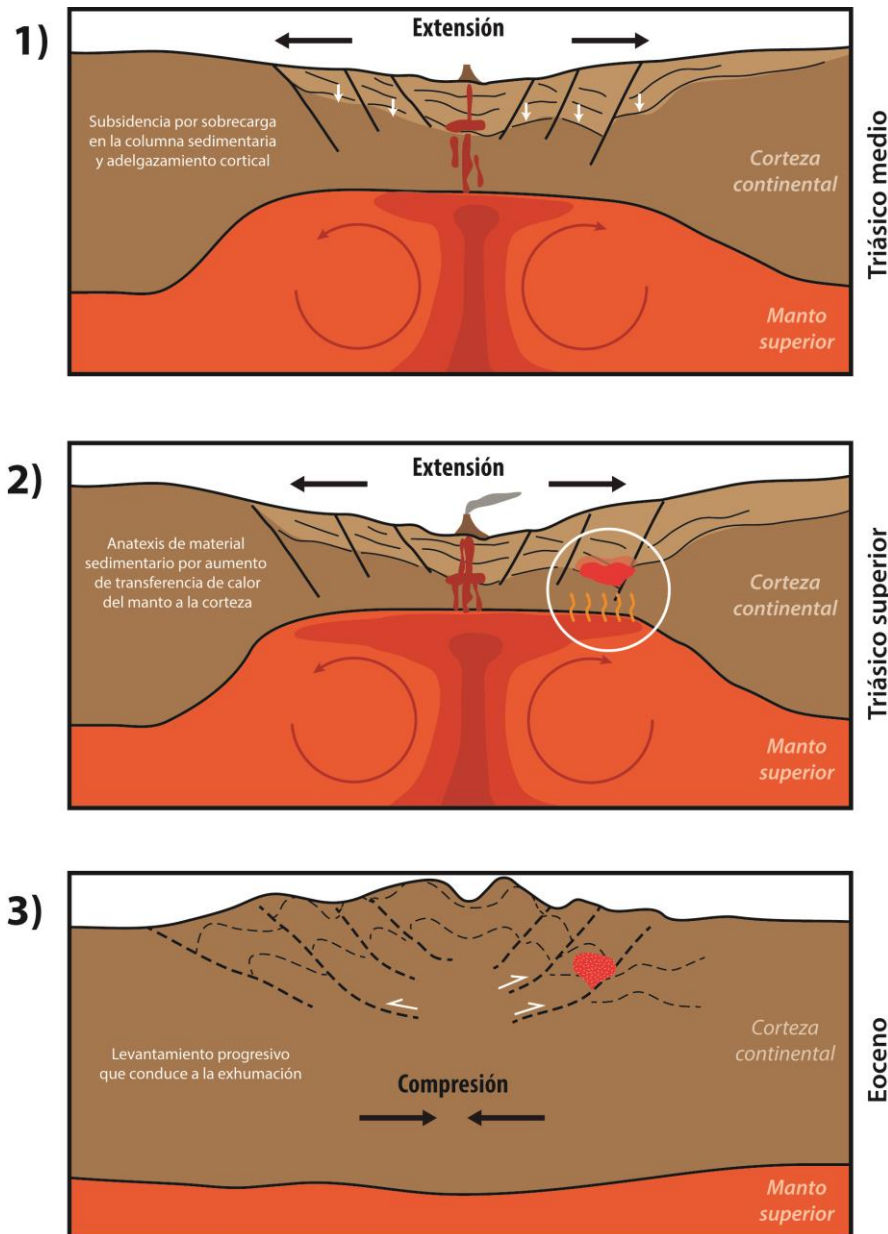


Figura 4.49 Diagrama referencial simplificado sobre el posible origen, evolución magmática y exhumación de la Súper Unidad Coasa: 1) Adelgazamiento cortical por extensión, 2) Anatexis de material sedimentario por un foco de calor mantélico, 3) Exhumación progresiva de cuerpos intrusivos por levantamiento y erosión de la Cordillera Oriental durante la orogenia andina.

CONCLUSIONES

- Hay correlación entre las composiciones modales de las muestras estudiadas de monzogranito y sienogranito de la Súper Unidad Coasa. Las texturas de exsolución y de intercrecimiento son típicas de rocas intrusivas formadas a alta profundidad y evidencian desmezcla durante el enfriamiento, la textura poiquilítica revela el crecimiento tardío de los feldespatos y las texturas rapakivi descritas frecuentemente en el área podrían deberse a una disminución brusca de la presión de confinamiento de magmas saturados en fluidos, y está relacionada posiblemente a la mezcla con un magma relativamente más básico. La zonación en las plagioclasas muestra un enfriamiento relativamente rápido. Los minerales accesorios nos muestran una cristalización diferenciada en la Súper Unidad Coasa.
- La data litogeoquímica de la Súper Unidad Coasa sugiere la anatexis de rocas sedimentarias (granito tipo S) por un foco de calor que podría ser la temperatura relacionada a metamorfismo de soterramiento, sumado a la transferencia de calor del manto a la corteza, sin requerir la salida de material mantélico a la superficie en esta zona. El magma es de composición calcoalcalina a alcalina, y además, tiene un carácter metalumínico con tendencia al campo peralumínico y en menor medida al campo peralcalino. La geoquímica de las muestras refleja en muchos casos la petrografía descrita, como el enriquecimiento en K relacionado a los feldespatos potásicos, el Fe a las biotitas o el P a los apatitos. Los indicadores metalogenéticos sugieren que el magmatismo podría estar relacionado a mineralización de Sn y W.
- Las anomalías geoquímicas de uranio son de hasta 10 veces más que el contenido promedio en la corteza terrestre y se limitan al sector sureste de la unidad. Las mejores zonas para realizar prospección minera de uranio se encuentran al sureste del cuerpo principal de la Súper Unidad Coasa.
- Las estructuras tectónicas encontradas en el área de Esquena son compatibles con la hipótesis de que los cuerpos intrusivos en el área fueron afectados por un cizallamiento dextral.
- Los termocronómetros analizados nos muestran un enfriamiento relativamente rápido del cuerpo magmático desde su emplazamiento en el Triásico superior, así como un calentamiento posterior por sobreimposición de un posible evento hidrotermal. Su exhumación se habría dado en el Paleógeno durante el levantamiento de la Cordillera Oriental.
- Las características petrográficas y ciertas condiciones estructurales nos indican que el cuerpo intrusivo de Esquena no estaría emparentado en su origen a la Súper Unidad Coasa, y podría estar más relacionado a la Unidad Limbani.

RECOMENDACIONES

- ✓ Recolectar más muestras para hacer estudios petrográficos y geoquímicos más completos de la Súper Unidad Coasa.
- ✓ Hacer estudios de litogeoquímica en el cuerpo intrusivo emplazado en las cercanías de Esquena para poder aproximarnos más a su origen, quizá emparentado a la Unidad Limbani.
- ✓ Realizar estudios petrográficos y geoquímicos con fines de prospección minera uranífera en el área de Coasa.
- ✓ Propiciar estudios de removilización de uranio, puesto que como elemento relativamente móvil en medio acuoso, podría afectar de algún modo a la población aledaña.

V. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arcos, F. E. (2016). Caracterización petrográfica-geoquímica del grupo barroso relacionada a la mineralización entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur-Perú. Tesis profesional de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 131 p.
- Arculus, R. J. (1987). The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3), 1-12.
- Arribas, A. (1985). Origen, transporte y deposición del uranio en los yacimientos en pizarras de la provincia de Salamanca. *Estudios geológicos*, 41(5-6), p. 301-322.
- Astete, L. (2018). Caracterización del plutón de Marcapata mediante estudios geoquímicos y petrográficos en la Cordillera Oriental del Sur del Perú-Quispichanchis-Corani. Tesis Universidad Nacional de Altiplano, 169 p.
- Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Debelmas, J., Laubacher, G., Lefèvre, C., Marocco, R., Martínez, C., Mattauer, M., Mégard, F., Paredes, J., Tomasi, P. (1973). Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, vol. 15, n 1-2, p.73-114.
- Bates, R. L., Jackson, J. A. (1980). *Glossary of Geology*, 2nd. American Geological Institute, vol. 751.
- Bazán, O. (2014). Tectónica andina y su componente cizallante. Universidad Nacional de Cajamarca.
- Belluco, A., Arroyo, G., Kihien, C. (1979). Principios sobre la metodología en la preselección de áreas para prospección uranífera. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, tomo 63, p. 81-97.
- Billings, M. P. (1954). *Structural Geology*, 564 p.
- Cabrera, A., Petersen, G. (1936). Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. Boletín*, n. 115, p. 27-29.
- Calderón, C. (2014). Estudio litogeoquímico comparativo entre la Súper Unidad Linga y Súper Unidad Tiabaya en el sector de Acari y Jaqui y su comportamiento respecto a la mineralización. Tesis Universidad Nacional de Piura, 182 p.
- Carrier, G., Grandin, G., Laubacher, G., Marocco, R., Mégard, F. (1982). Present Knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Review*, Vol. 18, p. 253-283.
- Carlotto, V., Acosta, H., Mamani, M., Cerpa, L., Rodríguez, R., Jaimes, F., Navarro, P., Cueva, E., Chacaltana, C. (2010). Los dominios geotectónicos del territorio peruano. XV Congreso Peruano de Geología. *Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, Cusco* p. 47-50.
- Castroviejo, R. (1998). *Fundamentos de petrografía*. Universidad Politécnica de Madrid, 116 p.
- Chappel, B. W., & White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific geology*, 8(2), p. 173-174.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Hine, R. 1988. Granite provinces and basement terranes in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *AUST J EARTH SCI* 35, 505-21.
- Chávez, A., Salas, G., Gutiérrez, E., Cuadros, J. (1997). Geología de los cuadrángulos de Corani y Ayapata. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 90, 128 p.
- Choquehuanca, S. (2014). Vulcanismo monogenético del Perú Central: Ayacucho y Huancavelica definiendo límites de litósfera subcontinental. Tesis Universidad Nacional del Altiplano, 155 p.
- Clark, A. H., Farrar, E., Kontak, D. J., Langridge, R., Arenas, M., France, L., McBride, S., Woodman, P., Wasteneys, H., Sandeman, H., Archibald, D. (1990). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7), p. 1520-1583.
- Cobbing, J. (2008). *The geology and mapping of granite batholiths (Vol. 96)*. Springer, 147 p.
- Cruden, A. R. (2008). Emplacement mechanisms and structural influences of a younger granite intrusion into older wall rocks-a principal study with application to the Goetemar and Uthamar granites. *Site-descriptive modelling SDM-Site Laxemar. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co.*, 45 p.

- Dalmayrac, B. (1970). Mise en évidence d'une chaîne ante-ordovicienne et probablement précambrienne dans la Cordillère Orientale du Pérou Centrale (région de Huánuco). C. R. Ac. Sc. Paris, 270, p. 1088-1091.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R. (1980). Géologie des Andes Péruviennes: caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. Trav. Doc. O.R.S.T.O.M. 122, 501 p.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R. (1988). Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes peruanos. INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios regionales, 12, 313 p.
- Dávila, J.J y Ponce de León, V. (1971). La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú, y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancaniri (Zapla) del Silúrico. Rev. Técn. YPF, 1, p. 67-85.
- De La Cruz, J., López, J., León, W., Lara, M. (1996). Geología del cuadrángulo de Macusani. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 79, 197 p.
- De la Cruz, N., Carpio, M. (1996). Geología de los Cuadrángulos de Sandía y San Ignacio, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú. Boletín N° 82, Serie A: Carta Geológica Nacional, 165 p.
- De la Roche, D. H., Leterrier, J. T., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses—its relationships with current nomenclature. Chemical geology, 29(1-4), p. 183-210.
- Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. (2013-2014). Atlas de rocas ígneas. Madrid, España: <https://petroigne.wordpress.com/>
- Dirección de Geología Económica y Prospección Minera – INGEMMET. (2003). Estudio de recursos minerales del Perú Franja N°3, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú. Boletín N° 12, Serie B: Geología Económica, 438 p.
- Dorado, A. C. (2015). Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. Ediciones Paraninfo, SA., 141 p.
- Douglas, J. A. (1914). Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. I, From the coast at Arica in the north of Chile to La Paz and the Bolivian Yungas. Quart. Journal of the Geological Society of London, vol. 70.
- Douglas, J. A. (1920). Geological sections through the Andes of Peru and Bolivia. II, From the port of Mollendo to the Inambari River. Journal of the Geological Society of London, vol. 76, p. 1-59.
- Dunbar, C. O., Newell, N. D. (1946). Marine early Permian of the central Andes and its fusuline faunas, Part I and II. American Journal of Science.
- Farrar, E., Clark, A. H., Kontak, D. J., Archibald, D. A. (1988). Zongo-San Gabán Zone: Eocene foreland boundary of the central Andean orogen, northwest Bolivia and southeast Peru, Geology, Vol. 16, N° 1.
- Fossen, H. (2010). Structural Geology. Cambridge University Press, 481 p.
- Gomez, H., Pari, W. (2020). Peligro Geológico en la Región Puno. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 77, 240 p.
- Greim, W. (2005-2020). Museo Virtual de la Región de Atacama. Copiapó, Chile: <http://www.geovirtual2.cl/>
- Harker, A. (1909). The natural history of igneous rocks. Macmillan.
- Huang, W. T. (1962). Petrology, 547 p.
- Hutton, D. H. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 79(2-3), p. 245-255.
- Hutton, D. H., Reavy, R. J. (1992). Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. Tectonics, 11(5), p. 960-967.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (1995). Geología del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 55, 177 p.
- Instituto Superior de Correlación Geológica. (1984-2020). Serie Miscelánea: Publicaciones INSUGEO. Tucumán, Argentina: <http://www.insugeo.org.ar/>

- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumont, J. F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. *Tectonic Evolution of South America*, 31, p. 481-559.
- Jerram, D., Petford, N. (2011). *The field description of igneous rocks*. John Wiley & Sons, 258 p.
- Johnson, K., Barnes, C.G. (2006). Magma mixing and mingling in the Grayback pluton, Klamath Mountains, Oregon, in: Snoke, A.W., Barnes, C.G. (Eds.), *Geological Studies in the Klamath Mountains Province, California and Oregon: A Volume in Honor of William P. Irwin*. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 410, p. 247-267.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Coira, B. (1999). Neogene Magmatism, tectonic and Mineral Deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude). Special Publication N°7, Society of Economic Geologists, 2, p. 27-59.
- King, R. E. (1930). The geology of the Glass Mountains, Texas. Part II, Faunal summary and correlation of the Permian formations with description of Brachiopoda, Univ. Texas, Bull. 3042, 150 p.
- Kontak, D. J. (1984). The magmatic and metallogenetic evolution of a craton-orogen interface, the Cordillera de Carabaya, central Andes, SE Peru. Queen's University, 714 p.
- Kontak, D. J., Clark, A. H., Farrar, E. (1984). The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, Southeastern Peru. *Andean magmatism and isotopic constrains*, 17 p.
- Kontak, D. J., Clark, A. H. (1985). Exploration criteria for Sn and W mineralization in the Cordillera Oriental of SE Peru. In: Taylor, R. P. & Strong, D. F. (eds), *Granite-related Mineral Deposits*. CIM Geology Division, Halifax, Canada, p. 173-178.
- Kontak, D. J., Clark, A. H., Farrar, E., Strong, D. F. (1985). The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: A precursor to the Andean orogeny. In: Pitcher, W. S. *et al.* (eds), *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Blackie, Glasgow, p. 36-44.
- Kontak, D. J., Clark, A. H., Farrar, E., Archibald, D. A., & Baadsgaard, H. (1990). Late Paleozoic-early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Peru: Geochronology and petrochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(4), p. 213-230.
- Kontak, D., Farrar, E., Clark, A., Archibald, D. (1990). Eocene tectono-thermal rejuvenation of an upper Paleozoic-lower Mesozoic terrane in the Cordillera de Carabaya, Puno, Southeastern Perú, revealed by K-Ar and Ar/Ar dating. *En: Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 3, N°4. 1990, p. 231-246.
- Lancelot, J. R., Laubacher, G., Marocco, R., & Renaud, U. (1978). U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the eastern Cordillera (Peru)—Extent of Permian magmatic activity and consequences. *Geologische Rundschau*, 67(1), p. 236-243.
- Larsen, E. (1942). Geological Society of America. Spec. Paper 36.
- Laubacher, G. (1970). Estudio geológico Preliminar de la Cordillera Oriental, Bloque C, Servicio de Geología y Minería - Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer (O.R.S.T.O.M.).
- Laubacher, G. (1974). Le Paléozoïque Inférieur De La Cordillère Orientale Du Sud-Est Du Pérou: Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. VI, n° 1, p. 29-40.
- Laubacher, G. (1977). *Geologie des Andes Peruviennes: Geologie de l'Altiplano et de la Cordillere Orientale au nord et nord-ouest du Lac Titicaca (Perou)* (Doctoral dissertation, Université des Sciences et Techniques du Languedoc), 223 p.
- Laubacher, G. (1978). Estudio geológico de la región norte del Lago Titicaca (Perú). Instituto de Geología y Minería, Boletín N°5, 120 p.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A.J. and Keller, M.J. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks, vol. 193.
- Llambías, E. (2001). *Geología de los Cuerpos ígneos*. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). Serie Correlación Geológica, 234 p.

- López, J., Bellos, L. (2006). Texturas y estructuras de las rocas ígneas: Significado petrológico e implicancias en las condiciones de formación de las rocas. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). Serie Miscelánea, 62 p.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13 S to 18 S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2), p. 162-182.
- Martinez, W., Monge, R. (1998). Estratigrafía del Paleozoico de la Cordillera Oriental al Sureste del Perú, frontera Perú - Bolivia. Lima, Perú.
- Mattauer, M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre, 268 p.
- McDonough, W. F., Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), p. 223-253.
- McLaughlin, D. (1924). Geology and Physiography of the peruvian cordillera, departments of Junin and Lima, *Bulletin of Geological Society of America*, v. 35.
- Mégard, F. (1973). Étude Géologique D'une transversal des Andes au Niveau du Pérou Central, Academie de Montpellier, Université des sciences et techniques du Languedoc, Thèse Docteur és Sciences Naturelles.
- Mégard, F., Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martínez, C., Paredes, J. Tomasi, P. (1973). La cadena hercínica en el Perú y Bolivia (Primeros resultados de las investigaciones geológicas del O.R.S.T.O.M. en el Perú y Bolivia en colaboración con el Servicio de Geología y Minería del Perú). En: Servicio de Geología y Minería, Estudios especiales, N°3, p. 5-53.
- Middlemost, E. A. (1975). The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, 11(4), p. 337-364.
- Mišković, A., Schaltegger, U. (2009). Crustal growth along a non-collisional cratonic margin: a Lu–Hf isotopic survey of the Eastern Cordilleran granitoids of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3-4), p. 303-315.
- Mišković, A., Spikings R. A., Chew D. M., Koaler J., Ulianov, A., Schaltegger, U. (2009). Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U–Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 121, p. 1298–1324.
- Monge, R., López, J., Boulanger, E., Carpio, M. (1997). Geología de los cuadrángulos de Esquena, Santa Bárbara y Azata. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 91, 132 p.
- Monge, R., Zedano, J. (1996). Geología del cuadrángulo de Limbani. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 84, 183 p.
- Newell, N. D. (1949). Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geological Society of America*.
- Newell N.; Chronic B.; Roberts T. (1949). Upper Paleozoic of Peru. Univ. Service Bureau, Columbia University, 239 p.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. (1995). Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), p. 1356-1380.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), p. 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), p. 63-81.
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., Beckinsale, R. D. (1985). *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Springer, 328 p.
- Pitcher, W. S. (1997). *The nature and origin of granite*. Springer Science & Business Media, 401 p.
- Powell, D. (1992). *Interpretation of geological structures through maps: an introductory practical manual*. Longman Scientific & Technical, 176 p.
- Quispe, M., Rivera, H. (2013). Correlación geoquímica de eventos ígneos en el Proyecto Esperanza, distrito Bolognesi, departamento Áncash. *Rev. Instituto de Investigación RIIGEO, FIGMMG-UNMSM*. Vol. 16, N° 32, p. 89-96.

- Raith, M. M., Raase, P., Reinhardt, J. (2012). Guide to thin section microscope, 134 p.
- Reitsma, M. J. (2012). Reconstructing the Late Paleozoic: early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana (Doctoral dissertation, University of Geneva), 246 p.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4), p. 247-263.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentral-blatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B.
- Rivera, H. (2007). Introducción a la geoquímica general y aplicada, 476 p.
- Robb, L. (2013). Introduction to ore-forming processes. John Wiley & Sons, 386 p.
- Rodríguez, R., Choquechuanca, S., Soberón, D., Muñoz, L., Martínez, J., Gómez, W. (inédito). Geología del cuadrángulo de Ayapata (28v). Carta Geológica Nacional Escala 1: 50 000.
- Rollinson, H. R. (2014). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Routledge, 380 p.
- Santos, A. H. (2011). Magmatismo, geoquímica y su aplicación a la exploración de yacimientos en la cuenca Lancones-Perú. Tesis profesional de la Universidad Nacional de Cajamarca, 130 p.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S., Jiménez, N. (2002). Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, 345 (1-4), p. 153-181.
- Sempere, T., Jacay, J., Fornari, M., Roperch, P., Acosta, H., Bedoya, C., Cerpa, L., Flores, A., Huson, L., Ibarra, I., Latorre, O., Mamani, M., Meza, P., Odonne, F., Orós, Y., Pino, A., Rodríguez, R. (2002). Lithospheric-scale transcurrent fault systems in Andean southern Peru. In: 5th International Symposium on Andean Geodynamics, L'Institut de recherche pour le développement, Toulouse, p. 601-604.
- Shand, S. J. (1943). Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites. John Wiley, New York, 444 p.
- Soberón, D. (2015). Tectónica y litogeoquímica entre los paralelos 15°30' y 16°15'S, relación con las ocurrencias minerales. Arequipa-Perú. Tesis profesional Universidad Nacional de Cajamarca, 167 p.
- Soberón, D., Ccallo, W., Tica, S., Rodríguez, R., Mamani, M. (2017). Ocurrencia de mineralización polimetálica y de elementos estratégicos (Sn, W, Cu, Mo, Sb, Zn, Pb - Li, LREE, U, Th - Au) asociada al Batolito de la Cordillera Oriental. X Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores ProExplo 2017.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones, *Rev. Geophysics*, 40(4), 1012, 42 p.
- Stewart, J., Evernden, J., Snelling, N. J. (1974). Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 85, p. 1107-1116.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks: recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 63(2), p. 773-786.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), p. 313-345.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, London, 312 p.
- Wedepohl, K. H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(7), p. 1217-1232.
- Wilson, B. M. (2007). *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Springer Science & Business Media, 480 p.

VI. ANEXOS

6.1. MATRIZ DE OPERACIONALIZACIÓN DE LAS VARIABLES

Definición Conceptual	Definición Operacional	Dimensiones	Indicadores	Ítems
Variable Independiente	Magmatismo	Composición del magma, escenario tectono-magmático, texturas petrográficas, edad de emplazamiento, relaciones de contacto.	Mineralogía y geoquímica de rocas	¿Magmatismo de bordes convergentes? ¿Magmatismo de bordes divergentes? ¿Magmatismo de bordes transformantes? ¿Magmatismo intraplaca?
	Estructuras geológicas	Rumbo, buzamiento, pitch y plunge de fallas. Rumbo y buzamiento de diaclasas.	Fallas y diaclasas cartografiadas	¿Fallas inversas? ¿Fallas normales? ¿Fallas de rumbo dextral y sinistral?
Variable Dependiente	Estudio petrográfico	Minerales esenciales, minerales accesorios, minerales secundarios.	Mineralogía de las rocas	¿Granito alcalino? ¿Monzogranito? ¿Sienogranito? ¿Granodiorita?
	Estudio geoquímico	Elementos mayores, elementos menores, elementos traza, elementos de tierras raras.	Contenido químico de las rocas	¿Serie toleítica? ¿Serie calcoalcalina? ¿Serie alcalina?
	Estudio tectónico	Fallamiento y diaclasamiento del intrusivo. Plegamiento, fallamiento y esquistosidad de la roca caja.	Estructuras geológicas, mapas geológicos	¿Extensión? ¿Compresión? ¿Transtensión? ¿Transpresión?

6.2. MATRIZ DE CONSISTENCIA

Título: Caracterización litogeoquímica y petrogénesis de la Súper Unidad Coasa, Sureste del Perú. PIURA-PERÚ. 2020.				
Nombre del Tesista: Ayrton Suárez Arana				
Problemas	Objetivos	Hipótesis	Variables/Indicadores	Metodología
<p>General ¿Cuál es la petrogénesis de la Súper Unidad Coasa a partir del análisis de sus características litogeoquímicas y petrográficas?</p> <p>Específicos - ¿Qué nos indican los trazadores litogeoquímicos y los estudios petrográficos? - ¿A qué se debe su variabilidad litológica? - ¿Qué eventos tectónicos favorecieron el emplazamiento de este cuerpo intrusivo? - ¿Tiene relación el evento magmático que dio origen a este</p>	<p>General Definir las características litogeoquímicas, petrográficas y tectónicas de la Súper Unidad Coasa a fin de contribuir a la comprensión de la evolución geológica de este sector de la Cordillera Oriental, además de precisar los escenarios tectónicos de su emplazamiento.</p> <p>Específicos - Determinar la petrogénesis de la unidad mediante trazadores litogeoquímicos. - Clasificar variaciones litológicas en la Súper Unidad Coasa mediante</p>	<p>General Los eventos magmáticos, deformación tectónica y las condiciones estratigráficas tuvieron un papel importante en la intrusión de la Súper Unidad Coasa para la comprensión de la historia geológica del emplazamiento del Batolito de la Cordillera Oriental. Esta unidad se habría intruido durante un régimen extensional de rift continental, y la fusión de material cortical le dio sus características de granito con indicios radiactivos.</p> <p>Justificación e Importancia La importancia de este estudio radica en la obtención de nueva información que</p>	<p>Variable independiente: Magmatismo. Indicadores: Mineralogía y geoquímica de las rocas.</p> <p>Variable independiente: Estructuras geológicas. Indicadores: Fallas y diaclasas cartografiadas.</p> <p>Variable dependiente: Estudio petrográfico. Indicadores: Mineralogía de las rocas.</p> <p>Variable dependiente: Estudio geoquímico. Indicadores: Contenido químico de las rocas.</p> <p>Variable dependiente: Estudio tectónico. Indicadores: Estructuras geológicas, mapas geológicos.</p>	<p>Enfoque: Mixto. Diseño: No experimental. Nivel: Descriptivo. Tipo: Básico/Aplicada.</p> <p>Métodos: - Precampo: Revisión bibliográfica, y recopilación de data geoquímica y petrográfica. - Campo: Cartografiado geológico de las unidades paleozoicas de la Cordillera Oriental, toma de muestras de roca y estudio en muestra de mano. - Laboratorio: Estudio petrográfico en sección delgada y sección pulida de las muestras, análisis geoquímicos de las muestras de roca. - Gabinete: Elaboración del mapa geológico, representación de secciones estructurales e interpretación de los estudios petrográficos y geoquímicos.</p> <p>Técnicas e instrumentos: Técnicas de recolección de datos: - De campo: Toma de datos de estructuras geológicas y descripción de rocas. - De laboratorio: Descripción de muestras de roca en sección delgada. - De gabinete: Representación de data geoquímica en diagramas e interpretación. Análisis estructural de fallas y lineamientos. Técnicas de muestreo:</p>

<p>plutón con los depósitos minerales de la zona?</p>	<p>estudios petrográficos. - Precisar eventos tectónicos que permitan la comprensión de su emplazamiento.</p>	<p>permita complementar los trabajos de cartografiado geológico a escala 1:50,000 en el área, realizada en los últimos 5 años, a fin de enriquecer la data geológica para un mejor entendimiento de la evolución geológica de este sector de la Cordillera Oriental.</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Para análisis geoquímico: La muestra debe ser de roca fresca, y debe llenarse una bolsa de muestreo con al menos 1 kg de la muestra, teniendo cuidado de no contaminarla. De ser posible, debe llevarse una muestra de mano de respaldo. - Para análisis petrográfico: La muestra de roca debe ser fresca en lo posible y debe tener el tamaño algo más grande que un puño cerrado. <p>Instrumentos de recolección de datos:</p> <ul style="list-style-type: none"> - Dispositivo GPS Garmin. - Brújula tipo Brunton. - Bolsas de polietileno para muestreo de diversos tamaños. - Libreta de campo. - Portaminas. - Cámara fotográfica. - Mapas de Carta Geológica Nacional a escala 1:50,000 de la zona. - Laptop Core i5. - Microscopio petrográfico.
---	---	--	---

6.3. DATA PETROGRÁFICA DE MINERALES ESENCIALES RECALCULADOS AL 100%

MUESTRA	Cuarzo	Feldespato	Plagioclasa	Total	Q	A	P	TOTAL
GR39A-15-80	31	33	18	82	37.8	40.2	22.0	100
GR39A-15-78	29	32	15	76	38.2	42.1	19.7	100
GR39A-16-34	26	43	21	90	28.9	47.8	23.3	100
GR39A-16-39	28	44	18	90	31.1	48.9	20.0	100
GR39A-16-40	30	35	18	83	36.1	42.2	21.7	100
GR39A-16-45	36	35	15	86	41.9	40.7	17.4	100
GR39A-16-47	28	33	17	78	35.9	42.3	21.8	100
GR39A-16-50	26	34	17	77	33.8	44.2	22.1	100
GR46A-19-15	30	43	22	95	31.6	45.3	23.2	100
GR46A-19-12	22	25	35	82	26.8	30.5	42.7	100
GR46A-19-39	0	0	39	39	0.0	0.0	100.0	100
GR46A-19-42	28	16	41	85	32.9	18.8	48.2	100
GR39A-15-004	31	28	32	91	34.1	30.8	35.2	100
GR39A-15-122	20	44	20	84	23.8	52.4	23.8	100
GR21-13-487	34	33	20	87	39.1	37.9	23.0	100

6.4. DATA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

CODIGO_MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	LOI
GR21-13-221_R-S	70.680	0.430	13.610	2.770	1.990	0.050	0.760	2.060	4.510	3.340	0.120	-	0.550
GR39B-16-034	73.200	0.320	11.820	2.570	0.000	0.040	0.390	1.100	4.040	4.290	0.060	-	0.510
GR39B-16-073	74.120	0.290	11.670	2.260	0.000	0.030	0.330	1.040	3.950	4.430	0.050	-	0.530
GR39B-16-038	72.950	0.280	12.180	2.350	0.000	0.040	0.270	0.970	4.090	4.890	0.060	-	0.330
GR39B-16-039	73.780	0.250	11.910	2.230	0.000	0.020	0.360	0.860	4.310	4.530	0.070	-	0.950
GR39B-16-040	73.880	0.290	11.460	2.510	0.000	0.040	0.290	1.060	3.980	4.620	0.070	-	0.580
GR39B-16-074	74.320	0.270	11.420	2.390	0.000	0.040	0.270	0.930	3.930	4.500	0.060	-	0.360
GR39A-15-008-INGEMMET	73.996	0.276	13.324	1.886	0.000	0.043	0.617	2.295	3.192	3.406	0.105	-	0.438
GR39A-15-78	68.530	0.520	13.980	3.950	0.000	0.060	1.120	2.440	4.280	3.890	0.170	-	0.280
GR39A-15-78_INGEMMET	70.829	0.483	13.882	3.350	0.000	0.067	1.051	2.359	3.021	3.838	0.145	-	0.417
GR39B-16-049	64.690	0.820	14.910	5.300	0.000	0.100	1.920	3.570	3.840	2.760	0.320	-	1.500
GR39B-16-050	67.500	0.470	14.680	3.490	0.000	0.060	1.180	2.660	3.800	3.850	0.230	-	0.590
GR39A-15-002	69.120	0.300	13.940	3.680	0.000	0.060	0.430	1.120	4.810	5.090	0.080	-	1.060
GR39A-15-002-INGEMMET	71.868	0.249	14.236	1.942	0.000	0.048	0.280	1.213	3.844	4.925	0.010	-	0.452
GR39A-15-004	65.840	0.490	15.090	4.010	0.000	0.070	1.140	2.260	4.380	4.360	0.200	-	0.780
GR39B-16-041	73.610	0.210	13.160	2.030	0.000	0.040	0.230	0.850	3.770	5.380	0.050	-	0.450
GR21-13-427_CF_ok	78.330	0.070	11.230	1.560	1.150	0.030	0.060	0.240	4.010	3.670	0.010	-	0.450
GR21-13-428_CF_ok	76.740	0.110	11.210	1.320	0.980	0.040	0.100	0.310	4.000	3.850	0.010	-	0.540
GR39B-16-045	75.410	0.120	11.870	1.660	0.000	0.050	0.120	0.670	3.640	4.780	0.030	-	0.620
DUP GR39B-16-045	74.980	0.120	12.280	1.670	0.000	0.050	0.120	0.650	3.800	5.010	0.030	-	0.600
GR39B-16-047	75.290	0.160	12.240	1.800	0.000	0.050	0.200	0.760	3.690	4.760	0.050	-	0.360
GR39B-16-077	78.130	0.120	10.730	1.500	0.000	0.040	0.100	0.610	4.240	4.190	0.030	-	0.240
GR39A-15-014	74.340	0.190	11.640	2.030	0.000	0.030	0.140	0.370	3.640	5.520	0.040	-	0.820
GR39A-15-29	66.870	0.500	15.080	3.850	0.000	0.060	1.080	2.280	4.700	4.050	0.170	-	0.660
GR39A-15-70	67.210	0.390	14.540	4.410	0.000	0.070	0.160	0.930	5.820	5.300	0.080	-	0.540
GR39A-15-72	67.560	0.450	14.240	3.480	0.000	0.040	0.850	1.540	5.110	4.650	0.180	-	0.820
DUP GR39A-15-72	68.720	0.410	13.730	3.200	0.000	0.040	0.890	1.520	4.870	4.310	0.150	-	0.730
GR39A-15-76	74.910	0.090	12.530	1.530	0.000	0.030	0.060	0.960	3.240	5.180	0.050	-	1.200
GR39A-15-77	70.080	0.380	14.010	3.320	0.000	0.060	0.750	2.000	4.500	3.900	0.170	-	0.420
GR39A-15-77_INGEMMET	70.080	0.380	14.010	3.320	0.000	0.060	0.750	2.000	4.500	3.900	0.170	-	0.420
GR39A-15-80	69.790	0.320	14.360	2.000	0.000	0.010	0.680	1.520	4.930	4.310	0.160	-	0.690
GR39B-15-80	72.867	0.411	13.331	1.979	0.000	0.017	0.774	1.726	3.492	4.279	0.010	-	0.742
GR39A-15-122	69.300	0.380	14.640	3.740	0.000	0.040	0.450	1.150	3.570	5.110	0.200	-	0.400
GR21-13-218_R-S	73.270	0.380	12.140	2.570	1.730	0.030	0.480	0.990	4.350	4.900	0.120	-	0.690
GR21-13-219_R-S	73.110	0.390	12.630	3.050	2.000	0.060	0.490	1.310	4.540	3.750	0.110	-	0.430
GR39B-16-032	73.990	0.350	12.160	2.830	0.000	0.050	0.550	1.380	3.630	4.300	0.110	-	0.350

6.5. DATA GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES RECALCULADOS AL 100%

CODIGO_MUESTRA	SiO2 (wt %)	TiO2 (wt %)	Al2O3 (wt %)	Fe2O3 (wt %)	FeO (wt %)	MnO (wt %)	MgO (wt %)	CaO (wt %)	Na2O (wt %)	K2O (wt %)	P2O5 (wt %)	TOTAL (%)
GR21-13-221_R-S	70.4545	0.4286	13.5666	2.7612	1.9837	0.0498	0.7576	2.0534	4.4956	3.3293	0.1196	100.000
GR39B-16-034	74.8237	0.3271	12.0822	2.6270	0.0000	0.0409	0.3987	1.1244	4.1296	4.3852	0.0613	100.000
GR39B-16-073	75.5017	0.2954	11.8875	2.3021	0.0000	0.0306	0.3362	1.0594	4.0236	4.5126	0.0509	100.000
GR39B-16-038	74.3781	0.2855	12.4184	2.3960	0.0000	0.0408	0.2753	0.9890	4.1701	4.9857	0.0612	100.000
GR39B-16-039	75.0407	0.2543	12.1135	2.2681	0.0000	0.0203	0.3662	0.8747	4.3836	4.6074	0.0712	100.000
GR39B-16-040	75.2342	0.2953	11.6701	2.5560	0.0000	0.0407	0.2953	1.0794	4.0530	4.7047	0.0713	100.000
GR39B-16-074	75.7363	0.2751	11.6376	2.4355	0.0000	0.0408	0.2751	0.9477	4.0049	4.5858	0.0611	100.000
GR39A-15-008-INGEMMET	74.6378	0.2782	13.4392	1.9027	0.0000	0.0438	0.6224	2.3149	3.2195	3.4355	0.1061	100.000
GR39A-15-78	69.2642	0.5256	14.1298	3.9923	0.0000	0.0606	1.1320	2.4661	4.3259	3.9317	0.1718	100.000
GR39A-15-78_INGEMMET	71.5270	0.4875	14.0192	3.3829	0.0000	0.0678	1.0610	2.3819	3.0505	3.8762	0.1460	100.000
GR39B-16-049	65.8556	0.8348	15.1787	5.3955	0.0000	0.1018	1.9546	3.6343	3.9092	2.8097	0.3258	100.000
GR39B-16-050	68.9338	0.4800	14.9918	3.5641	0.0000	0.0613	1.2051	2.7165	3.8807	3.9318	0.2349	100.000
GR39A-15-002	70.0801	0.3042	14.1336	3.7311	0.0000	0.0608	0.4360	1.1356	4.8768	5.1607	0.0811	100.000
GR39A-15-002-INGEMMET	72.8775	0.2523	14.4356	1.9697	0.0000	0.0491	0.2841	1.2301	3.8978	4.9937	0.0101	100.000
GR39A-15-004	67.2935	0.5008	15.4231	4.0985	0.0000	0.0715	1.1652	2.3099	4.4767	4.4563	0.2044	100.000
GR39B-16-041	74.1065	0.2114	13.2488	2.0437	0.0000	0.0403	0.2316	0.8557	3.7954	5.4163	0.0503	100.000
GR21-13-427_CF_ok	78.0490	0.0697	11.1897	1.5544	1.1459	0.0299	0.0598	0.2391	3.9956	3.6568	0.0100	100.000
GR21-13-428_CF_ok	77.7744	0.1115	11.3611	1.3378	0.9932	0.0405	0.1013	0.3142	4.0539	3.9019	0.0101	100.000
GR39B-16-045	76.6751	0.1220	12.0691	1.6878	0.0000	0.0508	0.1220	0.6812	3.7011	4.8602	0.0305	100.000
DUP GR39B-16-045	75.9599	0.1216	12.4405	1.6918	0.0000	0.0507	0.1216	0.6585	3.8497	5.0755	0.0304	100.000
GR39B-16-047	76.0505	0.1616	12.3636	1.8182	0.0000	0.0505	0.2020	0.7677	3.7273	4.8081	0.0505	100.000
GR39B-16-077	78.3730	0.1204	10.7634	1.5047	0.0000	0.0401	0.1003	0.6119	4.2532	4.2030	0.0301	100.000
GR39A-15-014	75.9036	0.1940	11.8848	2.0727	0.0000	0.0306	0.1429	0.3778	3.7166	5.6361	0.0408	100.000
GR39A-15-29	67.7920	0.5069	15.2879	3.9031	0.0000	0.0608	1.0949	2.3114	4.7648	4.1058	0.1723	100.000
GR39A-15-70	67.9507	0.3943	14.7002	4.4586	0.0000	0.0708	0.1618	0.9402	5.8841	5.3584	0.0809	100.000
GR39A-15-72	68.8685	0.4587	14.5158	3.5474	0.0000	0.0408	0.8665	1.5698	5.2090	4.7401	0.1835	100.000
DUP GR39A-15-72	70.2371	0.4191	14.0331	3.2706	0.0000	0.0409	0.9096	1.5536	4.9775	4.4052	0.1533	100.000
GR39A-15-76	75.9890	0.0913	12.7105	1.5520	0.0000	0.0304	0.0609	0.9738	3.2867	5.2546	0.0507	100.000
GR39A-15-77	70.6665	0.3832	14.1273	3.3478	0.0000	0.0605	0.7563	2.0167	4.5377	3.9326	0.1714	100.000
GR39A-15-77_INGEMMET	70.6665	0.3832	14.1273	3.3478	0.0000	0.0605	0.7563	2.0167	4.5377	3.9326	0.1714	100.000
GR39A-15-80	71.1562	0.3263	14.6411	2.0392	0.0000	0.0102	0.6933	1.5498	5.0265	4.3944	0.1631	100.000
GR39B-15-80	73.6862	0.4161	13.4812	2.0017	0.0000	0.0174	0.7830	1.7456	3.5314	4.3273	0.0101	100.000
GR39A-15-122	70.2982	0.3855	14.8509	3.7939	0.0000	0.0406	0.4565	1.1666	3.6214	5.1836	0.2029	100.000
GR21-13-218_R-S	72.5733	0.3764	12.0246	2.5456	1.7135	0.0297	0.4754	0.9806	4.3086	4.8534	0.1189	100.000
GR21-13-219_R-S	72.0722	0.3845	12.4507	3.0067	1.9716	0.0591	0.4830	1.2914	4.4756	3.6968	0.1084	100.000
GR39B-16-032	74.4741	0.3523	12.2396	2.8485	0.0000	0.0503	0.5536	1.3890	3.6537	4.3281	0.1107	100.000

6.8. DATA GEOQUÍMICA DE TIERRAS RARAS NORMALIZADAS AL CONDRITO

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
125.32	99.18	69.79	49.89	31.37	19.31	24.33	20.32	19.37	17.14	18.31	17.65	17.06	16.14
256.96	199.67	134.53	85.65	49.02	14.48	36.79	30.21	29.13	28.27	28.70	30.98	31.18	31.50
222.36	175.49	114.11	74.09	40.52	14.66	30.51	26.74	23.78	22.79	22.96	23.92	24.12	24.41
283.54	217.32	139.58	88.01	43.79	12.59	31.82	25.67	22.48	22.44	20.97	21.57	21.76	22.44
212.24	163.07	111.89	71.09	38.56	13.62	29.10	25.13	21.69	20.85	21.69	21.96	23.53	23.23
252.74	196.90	134.53	83.94	45.75	13.97	34.74	29.68	27.40	27.21	27.73	28.24	29.41	29.53
285.23	223.04	147.79	90.58	43.79	10.86	33.09	26.74	22.56	22.26	21.27	22.75	22.35	21.65
196.22	143.69	109.07	74.96	53.83	18.30	41.07	40.24	37.55	35.06	36.59	40.45	39.40	41.35
187.34	135.46	98.32	71.73	38.56	23.28	32.12	27.27	24.33	21.91	20.97	19.22	19.41	17.72
211.77	177.22	134.08	90.97	59.44	19.78	42.75	39.53	34.60	32.31	30.44	32.29	29.89	32.12
159.49	125.49	92.74	68.09	43.14	19.31	34.06	25.94	23.90	21.73	21.81	20.39	18.24	18.11
113.92	89.54	64.00	46.04	28.76	20.86	22.34	17.11	16.22	13.96	15.77	14.51	12.94	13.39
213.50	149.84	106.00	72.81	38.56	12.24	30.71	27.01	26.38	24.73	26.77	29.41	31.76	30.71
253.56	191.05	142.48	91.83	62.65	14.72	50.14	49.85	50.15	48.28	53.51	62.42	67.97	69.93
112.66	83.17	62.11	46.04	26.80	18.97	22.04	19.79	16.81	15.37	14.26	14.51	14.12	12.20
154.43	118.30	80.00	49.89	28.10	9.14	19.17	16.31	15.59	15.02	15.05	15.29	15.29	14.57
59.92	65.36	45.16	34.05	26.14	1.72	23.07	25.67	27.99	27.39	32.45	36.08	38.24	37.80
63.71	56.05	39.37	27.19	18.95	2.07	15.09	15.78	20.63	16.25	19.21	23.14	24.71	26.77
123.63	105.72	77.68	52.46	36.60	5.34	29.20	27.54	26.61	25.80	29.55	30.98	30.00	30.31
113.50	95.92	70.63	48.82	37.91	4.83	28.37	29.41	28.78	26.86	30.03	30.98	31.76	31.10
56.96	47.22	32.63	22.27	15.69	2.59	12.94	13.10	13.07	13.07	14.86	16.47	16.47	16.54
134.60	115.69	86.63	58.03	43.14	5.17	35.86	38.77	34.13	34.10	35.59	37.65	40.00	37.80
243.88	169.12	121.16	83.08	41.18	8.62	31.73	24.33	21.54	18.90	18.85	16.47	16.47	14.17
163.29	116.34	83.79	61.03	34.64	17.07	30.22	27.54	25.39	22.79	22.30	23.14	22.94	21.65
368.35	273.69	197.05	142.18	74.51	16.55	58.69	48.93	46.42	41.34	40.12	39.22	37.65	33.07
154.43	113.73	82.21	61.24	33.99	17.93	27.93	24.60	23.31	19.61	20.54	20.00	19.41	18.50
149.79	111.60	76.84	57.39	32.68	16.55	28.52	23.80	22.20	18.73	19.40	18.04	18.24	17.72
83.54	77.78	62.21	47.11	36.60	3.10	32.07	33.42	31.42	27.03	27.61	25.49	26.47	23.62
149.37	109.48	78.74	55.89	30.72	14.14	25.45	22.19	20.00	18.73	17.52	16.47	16.47	15.35
149.37	109.48	78.74	55.89	30.72	14.14	25.45	22.19	20.00	18.73	17.52	16.47	16.47	15.35
115.61	88.24	67.79	52.25	30.72	16.03	26.72	24.60	23.03	21.38	21.93	21.96	21.18	19.69
247.78	225.58	172.06	116.85	81.59	12.63	59.16	55.35	50.76	43.60	42.58	41.55	39.41	36.69
181.43	140.85	106.32	79.23	42.48	17.93	34.50	22.73	17.40	15.02	10.51	8.24	7.06	6.30
131.22	101.31	72.11	53.75	32.03	14.14	25.06	21.39	20.08	16.96	17.22	16.08	15.88	14.17
116.88	95.92	66.32	49.04	28.76	13.45	22.38	18.45	16.81	14.13	13.90	12.94	12.35	11.42
132.91	103.43	76.53	52.89	35.29	15.86	25.94	22.99	19.09	17.14	16.62	16.86	15.88	13.78