

**INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 38**



**Geología del Batolito de la Cordillera
Oriental en el segmento de Carabaya,
sur del Perú**

**Lima, Perú
2023**



INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 38

Geología del Batolito de la Cordillera Oriental en el segmento de Carabaya, sur del Perú

Dirección de Geología Regional

Equipo de Investigación:

Dante Soberón Ortiz
Walter Ccallo Morocco
Sandra Tica Mamani

Lima, Perú
2023

Geología del Batolito de la Cordillera Oriental en el segmento de Carabaya, sur del Perú
INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 38

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2023-02727

Nombre del autor(es). "Esta es una obra colectiva"

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera edición, marzo de 2023

© INGEMMET

Presidente Ejecutivo: Henry Luna Córdova.

Gerente General: Esteban Mario Bertarelli Bustamante.

Comité Editor: César Chacaltana Budiel, Carlos Miranda Vargas.

Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Regional: César Chacaltana Budiel.

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Carlos Miranda Vargas.

Revisión Técnica: Rildo Rodríguez Mejía.

Revisor Externo: Mirian Mamani Huisa.

Corrección gramatical y de estilo: Lenin Pantoja Torres.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Vista detallada de un ejemplar de sienogranito porfídico, encontrado dentro del plutón de Coasa (departamento de Puno). Los megacristales corresponden a feldespatos potásicos, que en este cuerpo intrusivo alcanzan hasta 10 cm de largo.

Referencia bibliográfica

Soberón, D.; Ccallo, W. & Tica, S. (2023) - Geología del Batolito de la Cordillera Oriental en el segmento de Carabaya, sur del Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 38, 157 p., 1 mapa.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital y no se haga uso con propósitos comerciales <https://repositorio.ingemmet.gob.pe>.

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen, son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

Contenido

RESUMEN.....	7
ABSTRACT.....	9
CAPÍTULO I	11
INTRODUCCIÓN	11
1.1 OBJETIVOS.....	11
1.2 METODOLOGÍA.....	11
1.2.1 Fase de trabajo cartográfico	11
1.2.2 Fase de análisis e interpretación	12
1.3 AGRADECIMIENTOS	13
CAPÍTULO II	15
ASPECTOS GENERALES.....	15
2.1 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	15
2.2 ACCESIBILIDAD.....	15
2.3 TRABAJOS ANTERIORES	16
2.4 UNA VISIÓN GENERAL DE CUERPOS ÍGNEOS.....	16
2.4.1 Zonación (<i>zoning</i>)	17
2.4.2 Xenolitos y enclaves	17
2.4.3 Descripción macroscópica	18
CAPÍTULO III	19
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	19
3.1 UNIDADES DE ROCA ENCAJONANTE Y CIRCUNDANTE	20
3.1.1 Precámbrico	20
3.1.2 Paleozoico.....	21
3.1.3 Cenozoico	29
3.2 CUERPOS ÍGNEOS EN EL SEGMENTO DE CARABAYA.....	29
3.2.1 Plutón de Aricoma	29
3.2.2 Plutón de Limbani	30
3.2.3 Plutón de Coasa.....	30
3.2.4 Plutón de San Gabán.....	30
3.2.5 Plutón de Pumachanca	30
3.2.6 Plutón de Marcapata	30
3.2.7 Plutón de Hatun Quico	30
CAPÍTULO IV	33
CUERPOS ÍGNEOS EN EL CONTEXTO ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO	33
4.1 PLUTONES Y FALLAMIENTO REGIONAL	33
4.1.1 Falla Huillolluni	33
4.1.2 Falla Chachacumani	33
4.1.3 Falla Sombrerune.....	37
4.2 ZONAS DE DEFORMACIÓN SINMAGMÁTICA	38
4.2.1 Hipótesis sobre la tectónica	40

CAPÍTULO V	41
SUITES DEL BATOLITO.....	41
5.1 SUITE TURAMARCA.....	45
5.1.1 Ubicación de los afloramientos	45
5.1.2 Aspectos macroscópicos	45
5.1.3 Petrografía	47
5.1.4 Relación de contacto.....	48
5.1.5 Edad.....	49
5.2 SUITE ARICOMA	49
5.2.1 Ubicación de los afloramientos	50
5.2.2 Aspectos macroscópicos	50
5.2.3 Petrografía	56
5.2.4 Relación de contacto.....	64
5.2.5 Edad.....	67
5.3 SUITE LIMBANI	68
5.3.1 Aspectos macroscópicos	68
5.3.2 Petrografía	68
5.3.3 Relaciones de contacto.....	71
5.3.4 Edad.....	71
5.4 SUITE COASA (227 - 216MA)	73
5.4.1 Ubicación de los afloramientos	73
5.4.2 Aspectos macroscópicos	73
5.4.3 Petrografía	77
5.4.4 Relaciones de contacto.....	80
5.4.5 Edad.....	81
5.5 SUITE SAN GABÁN	81
5.5.1 Ubicación de los afloramientos	82
5.5.2 Aspectos macroscópicos	82
5.5.3 Petrografía	83
5.5.4 Relaciones de contacto.....	84
5.5.5 Edad	85
5.6 SUITE OLLACHEA.....	85
5.6.1 Ubicación de los afloramientos	85
5.6.2 Aspectos macroscópicos	85
5.6.3 Petrografía	86
5.6.4 Relaciones de contacto.....	88
5.6.5 Edad.....	88
5.7 SUITE OJECOCHA	88
5.7.1 Ubicación de los afloramientos	88
5.7.2 Aspectos macroscópicos	88
5.7.3 Petrografía	90
5.7.4 Relaciones de contacto.....	91
5.7.5 Edad.....	92
5.8 SUITE QUERAYOC	92
5.8.1 Ubicación de los afloramientos	92
5.8.2 Aspectos macroscópicos	92
5.8.3 Petrografía	92
5.8.4 Relaciones de contacto	94
5.8.5 Edad	94

CAPÍTULO VI	95
GEOQUÍMICA DE LAS SUITES	95
6.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES	95
6.1.1 Triásico.....	96
6.1.2 Jurásico.....	98
6.2 DIAGRAMAS DE HARKER (ELEMENTOS MAYORES)	100
6.2.1 Triásico.....	100
6.2.2 Jurásico.....	104
6.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA	104
6.1.1 Diagramas spider	106
6.4 PROCESOS MAGMÁTICOS Y FUENTE.....	111
6.5 NIVEL DE HIDRATACIÓN DE LOS MAGMAS	111
6.6 ESTIMACIÓN DEL ESPESOR CORTICAL.....	112
6.7 DISCRIMINACIÓN DEL AMBIENTE TECTÓNICO.....	113
CAPÍTULO VII	115
GRANITOIDES Y SU RELACIÓN CON RECURSOS GEOLÓGICOS.....	115
7.1 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL EN LA METALOGENIA DE LOS GRANITOIDES	115
7.1.1 Afinidad a los elementos económicos.....	115
7.1.2 Abundancia de los elementos económicos y estratégicos.....	116
7.1.3 Procesos magmáticos y ocurrencias de oro orogénico	120
7.2 APLICACIÓN DE PETROGRAFÍA EN METALOGENIA DE LOS GRANITOIDES	120
7.2.1 Suite Turamarca	121
7.2.2 Suite Aricoma	123
7.2.3 Suite Limbani	124
7.2.4 Suite Coasa.....	125
7.2.5 Suite San Gabán	126
7.2.6 Suite Ollachea.....	127
7.2.7 Suite Ojecocho.....	128
7.2.8 Suite Querayoc	129
7.3 GEOQUÍMICA DE FILOSILICATOS (BIOTITA)	130
7.4 ZONAS DE ALTA CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS.....	132
CONCLUSIONES	139
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141
ANEXOS	147
RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES	149

RESUMEN

El presente boletín es el resultado del trabajo de investigación de los proyectos GR39A (2015) y GR39B (2016 - 2018) de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET, siendo este el primer estudio regional de investigación petrogenética realizada por la institución y por un equipo de investigación esencialmente nacional. A lo largo de este trabajo el lector encontrará aspectos claves acerca de la geología de los cuerpos ígneos que conforman el Batolito de la Cordillera Oriental en su segmento Carabaya.

El Batolito de la Cordillera Oriental es una mega estructura ígnea seccionada en el sur del Perú en dos segmentos que denominamos Carabaya y Vilcabamba, ambos con características petrológicas, geoquímicas y geocronológicas que conllevan a que se les trate por separado. El segmento Carabaya es el más joven en esta parte del Perú, su edad se precisa en el intervalo geológico Triásico medio – Jurásico inferior; su composición es esencialmente de granitoides, aunque también se reconocieron variedades de gabros, dioritas y sienitas que tienen un significado geológico importante para reconstruir los diferentes eventos magmáticos.

Para esta investigación se siguió una metodología que consistió en una fase de trabajo cartográfico y desarrollo analítico y una segunda fase dedicada al análisis e interpretación de resultados. El desarrollo analítico comprende estudios de petrografía, geoquímica y geocronología; logrando analizarse un total de 208 muestras.

A nivel petrográfico se pudieron reconocer variedades de texturas dentro de las que destaca la textura Rapakivi, gráfica y de exsoluciones, además de las tradicionales texturas hipidiomórfica y poiquilítica. La geoquímica de roca total tanto de elementos mayores como traza nos permitieron establecer que los magmas son de naturaleza calcoalcalina generalmente, salvo algunas excepciones donde se reconocieron las series alcalina (gabros y dioritas) y peralcalina (sienitas); el ISA ubica a los especímenes rocosos en los campos peraluminoso y metaluminoso principalmente. Con el análisis de las REE se identificaron anomalías en diferentes elementos traza, los que se interpretaron como procesos de fraccionación y/o estabilidad de minerales; mientras que del análisis de las HREE se dedujeron procesos de fraccionación y contaminación cortical. Otro aspecto

esencial es la determinación de la firma de magma seco o hidratado, lo cual se determinó haciendo usos de la anomalía de Eu, así mismo, se logró inferir que los magmas se emplazaron en una zona de rift, conclusión desarrollada a partir del análisis del espesor cortical; deducido de un gráfico Sm/Yb Vs Sr/Y. El ambiente tectónico se infirió de los diagramas de Pearce, de los cuales se desprendió la conclusión que se trata de granitos de intraplaca.

En términos de edad, se empleó dataciones U-Pb para restringir la edad de cristalización de las rocas; logrando la conclusión que el Segmento Carabaya se emplazó entre el Triásico y el Jurásico. De la contrastación simultánea de los análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos se determinó 8 suites magmáticas que denominamos como Turamarca (247 Ma), Aricoma (239 -230 Ma), Limbani (227 – 222 Ma), Coasa (227 – 216 Ma), San Gabán (195 – 191 Ma), Ollachea (190 – 184 Ma), Ojecocho (edad incierta) y Querayoc (edad incierta).

A nivel de metalogenia se presentan la afinidad genética de los granitoides y los minerales económicos, resultando los elementos Mo, W y Sn como afines a las intrusiones estudiadas; al mismo tiempo, el análisis de patrones de concentración de elementos (diagramas spider) posibilitaron reconocer anomalías en elementos como Li, U, Th, Cs y Rb, algunos catalogados en el mundo como estratégicos o cercanos a serlo. Un aspecto importante en este boletín es el empleo de petrografía de filosilicatos (biotita), la que se desarrolló para establecer una relación con las concentraciones anómalas de Li, este análisis permitió establecer que la Suite Coasa es la que posee biotita más magnésica (por sus coloraciones verdes) y por ende podrían ser las que mas Li contengan; mas tarde se corroboró esta hipótesis con geoquímica mineral.

Finalmente, es menester concluir este boletín mostrando las zonas con mayores concentraciones de elementos estratégicos, haciendo hincapié que este trabajo presenta una visión petrogenética y no metalogenética, que las zonas de concentración de elementos podrían ser una aproximación a zonas fuente y no necesariamente de acumulaciones económicas de los diferentes elementos analizados en este trabajo.

ABSTRACT

This bulletin is the result of the research work of the GR39A (2015) and GR39B (2016 - 2018) projects of the Directorate of Regional Geology of the INGEMMET, this being the first regional study of the petrogenetic research type carried out by the institution and by an essentially national research team. Throughout this work the reader will find key aspects about the geology of the igneous bodies that make up the Batholith of the Eastern Cordillera in its Carabaya segment.

The Batholith of the Eastern Cordillera is an igneous mega structure sectioned in southern Peru into two segments that we call Carabaya and Vilcabamba, both with petrological, geochemical and geochronological characteristics that lead to being treated separately. The Carabaya segment is the youngest in this part of Peru, its age is specified in the middle Triassic - Lower Jurassic geological interval; its composition is essentially granitoid, although varieties of gabbros, diorites and syenites were also recognized that have an important geological significance to reconstruct the different magmatic events.

For this research, a methodology was followed. It consisted of a phase of cartographic work and analytical development and a second phase dedicated to the analysis and interpretation of results. The analytical development includes studies of petrography, geochemistry and geochronology. Thus, a total of 208 samples was analyzed.

At the petrographic level, varieties of textures could be recognized, among which the Rapakivi, graphic and exsolutions texture stands out, in addition to the traditional hypidiomorphic and poikilitic textures. The total rock geochemistry of both major and trace elements allowed us to establish that magmas are generally chalcalkaline in nature, with some exceptions where the alkaline (gabbros and diorites) and peralkaline (syenites) series were recognized; the ISA locates the rocky specimens mainly in the peraluminous and metalluminous fields. With the REE analysis, anomalies were identified in different trace elements, which were interpreted as processes of fractionation and / or mineral stability; while from the analysis of the HREE, processes of fractionation and cortical contamination were

deduced. Another essential aspect is the determination of the dry or hydrated magma signature, which was determined using the Eu anomaly, likewise, it was possible to infer that the magmas were located in a rift zone, a conclusion developed from the analysis cortical thickness; deduced from a graph Sm / Yb Vs Sr / Y . The tectonic environment was inferred from the Pearce diagrams, from which the conclusion was drawn that they are intraplate granites.

In terms of age, U-Pb dating was used to restrict the age of crystallization of the rocks; achieving the conclusion that the Carabaya Segment was located between the Triassic and the Jurassic. From the simultaneous contrast of the petrographic, geochemical and geochronological analyzes, 8 magmatic suites were determined that we called Turamarca (247 Ma), Aricoma (239 - 230 Ma), Limbani (227 - 222 Ma), Coasa (227 - 216 Ma), San Gabán (195 - 191 Ma), Ollachea (190 - 184 Ma), Ojecocho (age uncertain) and Querayoc (age uncertain).

At the level of metallogeny, the genetic affinity of granitoids and economic minerals are presented, resulting in the elements Mo, W and Sn as related to the intrusions studied; At the same time, the analysis of element concentration patterns (spider diagrams) made it possible to recognize anomalies in elements such as Li, U, Th, Cs and Rb, some classified in the world as strategic or close to being so. An important aspect in this bulletin is the use of phyllosilicate petrography (biotite), which was developed to establish a relationship with the anomalous concentrations of Li, this analysis allowed establishing that the Coasa Suite is the one with the most magnesium biotite (due to its green colorations) and therefore could be the ones that contain the most Li; later this hypothesis was corroborated with mineral geochemistry.

Finally, it is necessary to conclude this bulletin showing the areas with the highest concentrations of strategic elements, emphasizing that this work presents a petrogenetic and not a metallogenetic vision, that the zones of concentration of elements could be an approximation to source zones and not necessarily of economic accumulations. of the different elements analyzed in this work.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El Batolito de la Cordillera Oriental es una compleja estructura ígnea que se extiende a lo largo de todo el país. Su historia de intrusión es compleja. Asimismo, al ser prioritariamente de composición granítica, su diferenciación en suites resulta una tarea compleja, por lo que requiere el empleo de diversas disciplinas de geología aplicada.

El presente estudio regional es el resultado de la investigación geológica de los proyectos GR39A y GR39B, entre el 2015 y el 2017, la cual se pone a disposición del país y de la comunidad geológica. En este boletín, se aborda la geología del Segmento de Carabaya, el cual comprende un considerable número de cuerpos intrusivos identificados desde el paraje de Chontachaca (hoja 27t) hasta las inmediaciones del distrito de Limbani (hoja 29x).

1.1 OBJETIVOS

Desde su creación, los proyectos GR39A (año 2015) y GR39B (años 2016 - 2018) fueron planteamientos que guardaron la misma finalidad. Esta consistía en la necesidad de investigar la petrogénesis del Batolito de la Cordillera Oriental en el sur del Perú. En este sentido, los objetivos de este estudio son los siguientes:

- Investigar la petrogénesis del Batolito de la Cordillera Oriental en el segmento Carabaya, a través del uso de las diferentes herramientas y técnicas de geología aplicada y cartografiado de detalle a escala 1: 50 000
- Establecer las familias de rocas intrusivas (suites magmáticas) y su importancia geológica para la exploración de recursos geológicos económicos y estratégicos
- Proponer un modelo de evolución magmática basado en petrografía de detalle, geoquímica de rocas y minerales, así como en geocronología e isotopía
- Contribuir con el conocimiento del magmatismo, la tectónica, petrología y la geocronología de la Cordillera Oriental del sur del Perú, y establecer eventos magmáticos de importancia regional.

1.2 METODOLOGÍA

El presente estudio de investigación regional se realizó en 2 periodos diferentes. Estos se pueden referir como lo siguiente: fase de trabajo cartográfico (actualización de la Carta Geológica) y fase analítica (análisis e interpretación). Si bien es posible pensar que se trata de una secuencia simple, en realidad, consiste en una compleja sucesión de trabajos que generan una metodología robusta, la que se describe a continuación:

1.2.1 Fase de trabajo cartográfico

El trabajo de cartografiado geológico se realizó en el marco de la actualización de la Carta Geológica Nacional. Esta consiste en la elaboración de mapas geológicos detallados a escala 1: 50 000. En este escenario de trabajo, la Dirección de Geología Regional (DGR) es la encargada de lo concerniente al cartografiado geológico. Por esta razón, la metodología utilizada en esta etapa, de manera general, es empleada por todas las brigadas de la DGR, que desarrollan el cartografiado de la CGN. Asimismo, consta de 3 etapas ordenadas cronológicamente: 2 etapas de gabinete (Gabinete pre-campo y post-campo) y 1 etapa de campo. En cada etapa, se desarrollan diversos trabajos, los cuales se describen a continuación.

Etapa de recopilación y trabajos previos

Se trata de la base de la investigación geológica y de la actualización de la Carta Geológica Nacional (CGN). En esta etapa, se realizan las actividades básicas previas al trabajo en el terreno. En este sentido, las tareas desarrolladas en esta primera etapa son las siguientes.

a) Recopilación de la información. Comprende la revisión de artículos, boletines y tesis de grado (maestría y doctorado). De estas investigaciones, se extrae la información concerniente a la geología regional, es decir, sobre rocas intrusivas, estudios de petrografía, geoquímica, geocronología e isotopía. El resultado de la recopilación de datos se plasma en la elaboración de una síntesis bibliográfica, la que será el soporte para la etapa de análisis e interpretación.

b) Fotointerpretación. Sobre mapas topográficos a escala 1:50 000 (base topográfica del IGN), se realiza la fotointerpretación preliminar. En este proceso, se emplean fotografías aéreas con un estereoscopio de bolsillo, así como imágenes de alta resolución descargadas gratuitamente desde SasPlanet e imágenes de Google Earth. También, se utilizan sensores remotos (imágenes Landsat, Aster, etc.), proporcionados por el área de teledetección del Ingemmet.

Etapa de levantamiento geológico

Esta etapa comprende los trabajos en el terreno. Para desarrollarlo, se realiza un plan de cartografiado, considerando las rutas que cubran la mayor parte de los afloramientos de rocas plutónicas, así como el número de brigadas que ejecutarán el trabajo. En esta etapa, las actividades desarrolladas corresponden al cartografiado geológico y la colección de muestras de rocas.

a) Cartografiado geológico a escala 1:50 000. Se realizó sobre una base topográfica a escala 1:50 000 (fuente IGN). Esta fue proporcionada por el área de cartografía del Ingemmet. Asimismo, para la elaboración del mapa geológico, se consideran los datos de rumbo y el buzamiento de estratos, el diaclasamiento, la foliación y la esquistosidad, así como la información de rumbo, inclinación y pitch de planos de fallas. En esta etapa, un dato esencial es la inclinación de los contactos de las intrusiones con respecto a la roca caja, así como la identificación de estructuras internas en los plutones y las variaciones locales que se pudiesen presentar. Así como la cartografía obtenida de la literatura, la fotointerpretación es corroborada en este periodo.

b) Muestreo de rocas plutónicas. Se determinó mediante la observación in situ. En este sentido, las muestras tomadas fueron extraídas utilizando martillo y/o comba de geólogo, en fragmentos menores a 10 cm. Luego, fueron envueltas en bolsas plásticas y etiquetadas para evitar su contaminación. Para la cantidad de muestra, se considera si la roca es de grano fino; en este caso, 100 gr de muestra es suficiente. Por el contrario, si la roca es de grano grueso (textura porfirítica), es necesario tomar 10 veces el volumen que ocupa el cristal de mayor tamaño, con el fin de realizar un buen cuarteo y obtener representatividad de la muestra. Asimismo, las muestras seleccionadas para su envío al laboratorio deben estar completamente limpias, es decir, sin patinas de meteorización, sin la presencia de vetillas, xenolitos y otros aspectos que podrían alterar sus características primarias.

Etapa de desarrollo analítico

En esta etapa, se remiten las muestras colectadas en campo a los laboratorios. Además, se combinan los productos de las etapas anteriores y se elabora el mapa geológico final, con

su respectiva leyenda y su sección geológica. Asimismo, los mapas finales se elaboraron sobre la base topográfica del IGN. Posteriormente, se llevaron a digitalización y estandarización.

1.2.2 Fase de análisis e interpretación

Como se puede leer en los objetivos de este estudio, investigar la petrogénesis del batolito es la esencia de este boletín. Por esta razón, en esta etapa, cada actividad desarrollada es esencial para elaborar el trabajo. Concluida la fase de levantamiento geológico, quedan por ejecutarse algunas tareas especializadas antes de realizar la interpretación final. Estas comprenden la microscopía óptica de rocas, la litogeoquímica de roca total y minerales individuales, y la geocronología U-Pb. En este sentido, las actividades desarrolladas en cada trabajo especializado se presentan a continuación.

Microscopía óptica

Esta es conocida como petrografía, esto es, una rama fundamental de la geología, la cual realiza la clasificación de rocas basándose en la descripción sistemática y la interpretación de la mineralogía constituyente de una roca (Le Maitre, 2004). En este estudio, se empleó para 2 aspectos esenciales: por un lado, determinar las características esenciales de las rocas; por otro lado, establecer una clasificación de biotitas en función del color.

a) Petrografía de rocas. Esta se realizó sobre laminas delgadas (elaboradas por la Dirección de Laboratorios), con la ayuda de un microscopio de polarización Leica, modelo DM 750P. En este contexto, el uso de esta técnica define las características modales, texturales y composicionales de una roca. En este sentido, el conocimiento de las propiedades texturales es un aspecto esencial para inferir algunos procesos desarrollados durante la cristalización de las rocas; por su parte, la composición modal facilita el nombramiento de la roca de acuerdo con los diagramas QAPF, basados en el trabajo de Streckeisen (1973). Además, un trabajo petrográfico identifica minerales accesorios y secundarios. Estos pueden resultar de gran ayuda al interpretar la concentración de ciertos elementos en las pruebas geoquímicas.

Litogeoquímica

Los procesos magmáticos, la genética de los intrusivos, las series magmáticas y, en general, las características petrogenéticas se infieren a partir del análisis litogeoquímico. Para este caso, se realizó geoquímica sobre roca total y sobre biotita. Cada uno de los análisis se detalla a continuación.

a) Geoquímica de roca total. Hacia los laboratorios de SGS del Perú y ALS, se remitieron muestras para el análisis químico de elementos mayores, menores y traza. Por un lado, los elementos mayores se analizaron mediante ICP-OES por 18 elementos.

Para esta técnica, se somete la muestra a fusión con metaborato de litio. Por otro lado, el análisis de elementos menores y tierras raras (REE) comprende la determinación de la concentración de 32 elementos, mediante ICP-MS, luego de someter la muestra a digestión multiácida (HNO_3 , HCl , HClO_4 y HF).

b) Geoquímica de biotita. El análisis químico de biotita se realizó para contrastar los resultados de los estudios petrográficos y para establecer una clasificación de esta. El procedimiento es similar a la química de roca total. Sin embargo, antes del envío a los laboratorios, se ejecutó el chancado (primario y secundario) de las rocas. Luego, se realizó la separación mediante Frantz (separador magnético) y, finalmente, la concentración de 5 gr de muestra. Esta última se realizó manualmente con ayuda de un estereomicroscopio.

Geocronología

La datación de las rocas es una herramienta fundamental para ubicar temporalmente las intrusiones y el magmatismo. Para este boletín, se realizaron dataciones U-Pb sobre zircons mediante SHRIMP. En este proceso, es necesaria una preparación de las muestras, lo que abarca chancado primario y secundario, tamizados, concentración de minerales pesados mediante bateo con agua y platos metálicos. Finalmente, se concreta la selección

manual de por lo menos 100 granos de zircón. El análisis propiamente dicho se realizó en el laboratorio de geocronología de la Universidad de Sao Paulo en Brasil.

1.3 AGRADECIMIENTOS

En los proyectos mencionados, se contó con la participación de varios geólogos, a quienes les expresamos nuestro más sincero agradecimiento. En este escenario, es necesario reconocer a Rildo Rodríguez, Alan Santos, Luis Muñoz, Sandra Choquehuanca, Juan Martínez, Esteven Serret y Gabriela Ramos, geólogos que participaron en la etapa del cartografiado geológico.

Destacamos un reconocimiento y agradecimiento especial a Mirian Mamani por sus comentarios, su ayuda y su guía en el manejo de la litogeoquímica.

Además de las personas ya mencionadas, agradecemos a los conductores del Ingemmet, porque su experiencia en "el volante" nos permitió acceder a zonas complejas y mantenernos seguros en los viajes de investigación. Asimismo, reconocemos el trabajo y el esfuerzo de cada una de las personas que nos sirvieron de guías y ayudantes de campo durante cada una de las campañas de cartografiado.

CAPÍTULO II

ASPECTOS GENERALES

2.1 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende terrenos en los cuadrángulos de Corani (28u), Ayapata (28v), Esquena (28x), Macusani (29v) y Limbani (29x), entre los meridianos $-69^{\circ} 30'$ y $71^{\circ} 00'$ oeste y los

paralelos $13^{\circ} 30'$ y $14^{\circ} 30'$ sur (figura 2.1). De este modo, abarca un área aproximada de 10 521 km². Políticamente, el área de estudio se localiza en los departamentos de Puno y Cuzco, lo que incluye las provincias de Sandia, Carabaya, Putina, Azángaro (Puno), Canchis y Quispicanchis (Cuzco).

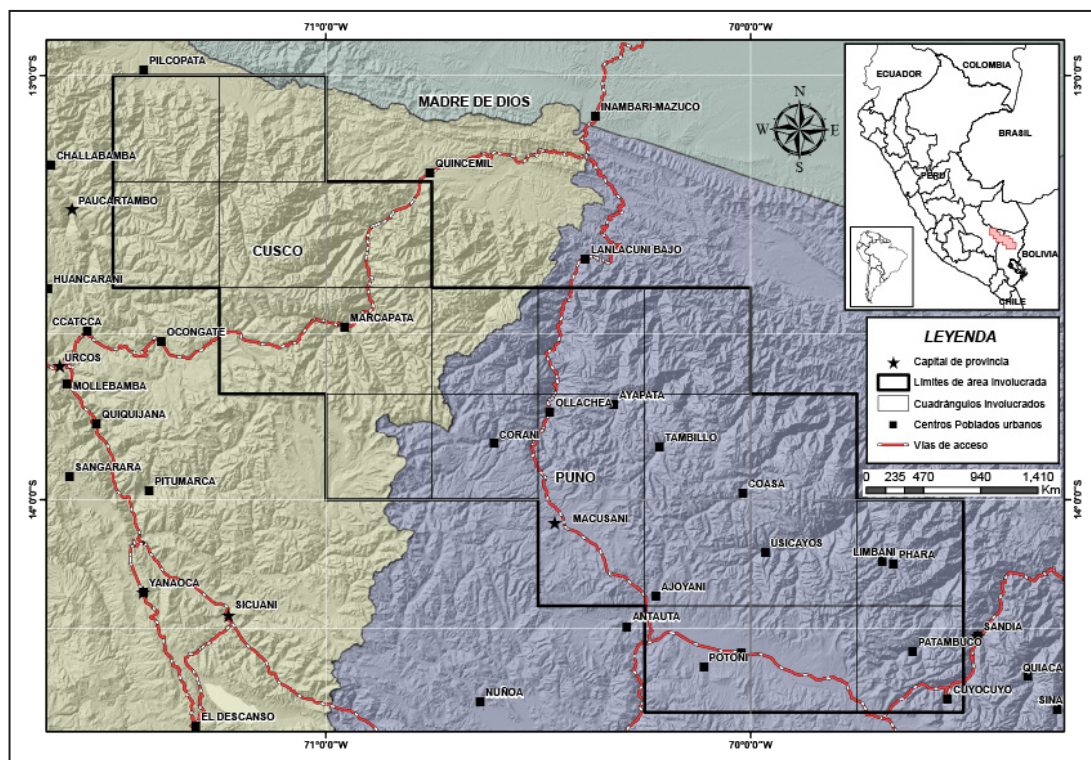


Figura 2.1 Mapa de ubicación del área de estudio, considerando los límites departamentales

2.2 ACCESIBILIDAD

El acceso principal corresponde a la carretera Transoceánica, que conecta los distritos de Juliaca y Macusani. Desde esta carretera, se pueden seguir diversos desvíos que llevan a las ciudades principales de la zona de estudio. A la altura de Ajoyani, se emplea la carretera afirmada con dirección a Coasa

y Esquena. Igualmente, desde Ajoyani, es posible continuar por carretera afirmada a los pueblos de Carlos Gutiérrez y Crucero. Desde estos lugares, se pueden emplear cuatros rutas afirmadas con dirección a los distritos de Usicayos, Limbani, Patambuco y Cuyocuyo en el cuadrángulo de Limbani. Asimismo, otras rutas que pueden ser tomadas desde la Transoceánica son Macusani-Corani-Marcapata y Macusani-Ollachea-San Gabán.

2.3 TRABAJOS ANTERIORES

Los primeros trabajos de cartografiado geológico en los cuadrángulos de Corani (28u) y Ayapata (28v) fueron realizados por Chávez et al. (1997). Por su parte, los cuadrángulos de Macusani y Limbani fueron investigados por López et al. (1996) y Monge (1996). Posteriormente, la geología fue revisada y actualizada por Sánchez et al. (2003).

Los estudios regionales de la Cordillera Oriental y el Altiplano, que abarcan la zona, fueron realizados por Newell (1949), Newell et al. (1953) y Laubacher (1978a, 1978b). Por su parte, las investigaciones relacionadas al magmatismo de la Cordillera Oriental fueron realizadas por Francis (1956) y Carlier et al. (1982). Por otro lado, la petrología fue desarrollada por Noble et al. (1984a), Kontak et al. (1984, 1985, 1986) y Pichavant et al. (1987, 1988a, 1988b).

En cuanto a la geocronología, destacan los estudios realizados por Stewart (1974), Lancelot et al. (1978), Carlier et al. (1982), Bonhomme et al. (1985, 1988), Kontak et al. (1987), Laubacher et al. (1988), Pichavant et al. (1988a), Clark et al. (1990), Sandeman et al. (1997), Miskovic (2009) y Rietsma (2012).

Las investigaciones geocronológicas y de metalogenia han sido ejecutadas por Kontak (1985), Clark et al. (1983) y Carlotto et al. (2009). Por su parte, otros estudios realizados por Ingemmet se refieren a metalogenia de la Cordillera Oriental con principal énfasis en Uranio y Estaño (Rivera et al., 2006; Valencia et al., 2010).

2.4 UNA VISIÓN GENERAL DE CUERPOS ÍGNEOS

En este boletín, se realizaron ciertas descripciones y discusiones, así como algunos aspectos que probablemente

sean desconocidos por algún lector. Por ello, en esta parte, se presentan algunas nociones generales de geología de cuerpos ígneos que pueden ser consideradas antes de iniciar la lectura de los aspectos ígneos y de petrogénesis.

En general, para resolver problemas relacionados con rocas intrusivas, desde el punto de vista de los autores, es necesario conocer, en gran medida, los principios de geología de cuerpos ígneos (Llambías, 2001), la geología y cartografiado de batolitos (Cobbing, 2000), y la naturaleza y el origen del granito (Pitcher, 1993).

Dado que este estudio involucra a un batolito, en primera instancia, es necesario entender cómo se compone. En la figura 2.2, se sintetiza un mapa conceptual de la estructura de los batolitos. Inicialmente, esto implica conocer que los cuerpos intrusivos pueden clasificarse en 2 grandes grupos: los cuerpos globosos y los cuerpos laminares. Dentro de estos 2 grandes grupos, se pueden citar como constituyentes a los plutones y los diques, respectivamente.

La unidad mínima en geología de granitos es el plutón (Cobbing, 2000). A su vez, de acuerdo con su composición litológica, este puede ser simple o compuesto. En el primer caso, será simple si el cuerpo intrusivo es unicomposicional (plutón de granodiorita, por ejemplo); por su parte, será compuesto cuando el intrusivo tenga 2 o más litologías.

Otra terminología necesaria de explicar es la denominación Suite. Esta se emplea para nombrar un clan o familia de rocas intrusivas que son petrográfica, geoquímica y geocronológicamente similares. De este modo, es posible inferir que una suite de rocas tuvo que sufrir los mismos procesos magmáticos, debe tener una genética similar y su emplazamiento se suscitó en tiempos similares (edades parecidas).

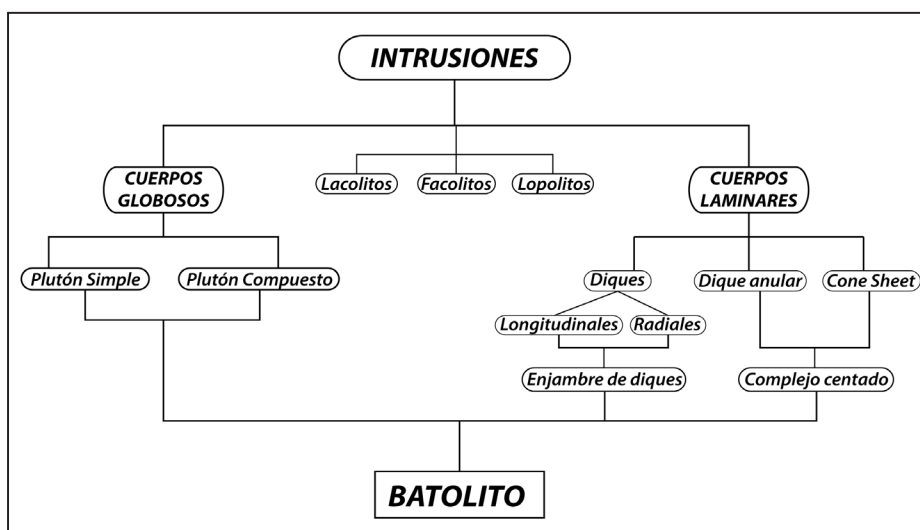


Figura 2.2 Diagrama de clasificación de cuerpos ígneos, elaborado a partir de Llambías (2001)

A lo largo de este boletín, se encontrarán términos como unidad y súper unidad (Cobbing et al., 1977), que comprenden suites de rocas. Sin embargo, la diferencia radica en la variedad litológica que abarca. En este sentido, una unidad es una familia de varios plutones simples, es decir, bajo esta categoría, solo podría existir una especie litológica (granodiorita, por ejemplo). Por otro lado, cuando los plutones son compuestos, pueden agruparse (si no son de intrusión múltiple) dentro de una súper unidad.

Con el fin de aclarar conceptos clave, se realizó una breve introducción a la jerarquía de unidades de rocas intrusivas (Soberón et al., inédito). Ahora, se sintetizarán algunos aspectos importantes sobre estructuras internas y descripciones macroscópicas, con el fin de absolver alguna duda terminológica.

2.4.1 Zonación (*zoning*)

Cuando se cartografían cuerpos intrusivos, lo esencial es determinar si este es zonado o de intrusión múltiple. Esto es la

base para determinar las suites magmáticas. Primero, se debe definir la zonación de los cuerpos ígneos, es decir, los plutones zonados. En pleno proceso de cartografiado, es primordial abordar las relaciones de contacto, para el caso de intrusiones, con la roca caja y con las diferentes variaciones litológicas que pueden encontrarse dentro de un cuerpo intrusivo. Un plutón zonado es producto de la diferenciación magmática. Por esta razón, las rocas menos diferenciadas se encuentran en las periferias, mientras que las más diferenciadas se ubican hacia el centro de la intrusión. Es decir, si se considera un mineral abundante como el cuarzo, las rocas con mayor cantidad de cuarzo se encuentran en el centro del plutón, y hacia las periferias. En este sentido, el porcentaje de cuarzo va en constante disminución. La figura 2.3 es un claro ejemplo de plutones zonados.

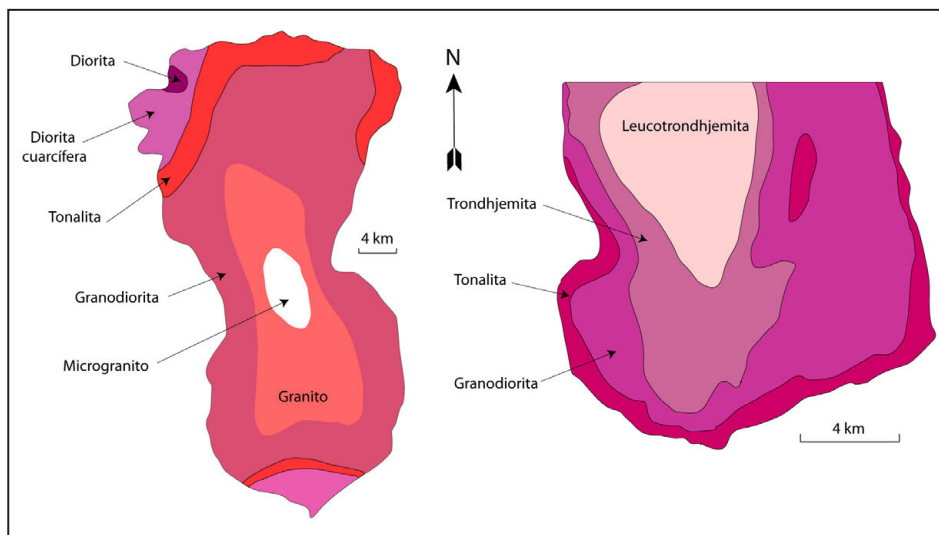


Figura 2.3 Ejemplo de plutones zonados, modificado de Paterson y Vernon (1995); en la izquierda, el plutón de Loch Doon (Escocia) y, en la derecha, el plutón de Bald Rock (Sierra Nevada en California)

Existe el caso inverso, es decir, las rocas menos diferenciadas se ubican en la zona central; a menudo, se le denomina zonación inversa (*reverse zoning*). Asimismo, su formación se interpreta como pulsaciones de magma menos diferenciado en otro en vías de diferenciación; también, como intrusiones múltiples.

2.4.2 Xenolitos y enclaves

De manera constante en el boletín, se encontrarán estos 2 términos. Alguno quizá es conocido, pues, tradicionalmente, se denomina xenolito a cualquier fragmento de material extraño (diferente composición) dentro de una masa intrusiva. Sin

embargo, la clasificación de xenolitos refiere, al menos, 2 tipos esenciales. Por un lado, en la literatura y terminología inglesa destaca el uso de Xenolitos (*xenolith*) y Autolitos (*autolith*), mientras que en la terminología francesa se introduce la denominación enclave al estudio de granitos. En este sentido, enclave es un término que se introdujo, inicialmente, al estudio de rocas volcánicas (Lacroix, 1890 y 1893). Más tarde, se adaptó al estudio de rocas intrusivas (Didier, 1964). La interpretación que se asigna a los enclaves es que son el resultado de un proceso incompleto de mezcla de magmas (*mixing* o *mingling*) de rocas félsicas y máficas (Didier, 1987). La esencia del empleo de

ambos términos, en estudios de batolitos en Perú, es establecer una diferencia al momento de describir materiales rocosos (ígneo, sedimentario o metamórfico) de origen diferente al que originó el cuerpo plutónico. De acuerdo con esto, xenolito se empleará cuando se refiera a un material (ígneo, sedimentario y/o metamórfico) que estaba litificado al momento de la intrusión. Un ejemplo didáctico podría ser un fragmento de arenisca englobado dentro de una granodiorita. Por otro lado, se usará el término enclave para referir a material ígneo de diferente composición, pero coetáneo a la de intrusión principal. En el campo, se le reconoce, ya que, al ser contemporáneos, los materiales experimentan un proceso de mezcla. Por esta razón, no tienen bordes definidos y comparten la mineralogía con la intrusión principal.

2.4.3 Descripción macroscópica

En varios pasajes de este boletín, el lector encontrará cierta terminología, que podría causar confusión o puede ser desconocido. Por ello, en esta parte del trabajo, se realiza una breve descripción de ciertos términos.

En primer lugar, se debe precisar el índice de color. De manera general, existen 4 índices de color. Como ya se mencionó, a menudo, son confundidos con el color de una muestra. Sin embargo, si bien puede observarse una relación entre ambos, los procesos formadores son diferentes.

El índice de color se determina a partir de la consideración del porcentaje de los minerales máficos presentes en una muestra. Estos pueden ser los siguientes:

1. Leucócratas. Rocas con menos del 30 % de minerales máficos
2. Mesócratas. Rocas con porcentaje de minerales máficos entre el 30 % y 60 %
3. Melanócratas. Rocas con porcentaje de minerales máficos entre el 60 % y 90 %
4. Hipermelánicas. Rocas con más del 90 % de minerales máficos

En segundo lugar, se debe aclarar el tamaño de grano, que influye en la nominación de la textura de la roca. Específicamente, este parámetro corresponde al tamaño de los cristales, que pueden reflejar la velocidad a la que cristalizó el magma. De manera general, se utiliza la siguiente denominación:

1. Grano fino. Algunos límites cristalinos pueden ser distinguidos con ayuda de una lupa de bolsillo. El tamaño promedio de los cristales es inferior a 1 mm.
2. Grano medio. La mayoría de los límites de los cristales se distinguen fácilmente con la ayuda de una lupa de bolsillo. El tamaño de los cristales oscila entre 1 - 5 mm
3. Grano Gueso. Prácticamente, todos los límites cristalinos se distinguen a simple vista. El tamaño promedio de los granos es mayor a 5 mm.

CAPÍTULO III

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En este apartado del boletín, de manera sucinta, se describirán las unidades litoestratigráficas que actúan como encajonantes. Asimismo, se realizará una descripción general de los cuerpos ígneos que componen el Segmento de Carabaya del Batolito

de la Cordillera Oriental. En este sentido, la figura 3.1 es un esquema resumen de las unidades que afloran en el área de estudio, así como de los diferentes plutones y las litologías identificadas dentro de cada cuerpo intrusivo.

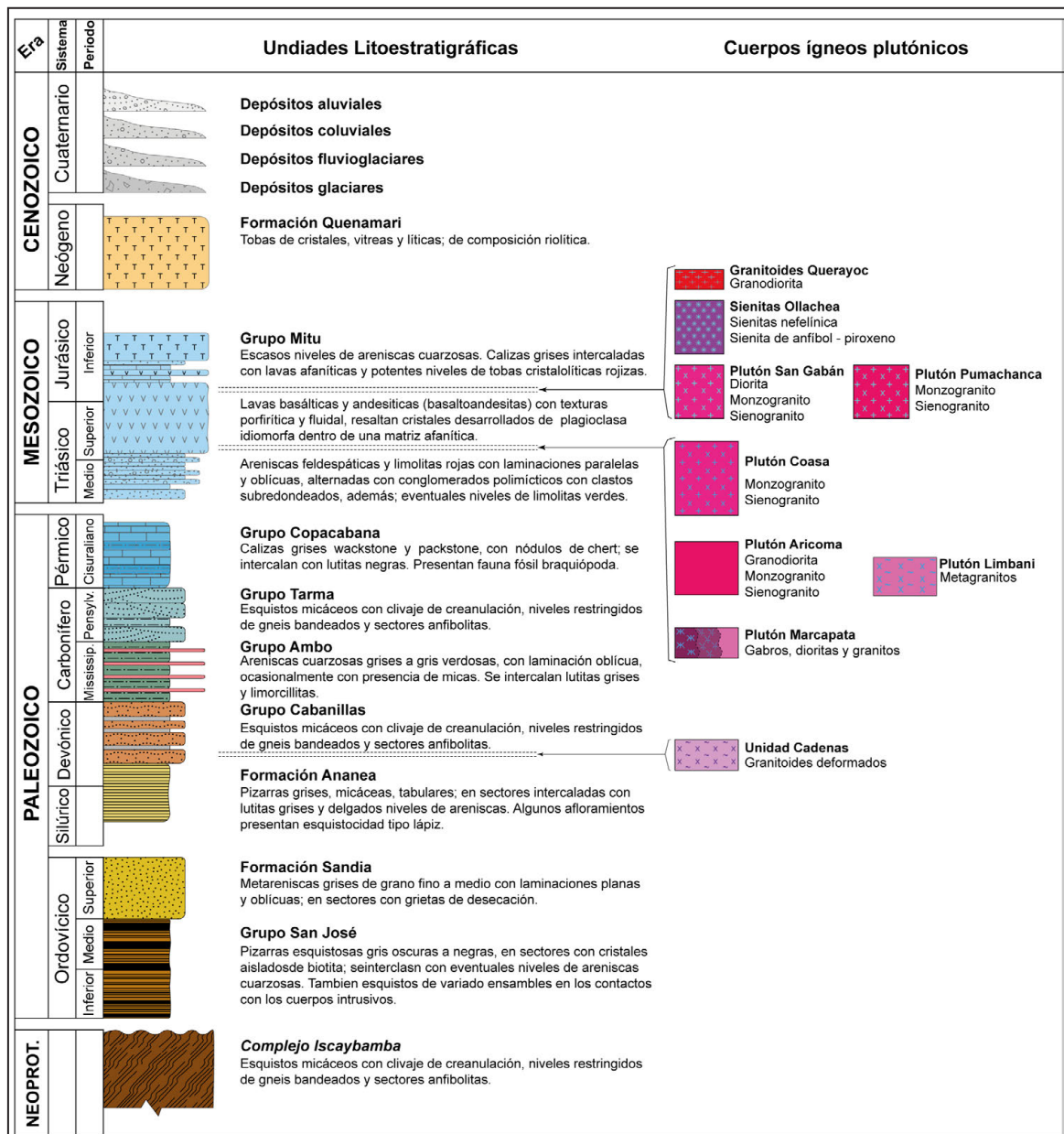


Figura 3.1 Esquema sintetizado de unidades litoestratigráficas (rocas de caja) y cuerpos ígneos que componen el Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya.

3.1 UNIDADES DE ROCA ENCAJONANTE Y CIRCUNDANTE

Regionalmente, en el área de estudio, afloran rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas. Sus edades oscilan entre el Precámbrico y el Mioceno. Asimismo, las rocas con mayor extensión tienen edad Paleozoica. Seguidamente, se presenta una breve reseña de las unidades litoestratigráficas que afloran en el área de estudio y que actúan como la roca que alberga a la intrusión. En geología de cuerpos ígneos, esto se denomina roca caja o roca encajonante. También, en este boletín, las rocas posteriores al batolito se denominan circundantes.

3.1.1 Precámbrico

En la zona de estudio, este periodo del tiempo geológico está representado por una amplia sucesión de rocas metamórficas descritas bajo la denominación de Complejo Iscaybamba (Fornani et al., 1981). En el área de estudio, se identificaron

afloramientos atribuidos a esta unidad geológica en la zona norte de la hoja 28u4 (cuadrángulo de Corani), los que se prolongan hacia el cuadrángulo de Quincemil (hoja 27u3).

Los afloramientos se observaron a lo largo de la carretera, entre Mamabamba (hoja 27u3) y Limacpunko (hoja 28u4). En esta zona, los afloramientos corresponden a esquistos micáceos (biotita), cuarcitas, gneis bandeado de grano grueso (figura 3.2A y figura 3.2B) en paquetes delgados-moderados, así como esquistos micáceos masivos deformados con microplegues (creanulación) (figura 3.2C y figura 3.2D). Estos afloramientos son cortados por intrusivos gneisificados de la Unidad Cadenas (Bonhomme et al., 1985) a la altura del cerro Culebrachayoc. Luego de pasar por el puente Iscaybamba, se aprecia un esquisto masivo deformado de grano medio. Progresivamente, sobre estas rocas metamórficas, se observan estratos delgados de pizarras esquistosas con biotitas atribuidas al Grupo San José.



Figura 3.2 A) afloramiento masivo de gneis bandeado de grano grueso; B) vista ampliada de muestra de gneis; C) vista de afloramiento de esquistos con creanulación; D) vista ampliada de esquistos

El Complejo Iscaybamba se reconoció también en el cuadrángulo de Chontachaca (hoja 27t2). En esta zona, bajo esta denominación, se cartografió una secuencia de rocas metamórficas que presentan un alto grado de esquistosidad (figura 3.3A y figura 3.3C) que las diferencia de los metamórficos paleozoicos. La hoja 27t2 es inaccesible en gran medida. Por esta razón, los afloramientos que se reconocieron son muy

restringidos. Únicamente, se observaron en los alrededores de los cerros Etercunca y Altarpata, donde destacan rocas metasedimentarias; en algunos casos, presentan bandas (o laminaciones) gris blanquecinas que forman aparentes estructuras tipo S-C (figura 3.3B) y aparentes blastos de cuarzo (figura 3.3D).

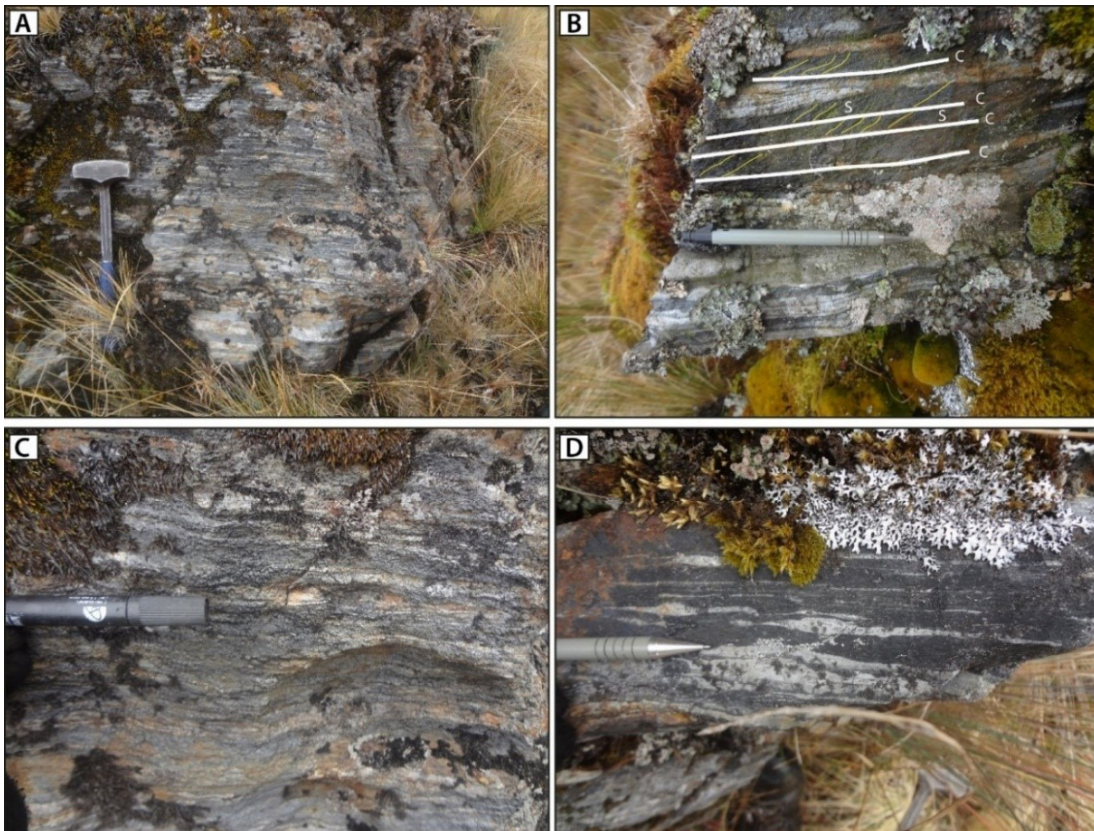


Figura 3.3 A) vista de afloramiento de rocas sedimentarias intensamente foliadas; B) vista de detalle de muestra de roca foliada, donde destacan estructuras tipo S-C; C) vista de detalle de rocas foliadas; D) muestra de roca foliada con blastos

3.1.2 Paleozoico

Las rocas de esta era geológica son las de mayor extensión dentro del área de trabajo y las principales cajas del batolito. Asimismo, se identificaron varias unidades litoestratigráficas, las que se sintetizan a continuación.

Grupo San José (De la Cruz y Carpio, 1996)

Esta unidad litoestratigráfica aflora a lo largo de toda la zona de estudio. Sin embargo, es preciso mencionar que su litología no es uniforme y que varía de una zona a otra. Por esta razón, se pueden encontrar pizarras, metareniscas, esquistos y hasta filitas. Seguidamente, describimos más en detalle cada asociación de rocas, para proporcionar al lector una mejor visión del Ordovícico inferior-medio (edad atribuida al Grupo San José) y sus variaciones litológicas. Desde Limbani (29x1), hasta las inmediaciones de Icacó (28v4), la litología es uniforme y consta, esencialmente, de pizarras grises a negras (figura 3.4A). Asimismo, los mejores afloramientos se apreciaron en el extremo

NE de la hoja 28v2, donde la unidad litoestratigráfica consta de pizarras gris oscuras a negras, de estratificación tabular delgada, laminación paralela y deformación sinsedimentaria (figura 3.4B), presencia de nódulos piritosos (figura 3.4C), y lentes de pirita (figura 3.4D).

En la hoja de Corani (28u), la litología y las facies difieren a las antes descritas. En este sentido, se identificaron afloramientos entre las localidades de Quicho Azaroma y Palca. En este escenario, se observaron secuencias de pizarras grises a negras de estratificación tabular y esquistosidad incipiente (figura 3.5A). En los alrededores de Ccalachalacucho, afloran intercalados con las pizarras antes descritas niveles de pizarras con desarrollo del ensamble biotita + andalucita (figura 3.5C y D), metapelitas esquistosas y eventuales niveles de cuarcitas de hasta 80 cm de espesor (figura 3.5B). Esto remarca la presencia de una fuente de calor (probablemente, un cuerpo intrusivo) que generó el metamorfismo de contacto.

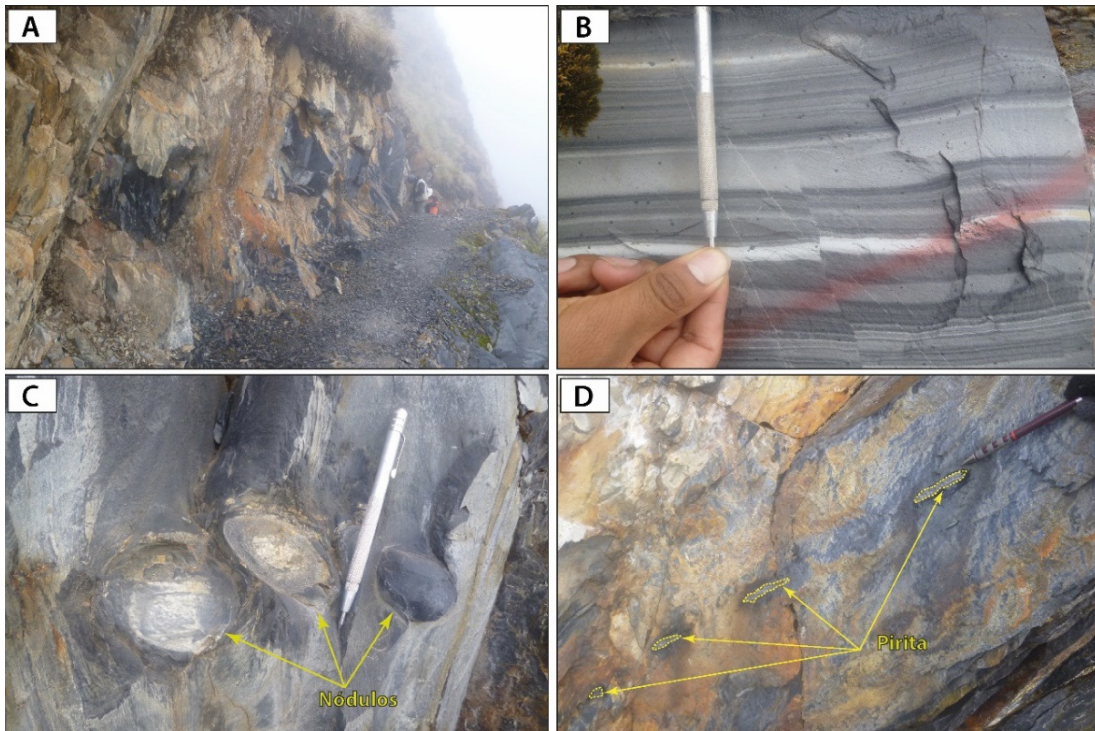


Figura 3.4 A) vista de afloramiento del Grupo San José (cuadrángulo de Ayapata); B) vista detallada de laminación paralela y deformación sinsedimentaria; C) vista de nódulos piritosos; D) vista de lentes de pirita

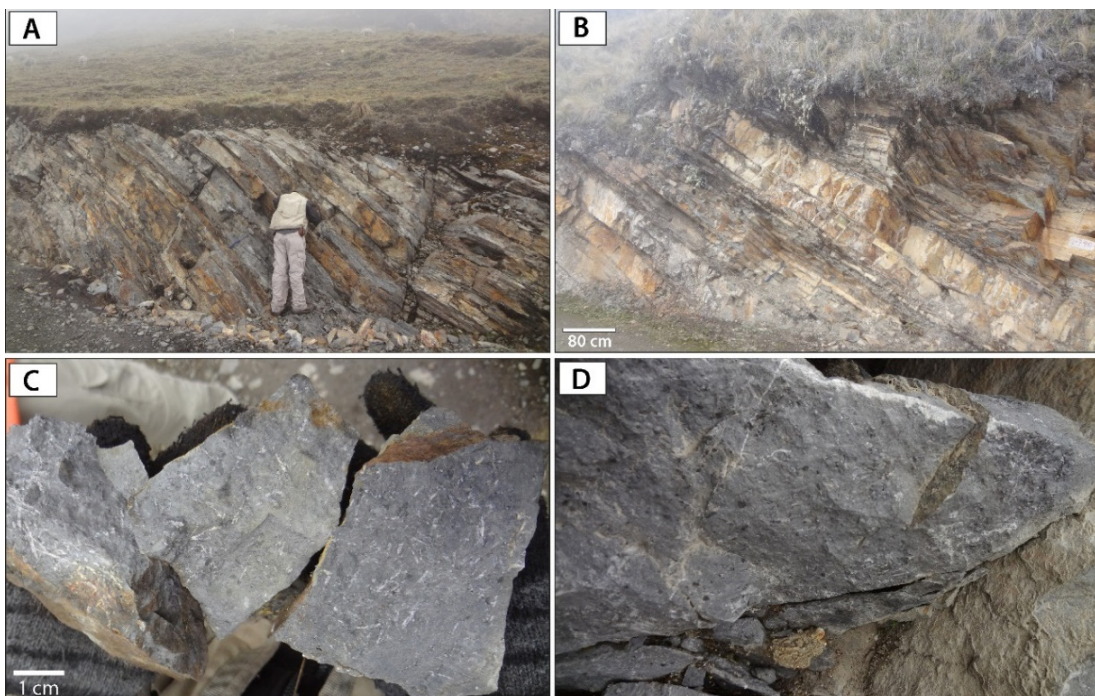


Figura 3.5 A) afloramiento de pizarras con estratificación tabular; B) niveles de cuarcitas intercaladas con pizarras; C) vista de pizarras con desarrollo de cristales de Andalucita; D) vista de pizarra con desarrollo de cristales de biotita

Entre Casilli (28v2), Icacó y el río San Gabán (28v4), los afloramientos presentan un mayor grado de esquistosidad, la cual va de moderada a intensa. En este contexto, la intensidad de la vegetación solo permitió observar esquistos micáceos (biotita + moscovita) en las cercanías de Casilli. Por su parte, en Icacó, los esquistos presentan el ensamble biotita + andalucita (figura 3.6A) y sugieren un metamorfismo de más alta temperatura que en Casilli. Por otro lado, a lo largo del río San Gabán, las

facies metamórficas sugieren más alta temperatura que en los otros sectores descritos; lo que se atribuye a la cercanía del plutón San Gabán. Distalmente (respecto del cuerpo intrusivo), se identificaron pizarras con cristales desarrollados de biotita y esquistos de biotita (figura 3.6B). Muy cerca de los cuerpos intrusivos, se reconoció el ensamble biotita + andalucita + granate (figura 3.6C). También, se detectaron algunos diques graníticos deformados (figura 3.6D).

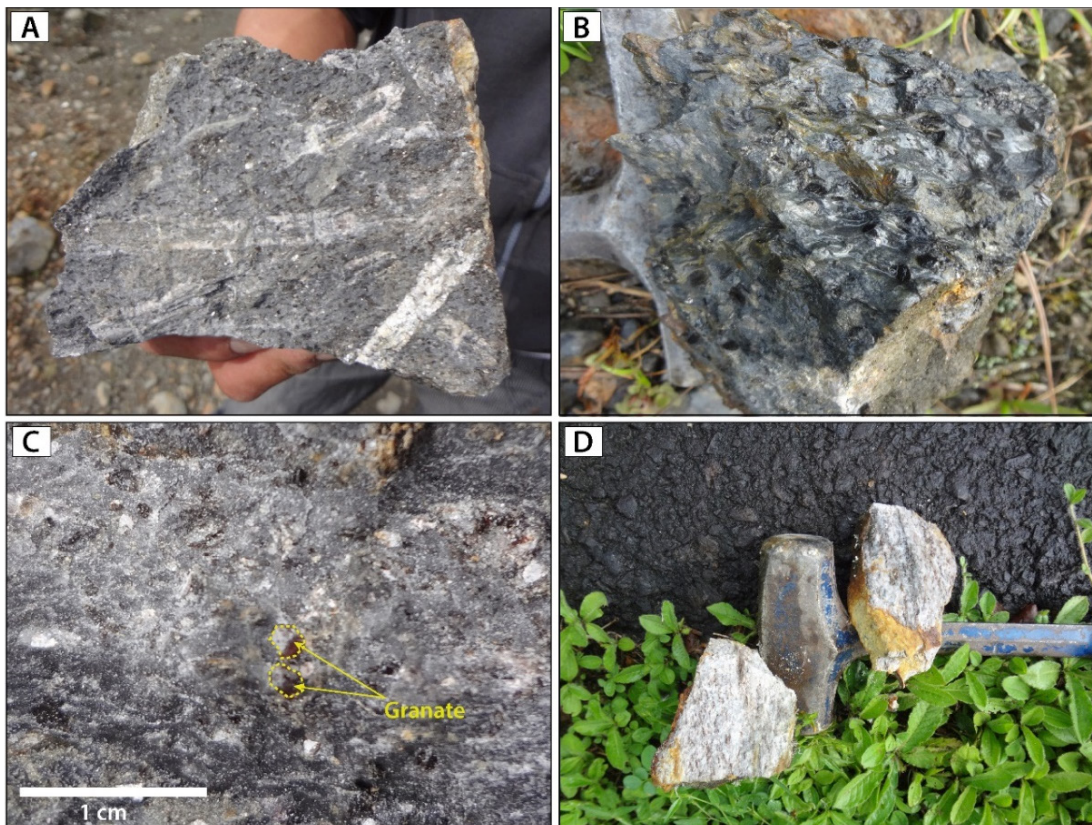


Figura 3.6 A) vista ampliada de muestra de esquistos de biotita-andalucita; B) vista ampliada de muestra extraída de zona de esquistos creanulados; C) vista ampliada de esquistos de biotita con cristales eventuales de granate; D) vista de muestras de gneis

En el cuadrángulo de Chontachaca (27t), el Grupo San José exhibe una intensa esquistosidad tipo finas lajas, así como eventuales niveles centimétricos (< 10 cm) de areniscas grises. Asimismo, no se aprecia piritita diseminada como en los típicos afloramientos de esta unidad. Más bien, el sulfuro mencionado aparece cristalizado entre los planos de esquistosidad.

Formación Sandía (Laubacher, 1978)

La Formación Sandía aflora con una amplia extensión y se sitúa como la unidad litoestratigráfica más expuesta en la

zona de trabajo. Su litología está conformada por areniscas y cuarcitas grises a negras de grano medio a fino principalmente. En la base de esta unidad, es posible encontrar las areniscas antes descritas, intercaladas con eventuales niveles delgados de lutitas pizarrosas. En muchos afloramientos, se pueden reconocer estructuras sedimentarias como grietas de desecación (figuras 3.7 A y B) y laminaciones horizontales paralelas (figuras 3.7 C y D).

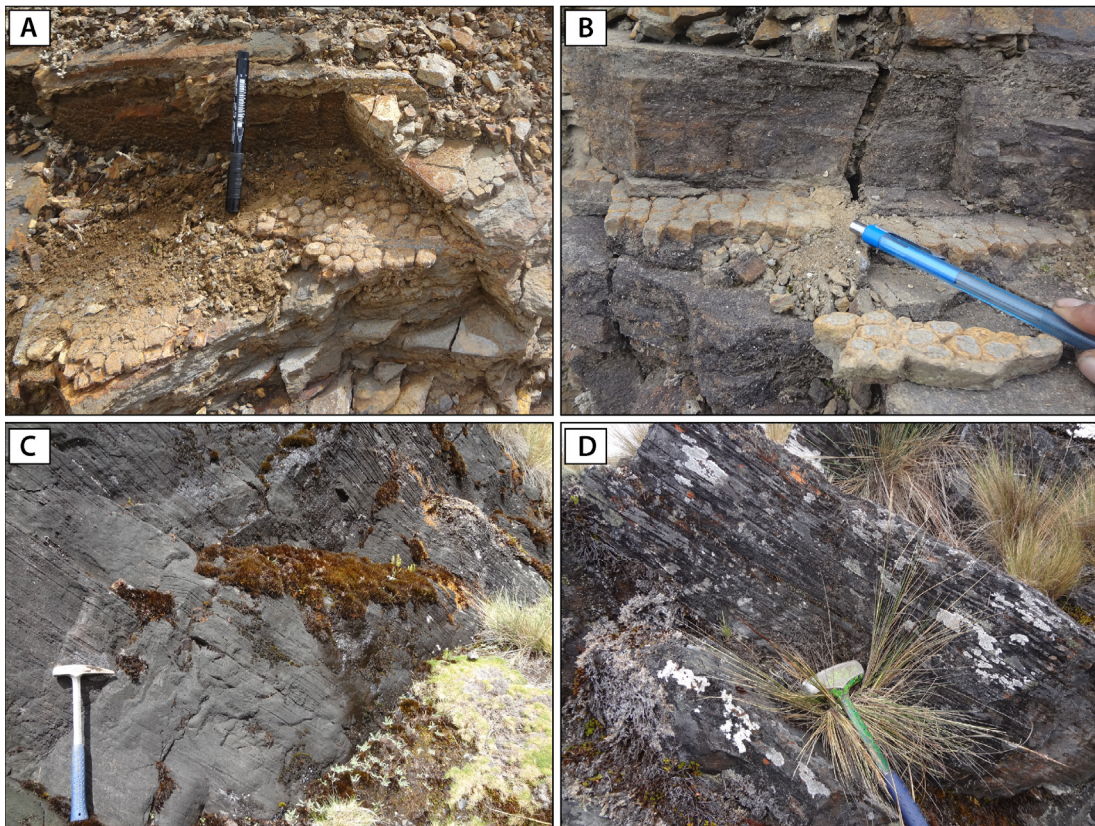


Figura 3.7 A y B) vista ampliada de grietas de desecación en la Formación Sandia; C y D) vista de detalle de afloramientos de la Formación Sandia con laminación paralela

En el cuadrángulo de Chontachaca (27t), aproximadamente, a 2 km al norte de Cumpacucho, afloran extensamente areniscas grises de grano medio a grueso, con laminación paralela, que son cortadas por monzogranitos (figura 3.8A). Asimismo, en varios sectores, los afloramientos sedimentarios exponen una intercalación de areniscas gris oscuras y areniscas cuarzosas blanquecinas (figura 3.8B), cuyos espesores no sobrepasan los 2 m. Además, ambas facies de arenisca son de granos crecientes y presentan laminaciones paralelas (figura 3.8C).

Formación Ananea (Laubacher, 1978)

Los afloramientos atribuidos a esta unidad litoestratigráfica son bastante reducidos. Estos, fueron observados al norte de Ayapata y en la zona de Cachi Cachi (hoja 28u3, cuadrángulo

de Corani). En el primer caso, se encuentra en el eje de un sinclinal de orientación aproximada N80. Por su parte, en el cuadrángulo de Corani (28u4), los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica se pueden apreciar desde el sector de Cachi Cachi y la quebrada Cajamayu, extendiéndose hasta el sector de Parina, donde se encuentra en contacto con secuencias sedimentarias atribuidas al Grupo Ambo. La relación de contacto entre la Formación Ananea y el Grupo Ambo es a través de una estructura de dirección NE-SO que se proyecta desde el sector de Parina y sigue por el C° Chullunquiani. La continuación de esta unidad es hasta el C° Pucasalla y por la quebrada Mates.

Litológicamente, la Formación Ananea está compuesta por pizarras grises oscuras con foliación intensa y paralela a la estratificación.

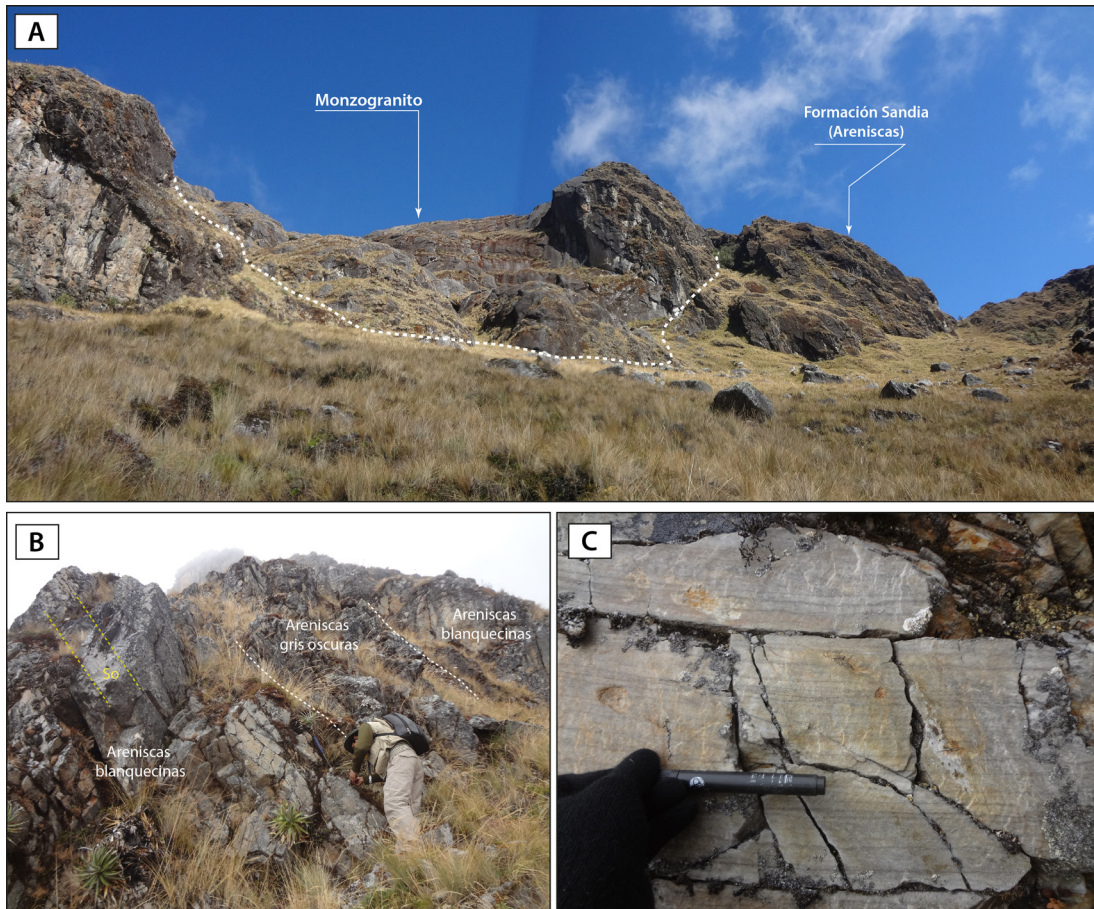


Figura 3.8 A) vista de afloramiento de areniscas de la Formación Sandia cortadas por monzogranito (ubicación: 2.5 km al norte de Cumpaccho; UTM: 8518449N, 267498E); B) vista de afloramientos de intercalación de areniscas gris oscuras con areniscas cuarzosas blanquecinas; C) vista de detalle de muestra de arenisca cuarzosa blanca con laminaciones paralelas

Grupo Ambo (Newell, 1949)

Los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica han sido observados entre Maycha Cancha y Huayrapata (hoja 28v3), Yurac Cancha, quebrada Mates, hasta Cuncacancha (hoja 28u3). En el cerro Botarrica, Pillcopampa y desde Oscoroque hasta Apatico (29v), se identificaron afloramientos de esta unidad en los flancos de los ríos Blanco y Colpachayoc. También, se aprecian en las zonas de Q'eros Huachipayre y la quebrada Entoro, parajes que se encuentran dentro de la hoja 27t4.

Los afloramientos más extensos del Grupo Ambo se ubican dentro del cuadrángulo de Limbani, donde infrayacen en concordancia al Grupo Tarma. Asimismo, se constituye de limolitas gris oscuras a negras, areniscas gris oscuras de grano fino a medio y ocasionales niveles centimétricos de carbón (figura 3.9A y figura 3.9B). En esta unidad, se detectaron restos de *Tomiodendron* sp., planta fósil que indica el Mississippiano.

En el área de Corani (hoja 28u3), el Grupo Ambo está constituido por limolitas nodulares gris oscuras a negras, laminadas, muy fisibles e intercaladas con niveles de areniscas de grano medio a fino (figura 3.10B y figura 3.10C). A la vez, dentro de esta unidad litoestratigráfica, se emplazan rocas intrusivas de composición granodiorítica a manera de diques y sills (figura 3.10A), que se encuentran ampliamente dentro de toda la secuencia.

La zona de río Blanco se constituye de areniscas cuarzosas de color gris blanquecino en estratos de hasta 40 cm. En estas, se apreciaron delgadas laminaciones (<0.5 cm). Sobreyaciendo a las referidas areniscas, se reconocieron estratos de limolitas gris oscuras de hasta 20 cm de grosor. Por otro lado, en la quebrada Entoro, los afloramientos son muy restringidos, dado que se encuentra en una zona de selva. En este espacio, se identificaron niveles de areniscas cuarzosas blanquecinas y niveles conglomerádicos de similares tonalidades.

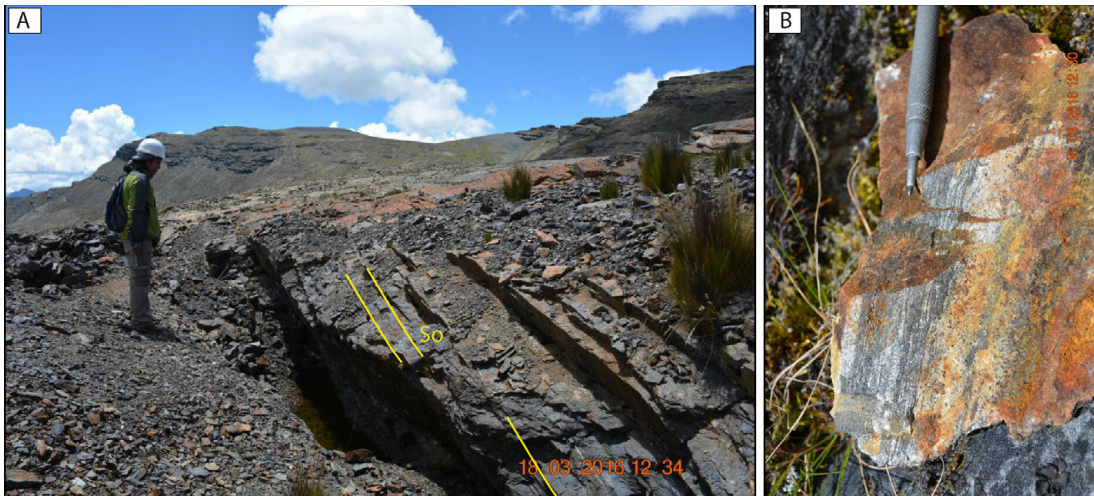


Figura 3.9 A) vista panorámica de los afloramientos atribuidos al Grupo Ambo en la zona de Botarrica; B) vista ampliada de muestra de mano extraída de los afloramientos mostrados en la figura A

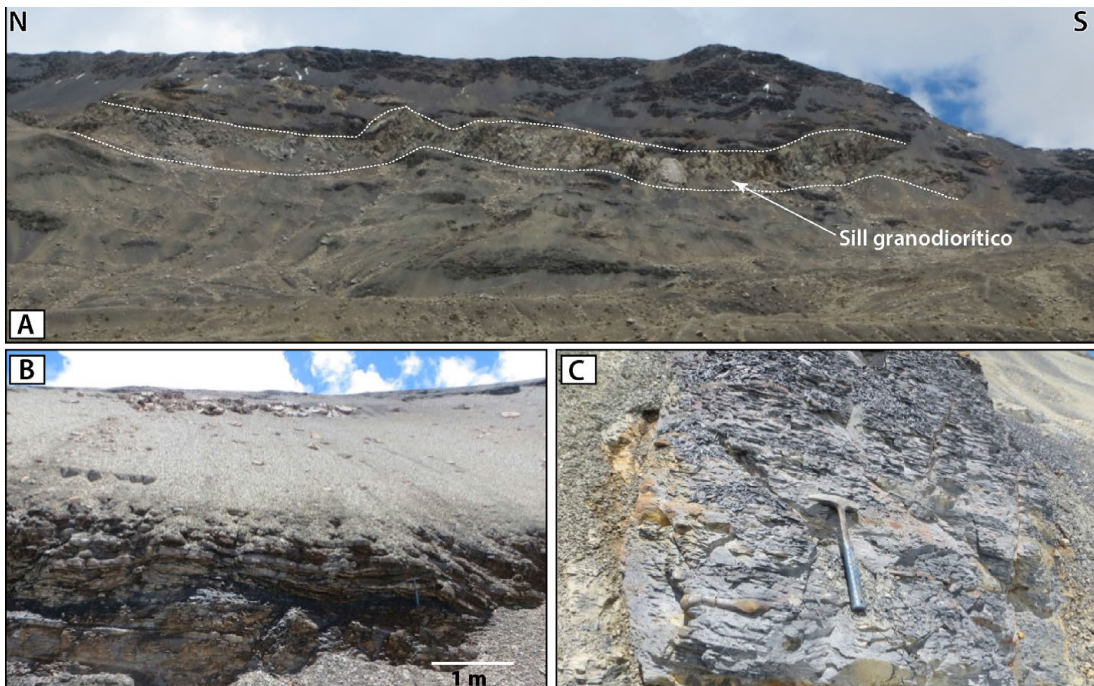


Figura 3.10 A) vista panorámica de afloramiento de limolitas del Grupo Ambo, cortadas por sill granodiorítico en el cuadrángulo de Corani (28u3); B) vista de afloramientos de limolitas atribuidas al Grupo Ambo; C) vista ampliada de limolitas grises.

Grupo Tarma (Dumbar y Newell, 1946)

Los únicos afloramientos atribuidos a esta unidad litoestratigráfica han sido observados entre los cerros Chuntajatahui, Yana Orjo, Sombreruni, Tacone, Botarrica y a lo largo de la carretera Crucero-Oscoroque (cuadrángulo de Limbani). En los cerros mencionados, suprayaciendo a una secuencia de areniscas grises con niveles centimétricos de carbón (Grupo Ambo), afloran limolitas y areniscas de tonalidades verdosas, con estratificación tabular de hasta 30 cm. Asimismo, cortando a ambas unidades, se aprecian vetas de Ag-Pb de dirección aproximada N170.

A lo largo de la carretera Crucero-Oscoroque, infrayaciendo a una sucesión potente de calizas del Grupo Copacabana, afloran areniscas cuarzosas grises de grano fino a medio, en niveles tabulares de hasta 40 cm de grosor (figura 3.11A), con laminaciones curvas (figura 3.11B) y horizontales (figura 3.11C). Más al norte, en la zona de Jotachaca, estas son cortadas por un cuerpo intrusivo de composición monzodiorítica. En las faldas del cerro Sombreruni, en el paraje de Tutunchi, suprayacen a una potente sucesión de limolitas gris oscuras y areniscas de grano fino del Grupo Ambo.



Figura 3.11 A) vista panorámica de afloramientos atribuidos al Grupo Tarma; B) vista de detalle de afloramiento de areniscas laminadas; C) vista ampliada de muestra de areniscas laminadas del Grupo Tarma

Grupo Copacabana (Dumbar y Newell, 1946)

Únicamente, los afloramientos de esta unidad han sido identificados en zonas dentro del cuadrángulo de Limbani. A lo largo de la carretera Crucero-Oscoroque, a 2 km al SO del paraje Jotachaca, afloran calizas grises en estratos potentes (figura 3.12). Asimismo, sobreyacen en aparente concordancia a

una potente secuencia de areniscas laminadas del Grupo Tarma e infrayacen, con la misma relación, a secuencias volcánicas rojizas atribuidas al Grupo Mitu. Además, ambas unidades se encuentran en el eje de un sinclinal simétrico, que se interrumpe por una falla que contacta a estas con un cuerpo intrusivo de composición diorítica, cuyo movimiento no ha sido definido.



Figura 3.12 Vista panorámica de las calizas del Grupo Copacabana, infrayaciendo a los volcánicos pardo rojizos del Grupo Ambo

Grupo Mitu (Mc Laughlin, 1924)

El Grupo Mitu es una unidad de mucha importancia en la historia geológica del Paleozoico superior. Además, resulta trascendente para este estudio, debido a que, asociados a esta unidad, existen plutones de sienitas que se abordan en este boletín. Asimismo, los mejores afloramientos se localizan en el cuadrángulo de Ayapata (hoja 28v3).

En esta zona y en parte del cuadrángulo de Corani (hoja 28u2), se localiza el Complejo Volcánico Allincapac, un escenario con las mejores exposiciones de esta unidad dentro del área de estudio. En este lugar, se identificó una secuencia sedimentaria

en la base, la que es cubierta en aparente concordancia por una potente sucesión volcánica (figura 3.13A). Asimismo, la secuencia sedimentaria consta de conglomerados, areniscas feldespáticas y limolitas (figura 3.13B y figura 3.13C), mientras que la parte superior se constituye por lavas porfíricas (figura 3.13D).

En el cuadrángulo de Corani (28u), además de lo ya expuesto, se observa, por encima de las lavas, eventuales niveles de areniscas cuarzosas y zonas con intercalaciones de lavas y calizas (figura 3.14). Finalmente, la parte más somital de la unidad consta de tobas líticas rojizas, con fragmentos líticos de lavas rojizas y mármoles.

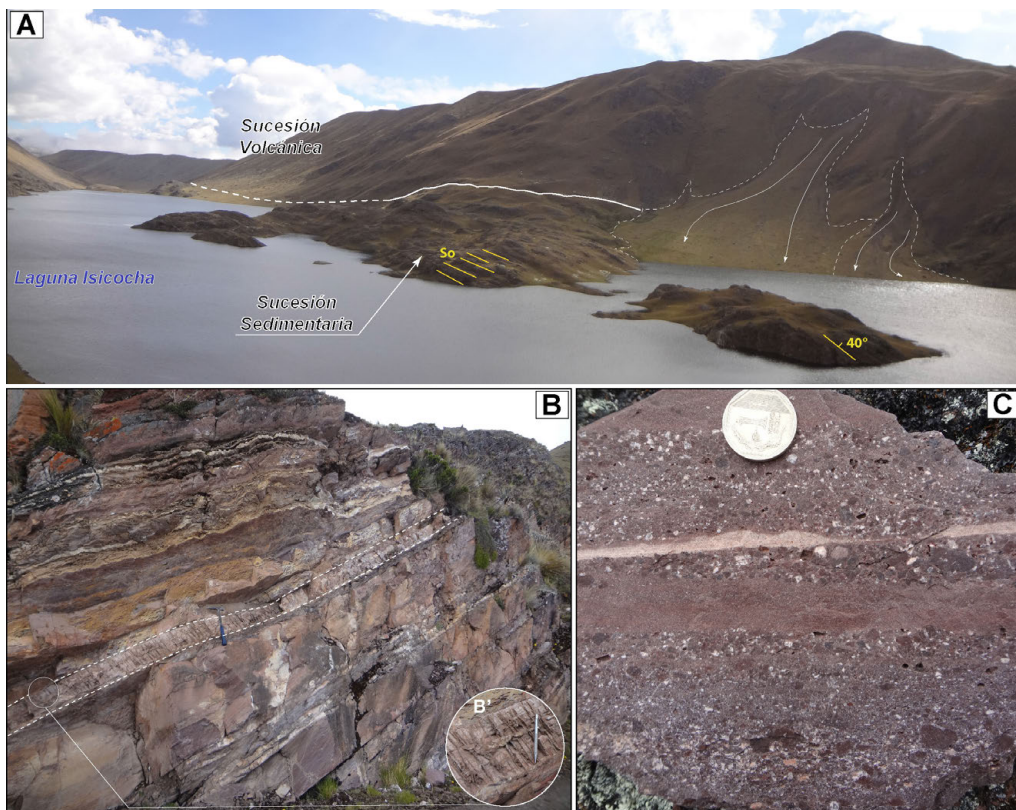


Figura 3.13 A) vista panorámica que muestra las 2 secuencias del Grupo Mitu; B) detalle de areniscas del Grupo Mitu; C) areniscas arcósicas de la unidad sedimentaria del Grupo Mitu; D) detalle de lavas porfíricas del Grupo Mitu



Figura 3.14 Intercalación de calizas con niveles de lavas andesíticas; secuencias atribuidas al Grupo Mitu

3.1.3 Cenozoico

Formación Quenamari (López, 1996)

Esta es una unidad de rocas volcánicas que pueden ser observadas en detalle en la meseta de Quenamari, lugar de donde proviene su nombre. Esencialmente, esta sucesión rocosa consta de tobas de composición riolítica. En ella, se diferenciaron 3 etapas volcánicas, tratadas como unidades estratigráficas bajo la categoría de "miembros". Estos se denominaron como Chacacuniza, Sapanuta y Yapamayo

(López, 1996). La diferencia entre estas unidades volcánicas es complicada de establecer en el campo tomando en cuenta su composición similar. En este sentido, el autor citado realiza el cartografiado agenciado de las expresiones morfológicas de los diferentes episodios volcánicos. De manera general, el autor de la división destaca la presencia de tobas de cristales, tobas líticas y tobas de lapilli. En la figura 3.15, se aprecia una de las mejores vistas de las tobas Quenamari, que corresponden al miembro intermedio llamado Sapanuta.

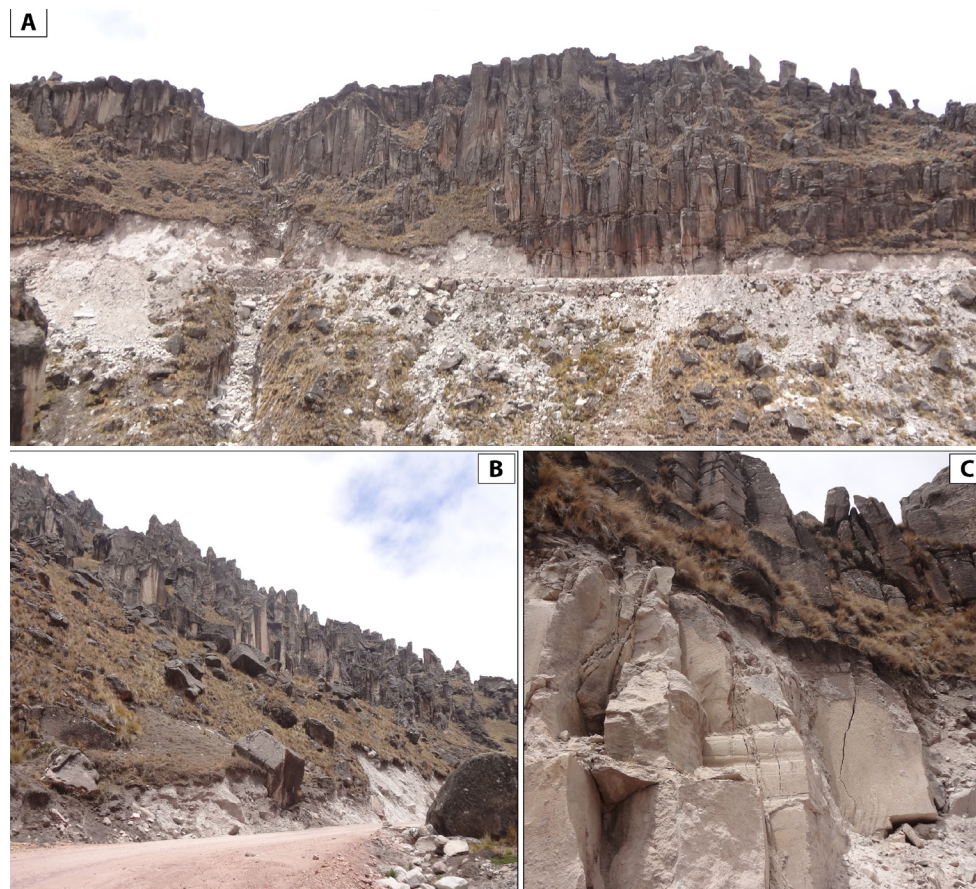


Figura 3.15 Formación Quenamari - Miembro Sapanuta; A) vista panorámica de los afloramientos de tobas riolíticas con erosión columnar; B) vista ampliada de afloramiento de tobas columnares, donde se nota la tonalidad blanquecina en el corte de carretera; C) vista de afloramientos de tobas riolíticas blanco amarillentas (ubicación: faldas del cerro Jasahuire, carretera Tantamaco-Corani; UTM: 330452E; 8464732N)

3.2 CUERPOS ÍGNEOS EN EL SEGMENTO DE CARABAYA

Como se mencionó en el capítulo 2, los batolitos están constituidos de plutones. Para el caso de la Cordillera Oriental, la literatura geológica reconoce hasta 7 plutones (figura 3.16). Para entenderlos en detalle, es necesario presentarlos antes de exponer las suites del batolito. De sur a norte, se observan los plutones de Aricoma, Limbani, Coasa, San Gabán, Pumachanca, Marcapata y Hatun Quico. Además, se aprecian algunas intrusiones menores, como las Sienitas

Ollachea y las intrusiones de Ayapata-Escalera. A continuación, brevemente, se comentarán cada uno de los plutones desde una perspectiva regional.

3.2.1 Plutón de Aricoma

Es llamado como Batolito de Aricoma por Laubacher (1978). Este autor sostiene que el cuerpo intrusivo posee una geometría triangular. Sin embargo, los trabajos de Tica (2020) destacan que se trata de un plutón elongado de dirección NO-SE (N135°), que hace aflorar algunos techos colgados (*roof pendant*) de los grupos Ambo y Copacabana (Paleozoico superior).

Respecto a su litología, Rodríguez et al. (2021) mencionan que se constituye, esencialmente, de monzogranitos y granodioritas. **No obstante, Tica (2020) identifica la especie sienogranito.** Entonces, se puede entender que se trata de un cuerpo intrusivo constituido esencialmente de granitoides.

La edad del plutón era atribuida al Pérmico-Triásico. Sin embargo, Laubacher (1978) presenta una datación por el método U-Pb de 230 ± 10 Ma, un dato que restringe la edad de cristalización de la roca al Triásico medio-superior. Esta edad fue ampliamente corroborada con geocronología U-Pb de detalle que se abordará a lo largo de este boletín.

3.2.2 Plutón de Limbani

Aproximadamente, es un cuerpo intrusivo de 100 - 150 km² de área (Laubacher, 1978). Dada su extensión, el autor lo designa como Batolito de Limbani. Asimismo, se trata de un cuerpo intrusivo elongado, de dirección NO-SE (~ N150°).

Respecto a los contactos de esta intrusión, Laubacher (1978) sostiene que son netos. Al mismo tiempo, enfatiza en que este intrusivo genera metamorfismo de contacto en las rocas del Paleozoico superior, las cuales son su caja. En su borde NE, el mismo autor refiere que el intrusivo presenta hasta 2 familias de diaclasas, que son producto de movimientos de desgarre. Por su parte, en su trabajo, Rodríguez et al. (2021) presenta un mapa que advierte que el contacto oeste es controlado por una estructura geológica regional (Falla Limbani), por lo menos de forma parcial, lo que contrasta con las observaciones de campo de este boletín.

Esencialmente, la litología de este cuerpo intrusivo es granito. Asimismo, bajo las secciones delgadas, se evidenció que estos presentan un metamorfismo sobreimpuesto del que se discutirá más adelante.

3.2.3 Plutón de Coasa

Se trata de un cuerpo intrusivo, considerado como el segundo de mayor extensión en este batolito. Su nombre fue dado por Laubacher (1978) y proviene del poblado de Coasa, localizado a 25 km de la ciudad de Macusani y a 220 km de Juliaca. Asimismo, a diferencia de los 2 plutones anteriores, localizados dentro del cuadrángulo de Limbani (29x), Coasa abarca los cuadrángulos de Ayapata (28v), Esquena (28x), Macusani (29v) y Limbani (29x). Además, aproximadamente, su extensión en área es de 800 km².

3.2.4 Plutón de San Gabán

Esta denominación se toma de Chávez et al. (1997). En este caso, se trata de un cuerpo intrusivo que aflora en el borde central oeste del cuadrángulo de Ayapata y en la parte central este del cuadrángulo de Corani. Probablemente, su nombre proviene del río San Gabán, dado que, en su flanco derecho, se reconoció la mayor parte de los especímenes graníticos. La morfología de los terrenos que comprenden este cuerpo ígneo es agreste, cubierta fuertemente

por vegetación propia de la zona de la transición Cordillera-Selva. Por esta razón, sus contactos no son muy notorios. Además, está afectado por diques graníticos con una dirección promedio N 60° E.

3.2.5 Plutón de Pumachanca

El nombre fue propuesto por Chávez et al. (1997). Probablemente, la designación se debe a un pequeño centro poblado rural localizado en la zona ENE del cuadrángulo de Corani (28u), aunque se sabe que continúa hacia el cuadrángulo de Quincemil (27u). Se trata de un cuerpo de geometría irregular, con una superficie de 256 km², aproximadamente. El autor referido sostiene que la composición principal es granodiorita y, en menor proporción, granito. Sin embargo, como el lector observará más adelante, las variedades de granito predominan y los cuerpos de granodiorita afloran cortando a estos granitos.

3.2.6 Plutón de Marcapata

Su denominación proviene de la ciudad del mismo nombre, localizada en la zona NO del cuadrángulo de Corani (28u). Esta fue instaurada por Chávez et al. (1997), quienes definen este plutón como un cuerpo de forma alargada y una extensión de 120 km², aproximadamente. El mismo autor sostiene que esta intrusión consiste en granitos con biotita y dioritas con sillimanita. Asimismo, a diferencia de los otros plutones estudiados, el autor enfatiza que sus texturas son más finas. Dentro de este plutón, se han reconocido los granitos mencionados, pero también gabros de piroxeno y dioritas.

3.2.7 Plutón de Hatun Quico

Este es el cuerpo intrusivo localizado más al norte de la zona de estudio. Todos los plutones anteriores se encuentran comprendidos dentro del otrora denominado Batolito de Carabaya (Clark et al., 1990), actualmente, denominado como Segmento de Carabaya. Los trabajos de Clark et al. (1990) no consideran a Hatun Quico dentro del segmento Carabaya, posiblemente, por su acceso complejo. Su nombre proviene de un pequeño Centro Poblado, uno de los pocos accesos por carretera que existen. Además, la nominación fue asignada por Sánchez et al. (2002).

En la geología base, el plutón Hatun Quico es considerado como un extenso cuerpo intrusivo de orientación N160. Litológicamente, se encuentra constituido de granitos y cuerpos aislados de gabros-dioritas (Vargas y Hipólito, 1998). Sin embargo, los trabajos de campo, desarrollados en esta zona, permitieron determinar que este plutón presenta una variación composicional de granitoides en el extremo félsico y cuerpos aislados de dioritas como rocas máficas.

Tradicionalmente, su edad se asignaba al periodo Pérmico - Triásico (Vargas y Hipólito, 1998; Sánchez et al., 2022). Sin embargo, las dataciones más recientes (Reitsma, 2012) determinan edades localizadas en el Triásico medio-superior. Asimismo, son la prueba de que se trataría del mismo sistema de plutones que conforman el segmento Carabaya.

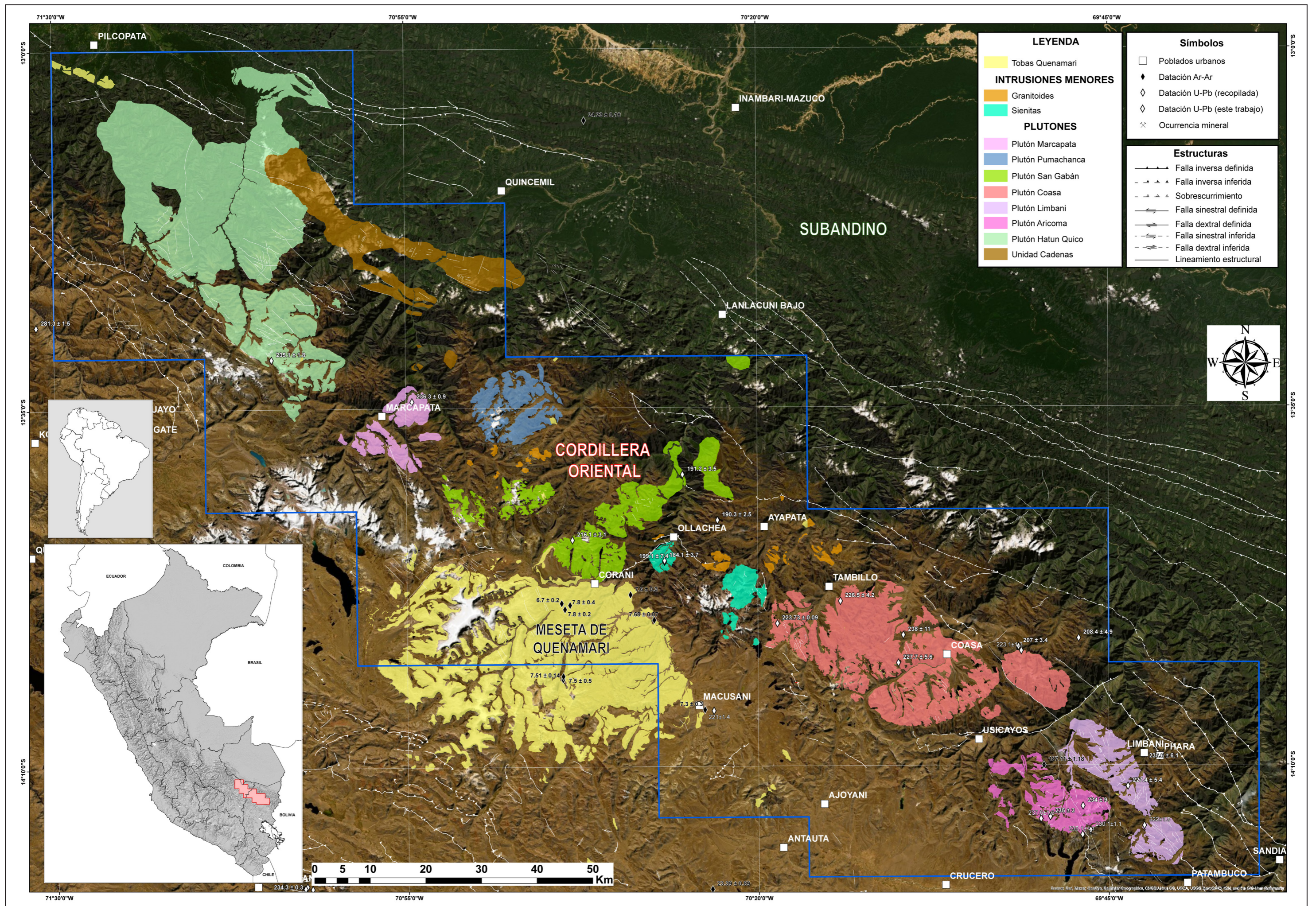


Figura 3.16 Mapa regional que muestra la localización de los diferentes plutones comprendidos dentro del Segmento de Vilcabamba

CAPÍTULO IV

CUERPOS ÍGNEOS EN EL CONTEXTO ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO

Un aspecto muy importante en geología de cuerpos ígneos es la relación de las estructuras geológicas con el emplazamiento de los cuerpos intrusivos. Asimismo, es sabido el rol que ejerce el fallamiento y la fracturación de las rocas para facilitar el ascenso y el emplazamiento del magma, sobre todo, cuando nos enfrentamos a intrusiones antiguas que pudieron estar sometidas a deformación antes, durante y después de la intrusión del batolito. En este capítulo, se mostrarán los aportes en materia de geología estructural y tectónica

4.1 PLUTONES Y FALLAMIENTO REGIONAL

De forma general, se podría sostener que el Segmento Carabaya se encuentra entre 2 grandes sistemas de fallas regionales; en su zona nororiental, se encuentra el sistema de fallas de la Faja Subandina (SFSA); y en el suroccidente, se reconoce un sistema que se denomina Acjanaco-Espingune-Huillolluni (SFAEH) (figura 4.1). Ambos sistemas presentan peculiaridades, como vergencias opuestas. Por un lado, el SFAEH exhibe una vergencia hacia el SO y el SFSA hacia el NE. Por su parte, en la zona enmarcada dentro de los plutones, es posible apreciar algunas fallas inversas que no afectan a los cuerpos intrusivos; aparentan ser anteriores al emplazamiento del batolito.

A continuación, se describen algunas de las principales fallas que afectan o controlan los diferentes cuerpos ígneos.

4.1.1 Falla Huillolluni

Se trata de una falla de orientación andina (NO-SE) y es la única identificada como control de contacto (figura 4.2A). Esta se reconoció como una falla transcurrente de rumbo sinistral, un sistema que se registró, ampliamente, dentro del plutón Hatun Quico. La falla principal limita la variedad monzogranito con la Formación Sandia. Esto genera una zona plegada, cuyos ejes son paralelos a la traza de la falla principal. De alguna manera, se podría sugerir que el movimiento de rumbo es una reactivación de la falla que habría tenido movimientos compresivos en alguna parte de su historia geológica.

Principalmente, el movimiento de las estructuras asociadas a la falla Huillolluni e identificadas dentro de las rocas intrusivas se reconoció a través del análisis de estrías de la falla (figura 4.2B').

4.1.2 Falla Chachacumani

Esta estructura es una falla de rumbo con movimiento sinistral. Asimismo, actúa como contacto entre los granitoides Ojecocho y el Grupo Mitu (figura 4.3). Su dirección regional es NO-SE, siguiendo la traza preferencial N150/80 S. Dado que la edad de la intrusión es desconocida, no existe una idea certera de la época para la que estuvo activa. En los volcánicos, se pudieron advertir algunos efectos de metamorfismo de contacto. Por esta razón, solo es posible deducir que la falla es más joven que el Jurásico inferior, que es la edad de los volcánicos Mitu.

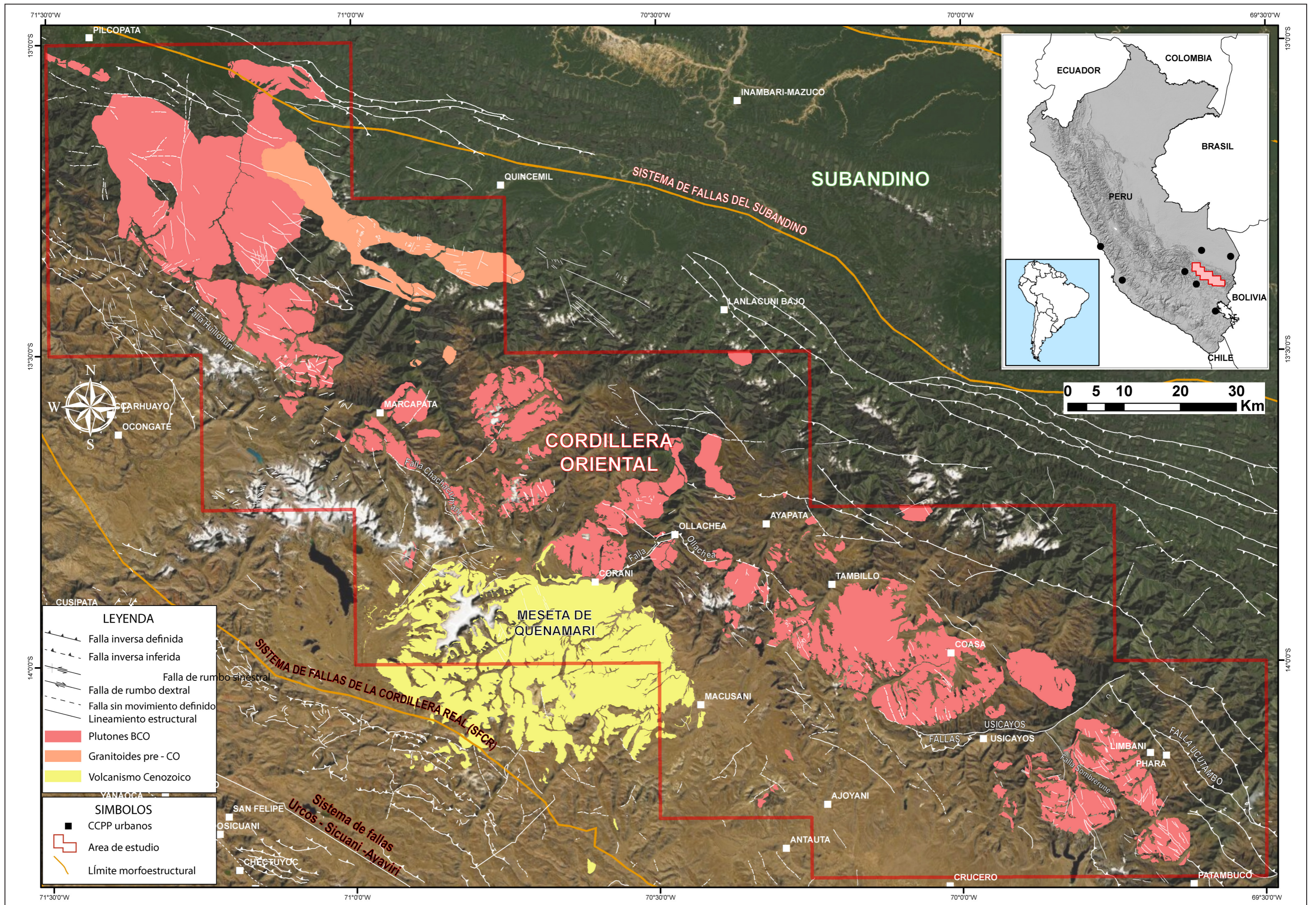


Figura 4.1 Mapa del área de estudio, donde se contrasta la ubicación espacial de los cuerpos ígneos y las estructuras geológicas (fallas)

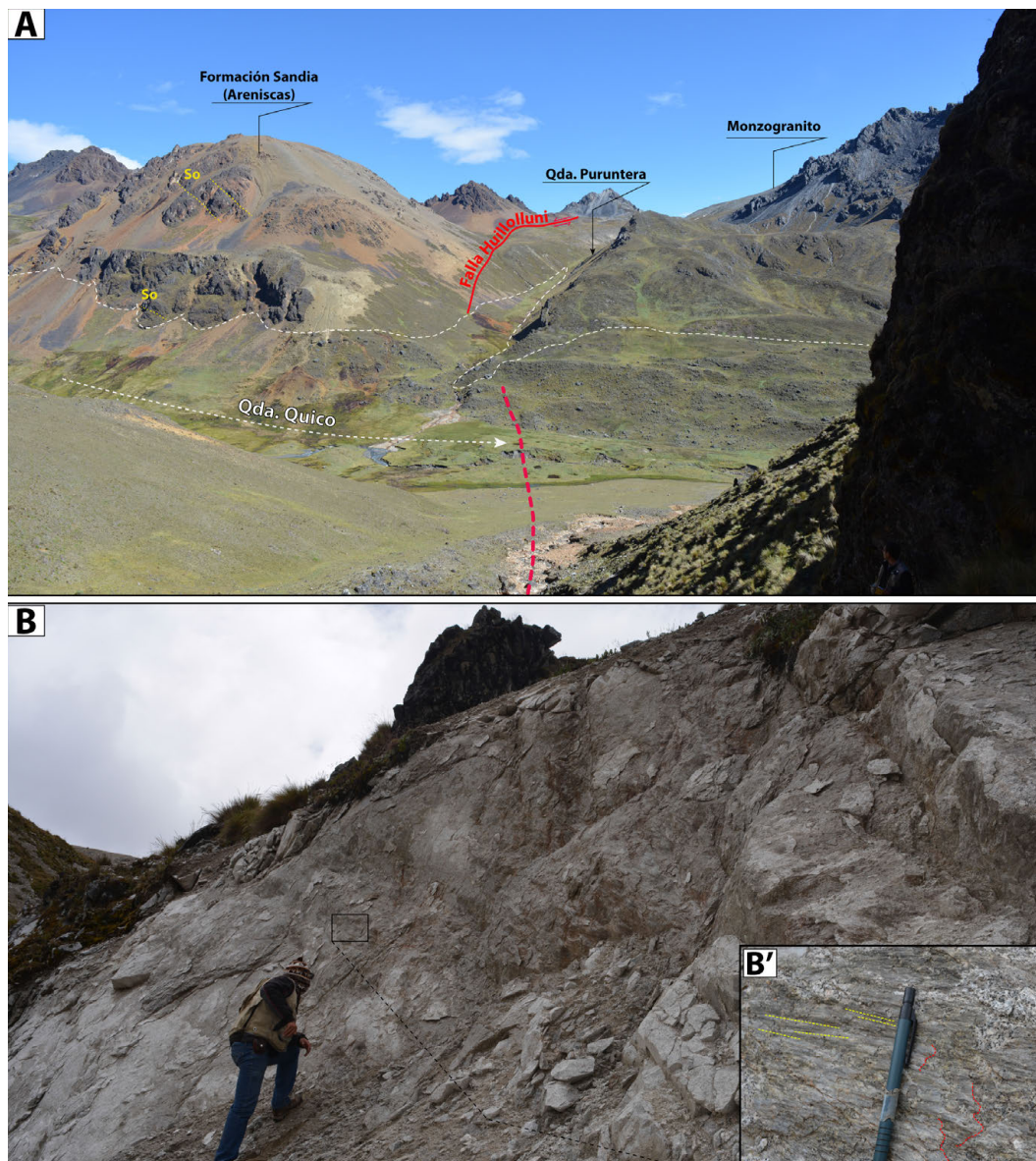


Figura 4.2 A) vista panorámica de la traza de la falla Huillolluni, que contacta los monzogranitos de la Suite Aricoma con las areniscas de la Formación Sandia; B) vista de la zona de falla en granodioritas; B') vista de detalle de estrías de falla que muestra su dirección (líneas amarillas discontinuas) y sus indicadores cinemáticos Riedel (líneas discontinuas rojas)

4.1.3 Falla Sombrerune

Se trata de una estructura reconocida en el sector del cerro Sombrerune (figura 4.4A). En este lugar, actúa como contacto entre las pizarras gris oscuras del Grupo San José y los monzogranitos del Plutón de Limbani. Asimismo, su dirección principal es N154 (NO-SE) y posee una inclinación de 61° al S. Además, su movimiento se determinó mediante el análisis de estrías de falla (figura 4.4B y figura 4.4C). En conclusión, se trata de una falla sinistral con componente normal.

Hasta este momento, se han presentado algunas de las fallas que se pudieron reconocer en el campo. Sin embargo, además de estas, es necesario mencionar algunas conclusiones que ya se plantearon en trabajos anteriores, como el de Laubacher (1978). Para este investigador, el plutón Coasa se emplazó en una dirección E-O, asociado a grietas de tensión por fallas ligadas a un sistema cizallante; en su trabajo, se presume sinistral.

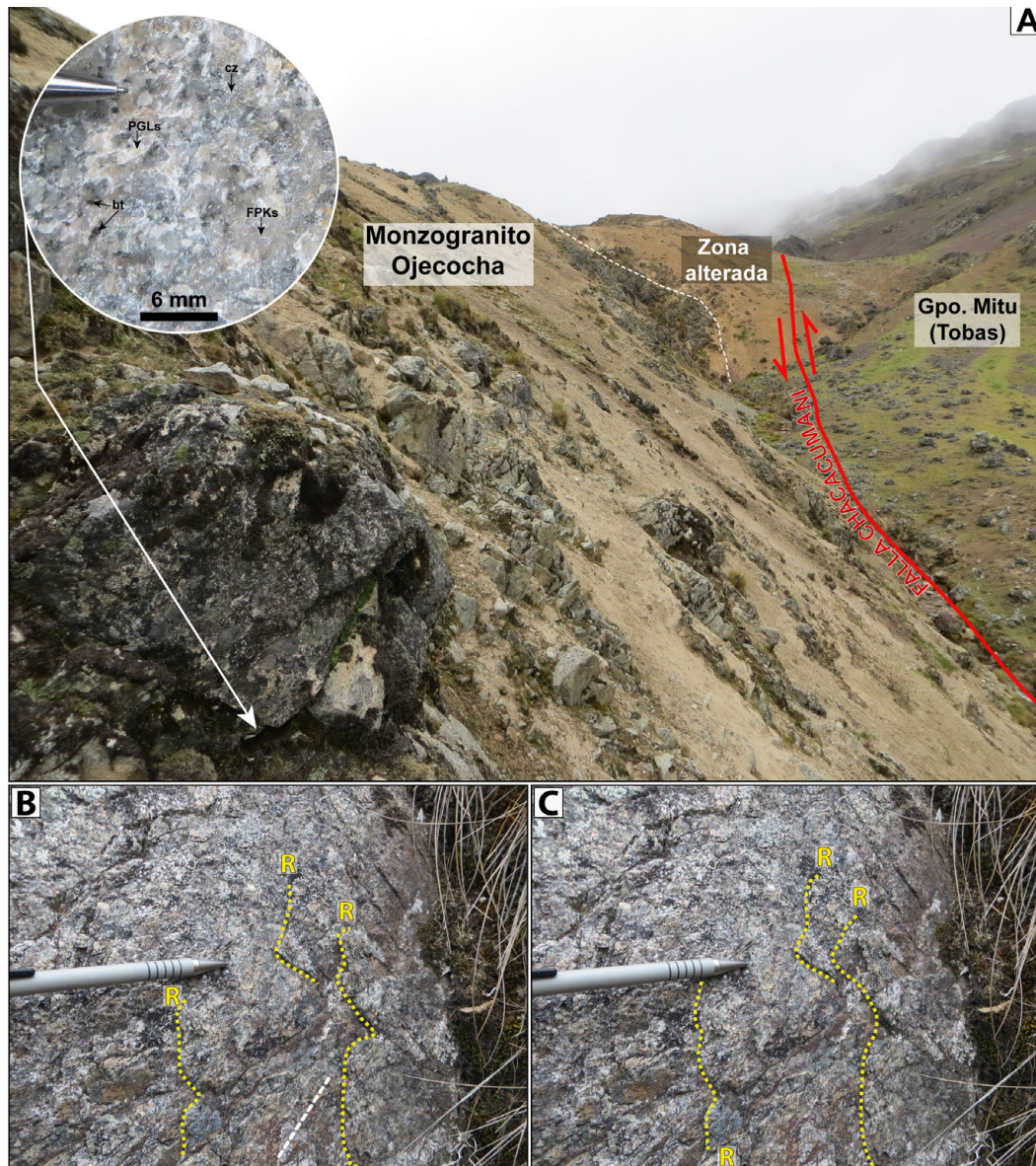


Figura 4.3 A) vista panorámica de la traza de la falla Chachacumani (hoja 28u4), que contacta los monzogranitos de la Suite Ojecocho con las secuencias piroclásticas del Grupo Mitu; B y C) vista de zona de falla en monzogranitos, cuyas líneas discontinuas en amarillo son fracturas de Riedel.

Laubacher (1978) menciona la presencia de diques básicos que cortan los granitos. Con facilidad, esto es apreciable en muchas zonas dentro del plutón. Además de estos cuerpos tabulares, en los extremos SO y NE, es posible reconocer una cataclasis de intensidad media a intensa, la cual presenta una dirección aproximada N140 - N160. Esta se relaciona con cizallamiento dextral en los límites (Laubacher, 1978).

4.2 ZONAS DE DEFORMACIÓN SINMAGMÁTICA

En el apartado anterior, se mostraron algunas de las fallas asociadas a deformación frágil. Por el contrario, en este nuevo espacio, se mencionará el único caso identificado de

deformación dúctil. Este caso excepcional se observó en las faldas del cerro Colorado, específicamente en la zona de contacto entre los granitos Limbani y las pizarras del Grupo San José (figura 4.5A). El contacto tiene una dirección preferente N 10°, con buzamiento de 53° E (figura 4.5B). A lo largo de este, se identificaron milonitas de protolito intrusivo, que presentan textura bandeada, granoblástica (figura 4.5B'). Asimismo, los cristales de feldespato potásico son el principal constituyente de las bandas. Por su parte, los cristales de cuarzo se presentan de manera individual <1.5 mm y se encuentran en forma de porfiroblastos. Además, los cristales de biotita se aprecian en forma aislada.



Figura 4.4 A) vista panorámica de la traza de la falla Sombrerune (hoja 29x), que contacta los monzogranitos de la Suite Limbani con las secuencias metasedimentarias del Grupo San José; B) vista de la zona de falla, donde destaca la tonalidad amarillenta del plano de falla; C) vista de detalle de las estrias medidas en B

En la zona de contacto, las pizarras muestran clivaje de creanulación, esquistosidad N25/70S y venilleo de cuarzo (de segregación) en dirección N25. De acuerdo con todas las evidencias de deformación, a medida que había deformación en

las rocas paleozoicas, se concluye que existía deformación en los bordes de la intrusión de granito, lo que produce milonitas y fábricas de deformación tectónica.

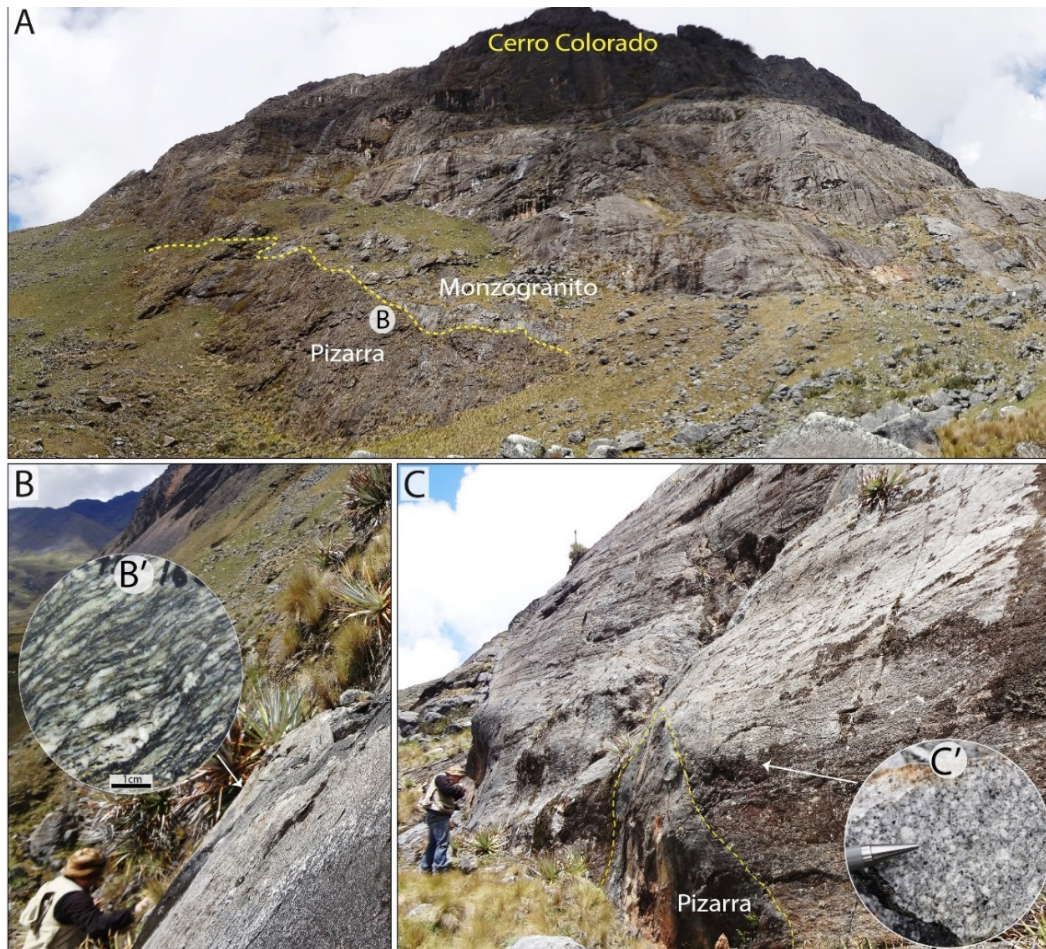


Figura 4.5 A) vista panorámica del contacto entre las pizarras del Grupo San José y los monzogranitos de la Unidad Marcapata en el sector de cerro Colorado; B) zona de contacto donde se aprecian milonitas; B') vista de detalle de la foliación de las milonitas; C) superficies estriadas en el intrusivo monzogranito; C') producto de la falla, destacan xenolitos de pizarras grises mayor a 2 m

4.2.1 Hipótesis sobre la tectónica

A nivel tectónico, resulta curioso pensar sobre el ambiente en el que se formó el Batolito de la Cordillera Oriental. En el capítulo 6, se encontrará el análisis geoquímico de las suites magmáticas. Sin embargo, a modo de adelanto, se afirma que el Batolito es producto de la fusión de la Corteza Continental, lo que genera la siguiente interrogante: ¿cómo inició la fusión parcial? Desde este trabajo, se sostiene que es el resultado del ascenso calórico producto de un rifting continental que queda evidenciado en la disminución del espesor cortical inferido de los diagramas de Sm/Yb Vs Sr/Y.

Por otro lado, las edades de cristalización de las rocas intrusivas de este segmento coinciden con las edades de inicio de la

deposición de las facies sedimentarias del Grupo Mitu en el valle sagrado de Cuzco. A modo de interpretación, se puede afirmar que, durante los primeros estadios del rifting, se produjo la fuente de calor que originó los magmas del batolito. Desde los 230 Ma, aproximadamente, se produjo una calma y el inicio de la sedimentación. Luego, en un segundo periodo, se acentuó la extensión y generó el ascenso de los grandes volúmenes de basalto y andesita que se cartografiaban como Grupo Mitu. Asimismo, los volcánicos Mitu y las sienitas Ollachea están ligados, genéticamente. Al conocer la edad Jurásica de las intrusiones anhidras (sienitas), se puede inferir que la máxima extensión asociada al rift Mitu tuvo lugar en el Triásico superior - Jurásico.

CAPÍTULO V

SUITES DEL BATOLITO

Para el lector habitual, es posible que el término "suite" no sea conocido, dado que los estudios realizados en batolitos peruanos se ejecutaron bajo una terminología diferente. Quizá el uso de los términos "unidad" y "súper unidad" resulten más populares. Sin embargo, a nivel internacional, se emplea el término "suite" para nombrar a clanes de rocas comagmáticas y consanguíneas (Glazner et al., 2010). En este contexto, los términos pueden resultar complicados, por lo que es necesario presentar sus significados.

- **Comagmáticas.** Son las rocas ígneas que tienen un conjunto común de características químicas y mineralógicas y, por lo tanto, se considera que se derivan de un magma parental común.
- **Consanguinidad.** Es la relación genética que existe entre rocas ígneas que, presumiblemente, se derivan del mismo magma parental. Estas rocas se encuentran, estrechamente, asociadas en el espacio y el tiempo. Comúnmente, tienen una ocurrencia geológica, así como características químicas y mineralógicas similares.

De las definiciones antes presentadas, se puede concluir que una suite magmática es un conjunto de rocas ígneas formadas en un mismo evento magmático. Asimismo, presentan similitudes en sus características petrográficas, geoquímicas y radiométricas. En otras palabras, se observan similitudes texturales, genética similar y edades de cristalización parecidas.

Respecto a las familias de rocas, es necesario ubicarse en el caso que pueden existir rocas (granodioritas y granitos por ejemplo) con las similitudes antes mencionadas. Si esto ocurre, la suite podría compararse con una Súper Unidad. Además, si la litología del clan de rocas es única, es posible establecer la comparación con el término Unidad.

Durante este boletín, se pueden encontrar síntesis de estudios petrográficos detallados de la roca en su conjunto. Además, se observará una detallada visión microscópica de los filosilicatos. Esto se realizó con fines metalogenéticos y que se detallarán en el capítulo VII.

Para proponer las suites o unidades del batolito, se han combinado, además de los requisitos antes mencionados, el cartografiado geológico detallado a escala 1: 50,000 de los cuadrángulos de Chontachaca (27t), Corani (28u), Ayapata (28v), Esquena (28x), Macusani (29v) y Limbani (29x). En este sentido, a partir del análisis de toda la información, se concluyó que el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental comprende 6 suites magmáticas (figura 5.1). Estas se denominarán como Turamarca (~ 250 - 245 Ma), Aricoma (239 - 230 Ma), Limbani (227 - 222 Ma), Coasa (227 - 216 Ma), San Gabán (198 - 193 Ma), Ollachea (192 - 184 Ma). Asimismo, se proponen 2 suites menores que aún no tienen respaldo geocronológico. La distribución de las suites se presenta en la figura 5.1.

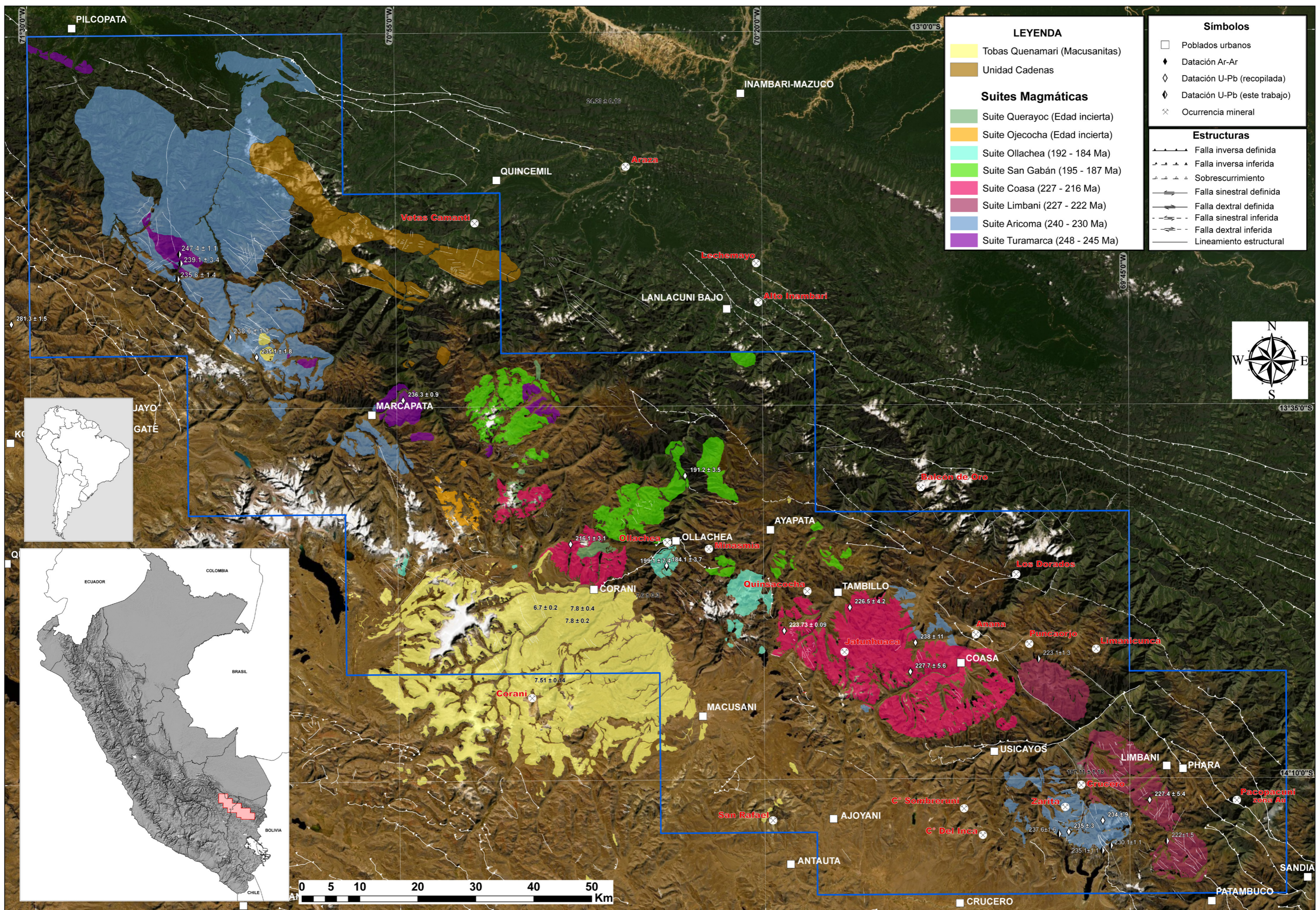


Figura 5.1 Mapa de suites en el Segmento de Carabaya - Batolito de la Cordillera Oriental (13° 30' - 14° 30' latitud sur)

5.1 SUITE TURAMARCA

Se le considera como la familia de rocas más antiguas dentro de este segmento. Su nombre proviene del paraje de Turamarca, ubicado entre Marcapata y Limacpunko. Asimismo, los afloramientos de esta suite están distribuidos en varias zonas. Entre estos, los de mayor extensión son los emplazados dentro del plutón de Marcapata (Chávez et al., 1997) y Pumachanca (Sánchez y Zapata, 2002); y más restringidamente, dentro del plutón Hatun Quico (Sánchez et al., 2002).

En el Batolito de la Cordillera Oriental, el trabajo de Soberón et al. (2017) refiere que existen rocas máficas en varios sectores, los que nombra Unidad Turamarca. Sumado a esto, la actualización de la Carta Geológica Nacional (CGN) permitió identificar una gama de dioritoides (gabro-gabrodiorita-diorita). Estas han sido analizadas mediante estudios de microscopía y geoquímica. De este modo, se ha determinado que se trata de una misma

familia. En consecuencia, se propone la denominación de Suite Turamarca, que podría ser comparada con una súper unidad, dado que comprende más de una litología.

5.1.1 Ubicación de los afloramientos

Los afloramientos se reconocieron a lo largo de la carretera Marcapata-Limacpunko y en las inmediaciones de la comunidad de Pumachanca. Ambos lugares se encuentran dentro del cuadrángulo de Corani (28u). También, es posible observar estas rocas a lo largo de la quebrada Cusipata, en el cerro Payacacra, y entre Chontachaca y Santa Fé. Estos parajes se ubican dentro del cuadrángulo de Chontachaca (27t). Visto en planta, se podría mencionar que presentan geometrías elongadas, que exhiben una orientación NO-SE. Respecto a los afloramientos, se presentan de forma masiva; en muchos casos, con meteorización a manera de bloques esféricos y con diaclasamiento moderado a intenso (figura 5.2A).

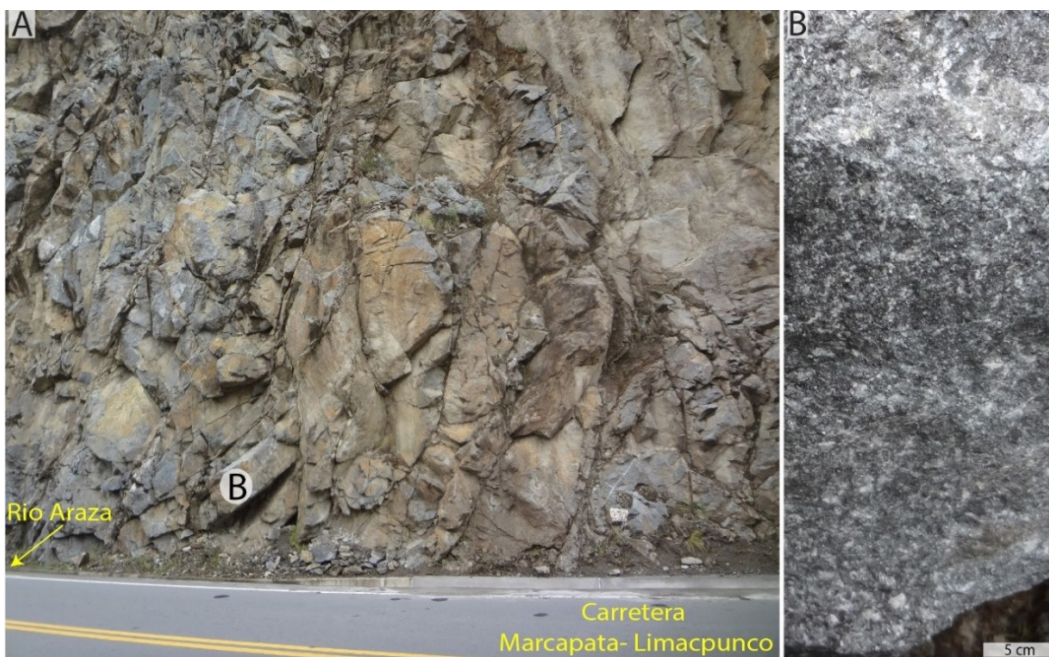


Figura 5.2 A) afloramiento de gabros de la Unidad Turamarca a 1 km al sureste del poblado de Marcapata; fotografía tomada con vista al sureste; B) muestra de gabro de la Unidad Turamarca, donde se pueden observar abundantes cristales máficos (color gris oscuro)

5.1.2 Aspectos macroscópicos

Dado que existe una variedad de rocas máficas, se describen seguidamente los extremos litológicos, es decir, gabros y dioritas. Los afloramientos de gabro son muy restringidos. Únicamente, es posible observarlos en el Cerro Toro Orjona, cerca de Pumachanca. Macroscópicamente, se trata de una

roca gris oscura, con índice de color melanocrata y textura fanerítica equigranular de grano medio (figura 5.3C). Sus constituyentes minerales son cristales de plagioclasas de 2-4 mm, piroxenos de 1-3 mm, olivinos menores de 3 mm (figura 5.3D), biotitas de 1-2 mm en escamas parcialmente alteradas, y cloritas en algunos sectores. Asimismo, se observan eventuales cristales de pirita en forma diseminada.

Las dioritas son oscuras, pero presentan un índice de color mesócrata. En la figura 5.3A y la figura 5.3B, se muestran las características de dioritas observadas en el cuadrángulo de Corani (28u). Por su parte, en la figura 5.3E y la figura 5.3F, se aprecian dioritas colectadas en el sector de Marcachea (cuadrángulo de Chontachaca 27t). En el primer caso, la

textura es fanerítica, equigranular de grano medio. El índice de color es mesócrata y los constituyentes minerales que resaltan en las imágenes son cristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos en cúmulo, aparentemente piroxenos y biotita.

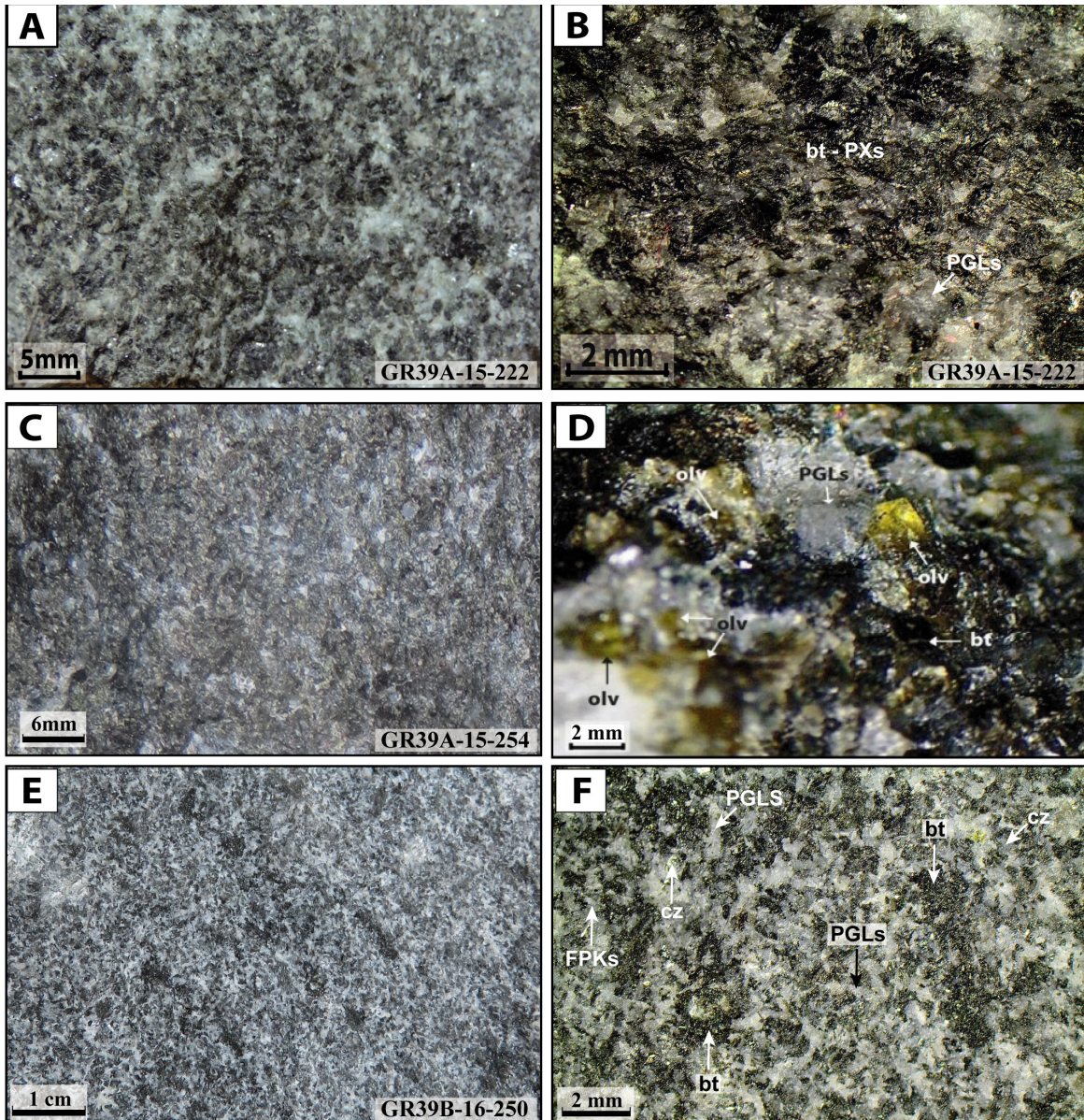


Figura 5.3 A y B) muestra de gabro, ubicado a 1 km al noreste del poblado de Limacpunko, en las inmediaciones de Turamarca (En la muestra, se pueden observar cristales desarrollados de piroxenos dentro de abundantes cristales de plagioclasa (PGLs). En algunas zonas, se manifiestan cúmulo de cristales de biotitas (bt) y piroxenos (PXs).); C y D) muestra de gabro tomado en el cerro Toro Orjona, cuya principal característica, en esta zona, es la presencia de abundantes cristales de olivino (OLVs), que forman cúmulo con piroxenos y biotitas (bt); E y F) muestra de dioritas de la zona Chontachaca - Santa Fe, donde se reconocen cristales diminutos de feldespato potásico (FPKs)

En el cuadrángulo de Chontachaca, las dioritas son compactas, con índice de color mesócrata; de textura fanerítica, equigranular de grano fino a medio. Bajo la lupa, se reconocieron cristales de plagioclasas (< 1mm - 52 %), subhedrales y eventualmente prismáticos; feldespato potásico con formas subhedrales (< 0.5 mm - 10 %), cuarzo subredondeado (< 0.5 mm - 6 %). Como ferromagnesianos, principalmente, se identificaron biotita (< 1 mm - 25 %) y, más restringidamente, anfíbol (< 0.5 mm / 6 %).

5.1.3 Petrografía

De manera similar al anterior apartado, se presentan las características microscópicas de gabros y dioritas. En el caso de los gabros, se sometió a estudio microscópico la muestra GR39A-15-254 (figura 5.4A y figura 5.4B). De este modo, se determinó una variedad de gabro que resalta por su alto contenido de olivino. Se trata de rocas máficas de textura granular hipidiomórfica, constituida por cristales de olivino (< 4 mm - 56 %) con formas subhedrales y anhedrales, microfracturados. En las plagioclasas (<4.4 mm - 12 %), los cristales tienen formas anhedrales y macla polisintética. Se presentan de forma intersticial entre cristales de olivino y piroxeno. Los piroxenos (<2 mm - 8 %) ocurren como cristales de formas subhedrales, prismáticos, maclados. Además, se encuentran alterados a cloritas y óxidos de hierro.

Se apreciaron concentraciones considerables de biotita (1 mm - 9 %). Estos se exhiben como cristales subhedrales y anhedrales, tabulares, algunos microfracturados, con inclusiones de minerales opacos. Se hallan en intersticios de los cristales de piroxenos y plagioclasas. En ocasiones, aparecen englobados por plagioclasas. También, se reconocieron cristales de anfíbol (1.5 mm - 3 %) de formas anhedrales, con inclusiones de minerales opacos. Como accesorios, ocurren minerales opacos (0.8 mm), a manera de cristales anhedrales, como inclusiones y en intersticios de los cristales de olivino, piroxeno, plagioclasas y biotita. Asimismo, se advirtieron cristales de apatito (traza), de formas euhedrales, prismáticos, a manera de inclusiones en los cristales de plagioclasas.

Dado que se reconocieron especímenes dioríticos en 2 zonas diferentes, para la caracterización de estos especímenes rocosos, se presenta la síntesis de 2 estudios petrográficos. En primer lugar, se estudió la muestra GR39A-15-224. Se trata de un ejemplar que corresponde a una muestra extraída en las inmediaciones de Turamarca, en el cuadrángulo de Corani. El segundo reporte petrográfico corresponde a una diorita muestreada dentro de la Reserva Natural Chontachaca-Consuelo. Se trata de la muestra GR39B-16-276. En este caso, la microscopía reveló que se trata de una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.4E y figura 5.4F), cuyo constituyente principal son los cristales de plagioclasa (67 %). Estos presentan tamaños entre 0.5 mm - 6 mm. Además, se exhiben con formas subhedrales, prismáticas, maclados según la albita. Algunos cristales presentan inclusiones de apatito, minerales opacos y zircón. Asimismo, su alteración es a carbonatos y sericita.

Como minerales accesorios, ocurren biotita (9 %), anfíboles (6 %), opacos (4 %) y apatita (traza). El filosilicato se observó como cristales (0.2 mm - 2.3 mm) de formas anhedrales, con bordes irregulares y algunas veces subhedrales y tabulares, alterándose a clorita y con inclusiones de apatita y minerales opacos. Los anfíboles (0.4 mm - 2.5 mm) se muestran con formas subhedrales, prismáticas y algunos anhedrales, con bordes irregulares y alterándose a clorita. Los minerales opacos (\leq 0.8 mm) son de formas subhedrales y anhedrales, que se encuentran como inclusiones en las biotitas y diseminados en la muestra. Por su parte, el apatito (\leq 0.1 mm) se manifiesta como cristales de formas euhedrales, hexagonales y subhedrales, prismáticos con bordes subredondeados, a manera de inclusiones en cristales de biotita.

Como accesorios, ocurren arcillas (3 %), sericita (3 %), clorita (2 %) y carbonatos (1 %). Los 2 primeros ocurren como alteración de las plagioclasas; en el caso de la clorita, como alteración de los ferromagnesianos; y los últimos, como alteración incipiente en plagioclasas.

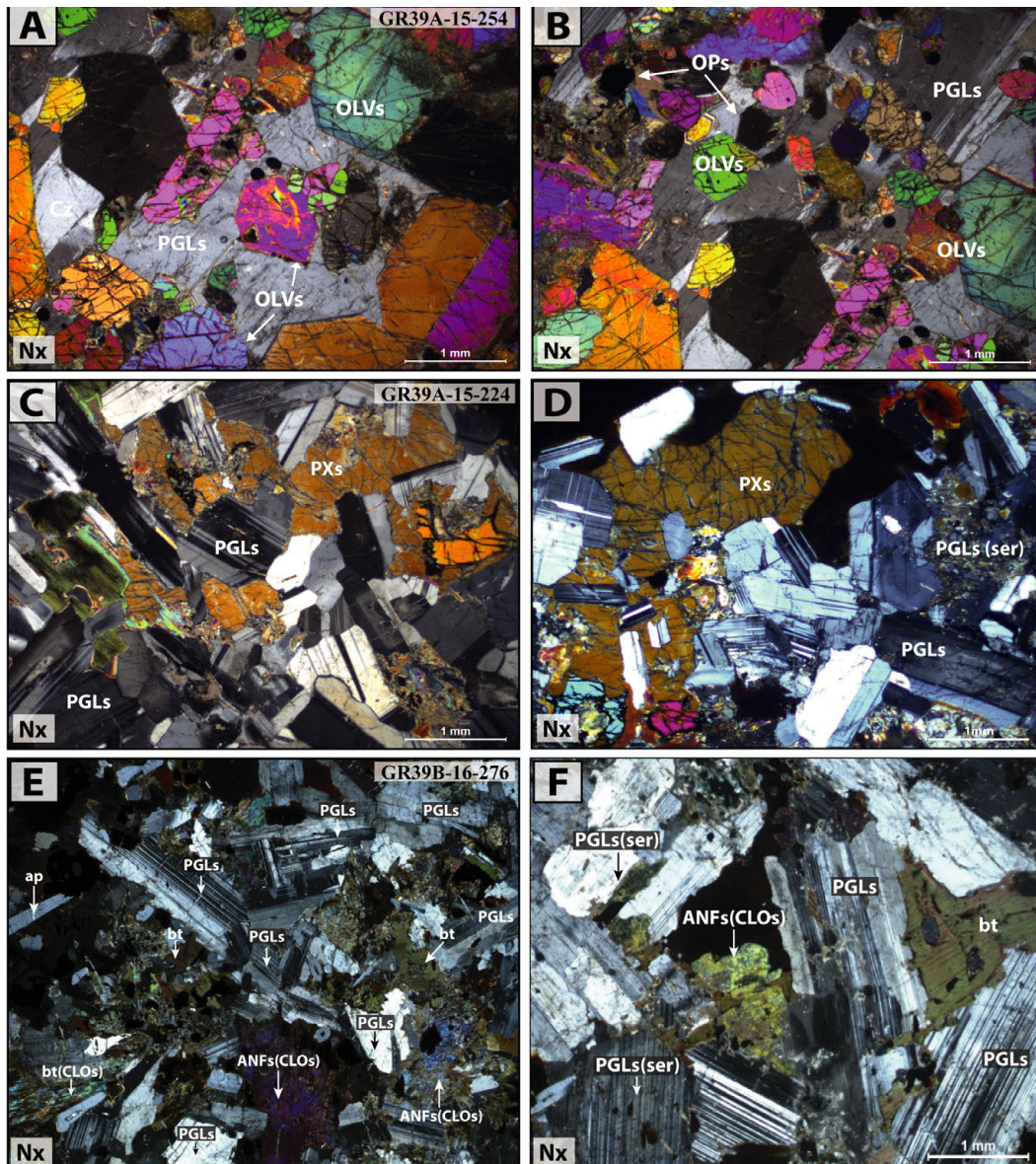


Figura 5.4 A, C y E) muestra GR39A-15-224 de gabro, ubicada en el sector de Limac Punco y Turamarca, donde se aprecian cristales de piroxenos (PXs), plagioclasas en algunos sectores con alteración a sericita (PGLs-ser), biotitas (bt) con el color de interferencia de verde rozado; B, D, y F) muestra de gabro del cerro Toro Orjona, donde se aprecian abundantes cristales de olivino (OLVs) y piroxenos (PXs), plagioclasas (PGLs) desarrolladas y alteradas a sericita (ser) en F

5.1.4 Relación de contacto

En el cuadrángulo de Corani (28u), no se logró visualizar con claridad el contacto con la roca caja. La razón es que sus afloramientos se encuentran en zonas con intensa vegetación. Sin embargo, en esta zona, se presume que las intrusiones máficas intruyen a las pizarras del Grupo San José y a las areniscas de la Formación Sandía.

En las inmediaciones de Pumachanca y el Cerro Toro Orjona, las rocas máficas son intruidas por los granitoides San Gabán. Por su parte, en la zona de Marcachea (cuadrángulo de Chontachaca, 27t), parecen aflorar a manera de techos colgados (*roof pendant*) dentro de los granitoides triásicos.

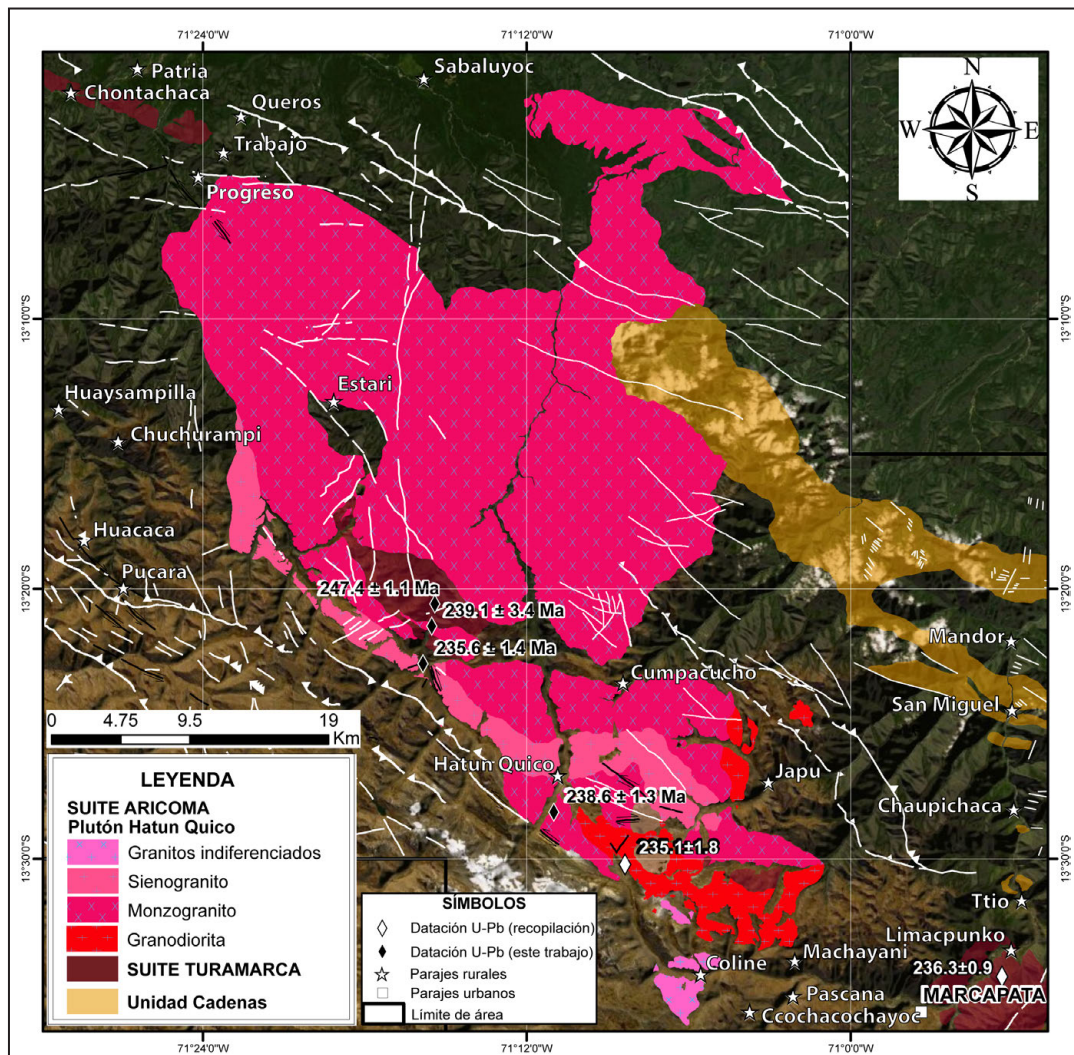


Figura 5.6 Mapa litológico de la Suite Aricoma - Plutón Hatun Quico

5.2.1 Ubicación de los afloramientos

Los afloramientos tradicionales pueden observarse al norte de la laguna antes mencionada. También, en los sectores de Carhuapata, Ocoroque, Quillo y Janca. En esta investigación, se definieron nuevos cuerpos plutónicos con características similares. Estos se encuentran dentro de los plutones de Coasa, Marcapata y Hatun Quico. En el primer caso, existen monzogranitos que afloran en los sectores de Uchuma, Ahasira y Upina. En el segundo caso, se trata de monzogranitos que afloran al sureste del poblado de Marcapata y dentro del plutón de Hatun Quico, donde se reconocieron, ampliamente, granodioritas y granitos que se agrupan bajo esta suite. Fueron reconocidos en el trayecto Chullopata - Japu Grande y en el cerro Pasto Grande.

5.2.2 Aspectos macroscópicos

Dado que afloran en diferentes zonas, con frecuencia, exhiben diferentes estructuras como consecuencia de la acción de los diferentes agentes de erosivos. En la zona de su definición inicial (cuadrángulo de Limbani), masivamente, se presentan con niveles de fracturación que van de leve a moderado. A menudo, se visualizan superficies redondeadas o acolinadas, seguido de valles en U, lo que indica acción de glaciares. Dentro de esta suite, se reconocieron granodioritas, monzogranitos y sienogranitos. Por ello, es necesario mencionar las características resaltantes de cada una, pues existen intrusiones similares desde el Ordovícico.

Granodioritas

De manera restringida, este espécimen rocoso aflora en el cuerpo principal (plutón Aricoma), pero es más extenso dentro del plutón Hatun Quico. En la intrusión de Aricoma, únicamente,

existen granodioritas en los cerros Quillo (figura 5.7a), Silicucho y Jachauerina, así como en las cercanías de Ocoroque. Generalmente, se presenta como un cuerpo elipsoidal de dirección E-O, con fracturamiento débil de orientación preferencial N220°/73NO (Tica, 2020).

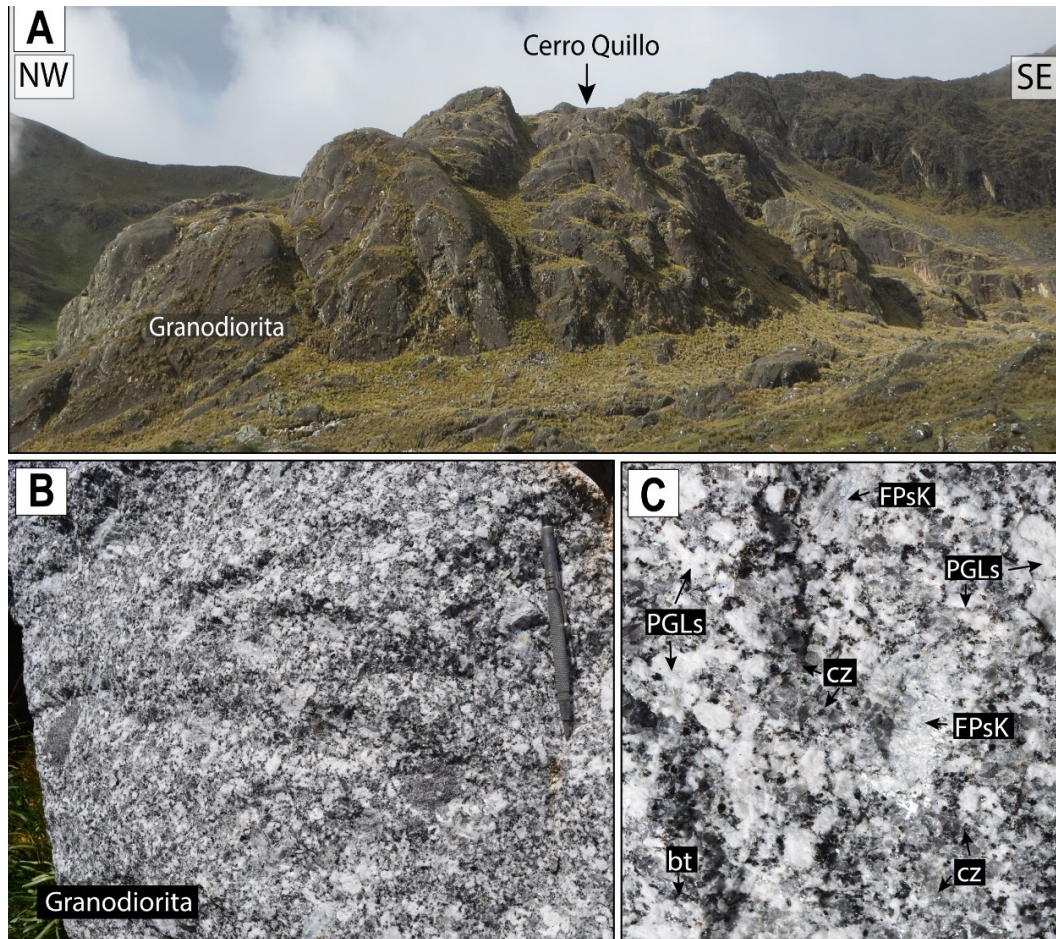


Figura 5.7 Granodiorita en el plutón Aricoma; A) vista al SE de afloramientos en el Cerro Quillo; B) vista de detalle de la muestra GR39B-16-017, donde destaca la proporción de minerales ferromagnesianos; C) vista ampliada de un sector de la muestra GR39B-16-019, donde resaltan las características texturales y los hábitos cristalinios de los especímenes minerales, tomado de Tica (2020)

Macroscópicamente (figura 5.7B y figura 5.7C), se determinó que presentan una textura inequigranular de grano medio. Sus constituyentes son plagioclasas (0.5 mm - 2 mm) prismáticas con macla polisintética; y cuarzo (< 6 mm) subredondeado y con bordes irregulares. También, se identificó feldespato potásico (< 4 mm) con hábito prismático y macla de Carlsbad. El mineral ferromagnesiano es la biotita (< 2 mm), la que se presenta con hábitos escamosos, hexagonales, tabulares y en cúmulos; en algunos casos, con alteración a clorita. En ciertos sectores, se apreciaron eventuales cristales diseminados y diminutos de pirita.

En el plutón de Hatun Quico, la extensión de las intrusiones granodioríticas es considerable, ya que puede alcanzar varios kilómetros de extensión. Asimismo, los cuerpos restringidos son más grandes que el único afloramiento de Aricoma. En el tramo Chullopatá - Abra Reteccasa, se reconoció esta variedad litológica. Los afloramientos de estas granodioritas presentan estructura masiva y diaclasamiento moderado (figura 5.8A). La roca exhibe un índice de color leucócrata y textura fanerítica equigranular de grano medio (figura 5.8B y figura 5.8C). Macroscópicamente, se constituye de cristales subhedrales de plagioclasas de color gris claro a blanco (45 %), cuarzo anhedral

(25 %), feldespato potásico (15 %) y biotita (10 %) de forma hexagonal aislada. Eventualmente, forma agrupaciones (figura 5.8C). En varios sectores, se observó la presencia de enclaves máficos con tamaños de hasta 75 cm de diámetro. También, se apreciaron zonas con acumulación de ferromagnesianos.

En la zona del Cerro Pasto Grande, las características son similares, con la diferencia de que, en todas las muestras obtenidas, se presentan óxidos de hierro (figura 5.8D y figura 5.8E). Posiblemente, sea producto de la lixiviación de sulfuros.

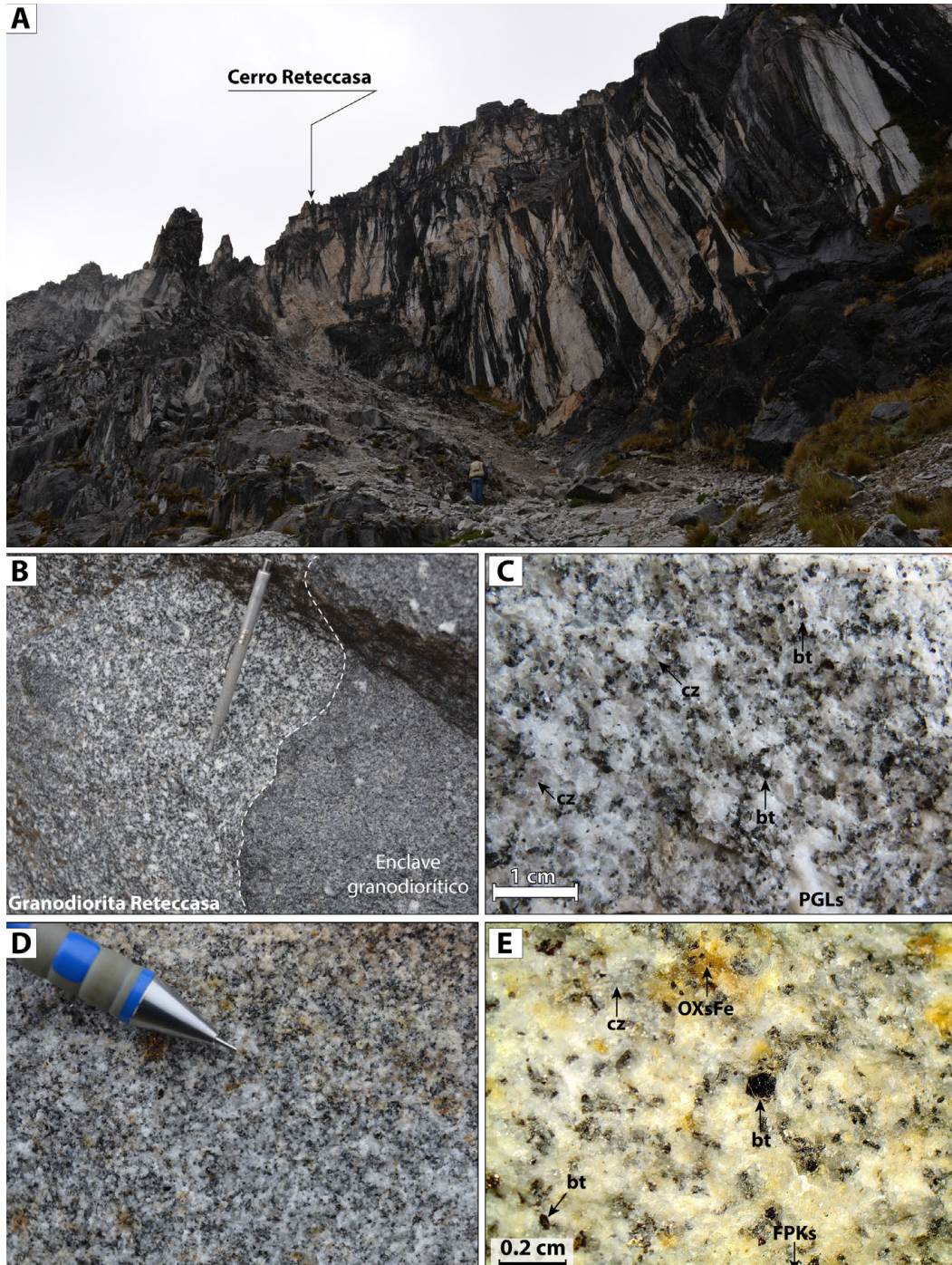


Figura 5.8 Granodioritas de la Suite Aricoma en el plutón Hatun Quico; A) vista de afloramientos moderadamente diaclasados en las cercanías del abra Reteccasa; B) vista detallada de afloramientos de granodioritas leucócratas con presencia de enclaves; C) vista de detalle de muestra de granodiorita, donde destacan las características texturales y los constituyentes minerales; D) vista de detalle de las granodioritas en el cerro Pasto Grande; E) vista bajo el estereoscopio de la muestra en D

Monzogranito

Se trata de la variedad litológica con mayor extensión dentro de la suite, tanto en los plutones de Aricoma como en Hatun Quico. Sus afloramientos cubren un 70 % del total de la masa ígnea. Dentro del plutón Aricoma, se pudo reconocer esta variedad litológica en los Nevados Aricoma Chico, Ipante y Ancayoc Cucho, así como en los cerros Colorado, Soropata Orjo, Achaparqui, Uyacha Pata, Corazón Loma, Tinajalane y Ascapunta. Por su parte, en Hatun Quico, los afloramientos pueden observarse en los cerros Nucchuyoc, Usanaco y Upispatajasa. También, se aprecian en los parajes de Cochamarca, Cumpacucho, Marcachea, a lo largo de la quebrada Japu Chico, la laguna Yanacocha y en algunos sectores de los ríos Rocomayo y Cusipata.

En Aricoma, se pueden reconocer monzogranitos con variadas granulometrías. Hacia las zonas de contacto, la granulometría es fina a media, mientras que, hacia el centro del cuerpo, el tamaño de grano es grueso. Como la diferencia de granulometría

es producto del cambio brusco de temperatura que experimenta el magma al interactuar con la roca caja, desde nuestro punto de vista, resulta conveniente caracterizar las granulometrías gruesas. La razón es que estas tuvieron el tiempo necesario para el desarrollo de cristales. Además, ejemplifican mejor los procesos que sucedían durante la cristalización y el enfriamiento del magma.

Los monzogranitos tienen un índice de color leucócrata y una textura granular hipidiomórfica de grano medio a grueso (figura 5.9). En algunas zonas, parece existir cierta deformación en los granitoides, por lo que pueden encontrarse algunos metamonzogranitos. Los constituyentes minerales son cuarzo (1.5 - 6 mm), subredondeado, plagioclasas (5 - 15 mm), con formas tabulares, feldespato potásico (4 - 24 mm) aislado, con inclusiones de biotita (textura poiquilítica). Los cristales de biotita (2 - 5 mm) se encuentra en forma de escamas, en algunos casos, bordeando a cristales de feldespato.

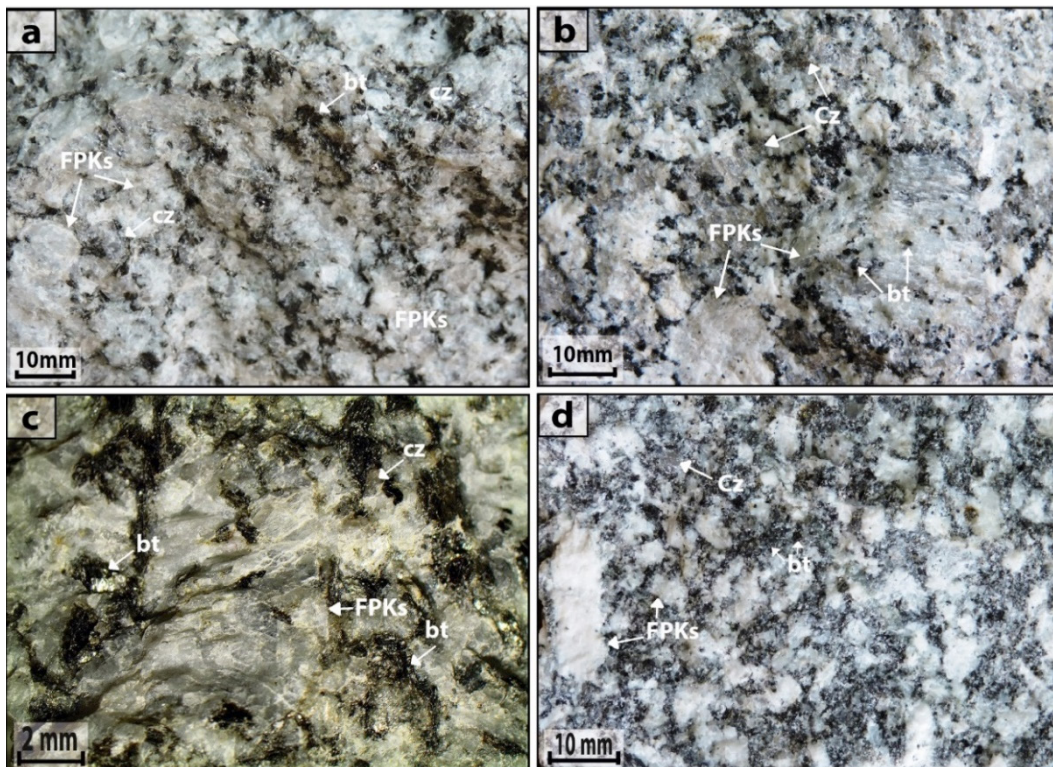


Figura 5.9 a y c) muestra de monzogranito tomada en la quebrada Parina y el cerro Pantioc, donde se observan cristales de feldespato potásico en formas alargadas y tabulares, cristales de cuarzo subredondeados y biotitas en forma de escamas en c; b y d) muestra de monzogranito tomado en el cerro Achaparqui, donde se aprecian cristales desarrollados de feldespato potásico con inclusiones de biotita (textura poiquilítica)

En el caso del plutón Hatun Quico, los monzogranitos presentan una variación granulométrica. En esta zona, esto se debe a que los intrusivos se encuentran en su parte apical, lo que se evidencia por los techos colgados de areniscas y los xenolitos de la misma litología. Los monzogranitos presentan una textura fanerítica inequigranular de grano grueso (figura 5.10)

y manifiestan eventuales cristales desarrollados (4 - 8 mm) de feldespato potásico (8 %). Mineralógicamente, está compuesta por cristales anhedrales de cuarzo (28 %), feldespato potásico anhedral a subhedral y prismático (33 %), plagioclasa subhedral de color blanco (27 %) y biotita subhedral en cúmulos (12 %).

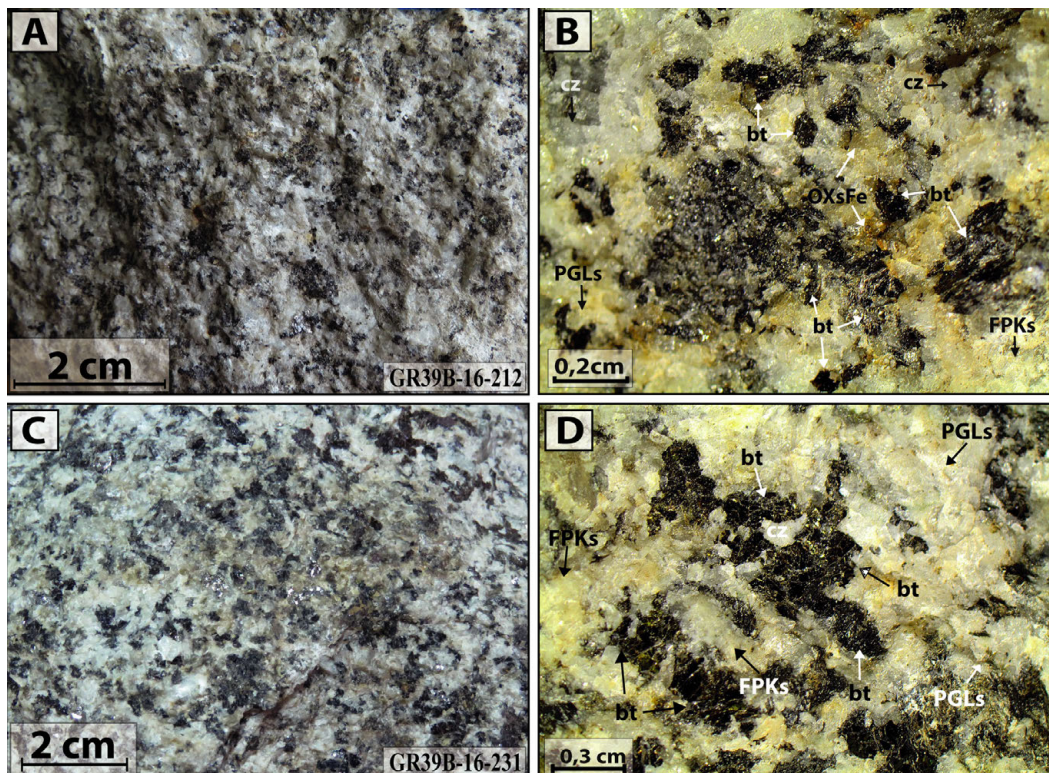


Figura 5.10 Muestras de monzogranito colectadas dentro del plutón Hatun Quico: A) monzogranito del sector de Cochamarca (hoja 2712), donde destacan su granulometría y su textura; B) vista bajo el estereoscopio de un sector de la muestra en A; C) vista de detalle de monzogranito del cerro Usanaco; D) vista de detalle al estereoscopio para resaltar los cúmulos de biotita

Sienogranito

Se considera como el espécimen rocoso que ocupa el segundo lugar en extensión. Se reconoció tanto en el plutón de Aricoma como en Hatun Quico. En el primer cuerpo ígneo mencionado, aflora en los cerros Mojinete, Tambillo y Uzumayu, así como en los parajes de Oscoroque, Silicucho, Carrizal, Pilcopampa, Mojinete, Saco, Luichio Cancha, Pacchapata, Calacruz, Jaico, Canaca Punca y Tarpata Orjo. También, se apreciaron sienogranitos en los alrededores de los cerros Uchuy Canchapata, Arapatico, Sororumi, Pahuilune y Yurac Cancha.

Macroscópicamente, se pudo determinar que se encuentran constituidos, sobre todo, por megacristales de feldespato potásico con tamaños de hasta 12 cm. Algunos exhiben textura

Rapakivi (figura 5.11a). Sin embargo, a menudo, se observa textura poiquilítica (figura 5.11b). También, destacan plagioclasas con tamaños de hasta 6.5 mm. Estas se presentan con formas prismáticas y con su macla polisintética característica. El cuarzo se manifiesta con tamaños de hasta 3 mm. Algunos aparecen subredondeados. Únicamente, los ferromagnesianos corresponden a cristales de biotita de tamaños menores a 3 mm. Estos se encuentran agrupados por sectores (figura 5.11c y figura 5.11d). Asimismo, se observa disseminación de pirita de manera débil.

En Hatun Quico, los mejores afloramientos de sienogranito se observaron desde la quebrada Llactanhuayjo (hoja 2713) hasta el cerro Nucchuyoc (Hoja 2712), en forma de un cinturón elongado de dirección NO-SE (aproximadamente N140). Dentro de la hoja

27t2, se pudieron reconocer sienogranitos en las zonas de Japu Grande, Laguna Tinke, Lequepata y Hatun Quico. Por su parte, en la hoja 27t3, los principales afloramientos se apreciaron en

el centro poblado de Hatun Quero, en el cerro Upispatajasa y en la quebrada Minasnioc, cerca de Marcachea.

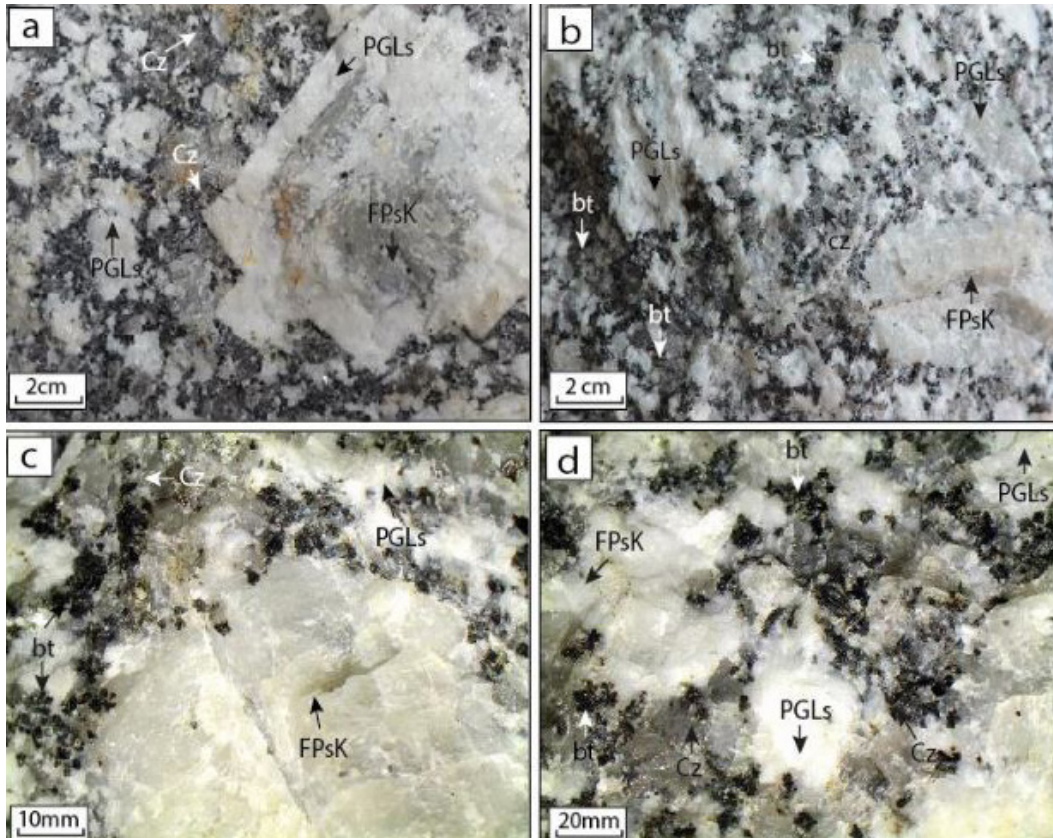


Figura 5.11 Sienogranitos dentro del plutón Aricoma; A) vista de detalle de la muestra GR39B-17-140, donde se exhibe un buen ejemplo de textura Rapakivi (halo de plagioclasa rodeando un cristal de feldespato potásico); B) vista detallada de la muestra GR39B-16-050, donde resaltan los megacristemas de feldespatos y plagioclasas; C) un sector de la muestra GR39B-16-057, donde se aprecia un cristal de feldespato potásico con macla de Carlsbad; D) vista de detalle de un campo de la muestra GR39B-17-133, donde se aprecian los hábitos cristalinos y sus relaciones texturales

En los alrededores de Racchi y Japu Grande, los afloramientos de esta variedad litológica se presentan de forma masiva, a manera de bloques esferoidales, levemente diaclasados. En estas rocas, la característica resaltante es su textura porfídica (figura 5.12B y figura 5.12D) con fenocristales desarrollados de feldespato potásico (figura 5.12A y figura 5.12C) poiquilítico y presencia de enclaves máficos.

Macroscópicamente, se observa una roca ígnea intrusiva compacta, con índice de color leucócrata, textura porfídica, con tamaño de grano que varía de medio a grueso. Bajo la lupa, se distinguen megacristemas de feldespato potásico (20 %) y plagioclasas (5 %) con textura poiquilítica, dentro de una matriz cristalina constituida por cristales de cuarzo (25 %), feldespatos potásicos (25 %), plagioclasas (15 %) y biotita (10 %), la que se presenta de forma aislada y a manera de cúmulos en algunos sectores.

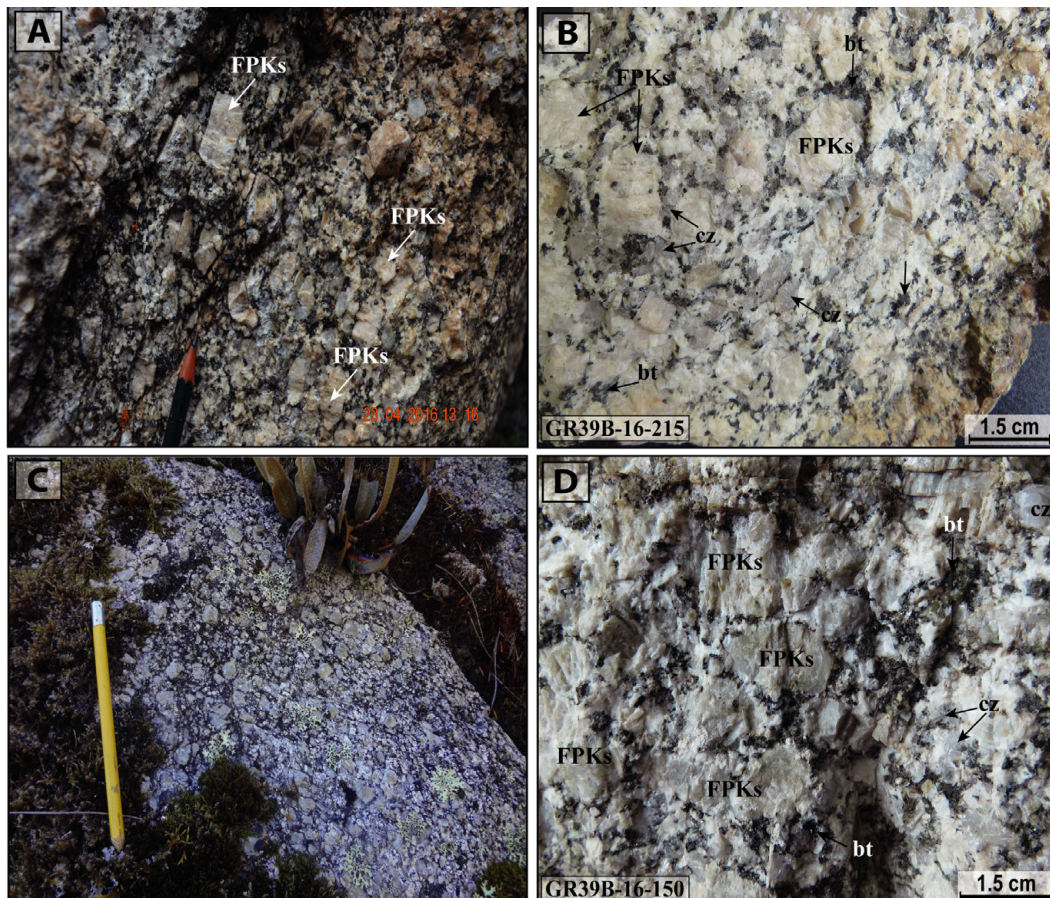


Figura 5.12 Sienogranitos en el plutón Hatun Quico; A) vista ampliada de afloramientos de sienogranito, donde resaltan el tamaño y el hábito de los cristales de feldespato; B) vista de detalle de la muestra en A, donde se aprecian las peculiaridades texturales, el hábito y el tamaño de los cristales de cuarzo, biotita y feldespato potásico; C) vista de afloramiento de sienogranitos en la zona de Hatun Queros, de manera similar a la figura A, donde resaltan los megacristales de feldespato potásico; D) vista de detalle macroscópico de los sienogranitos descritos en C

5.2.3 Petrografía

Se han identificado 3 litologías dentro de esta suite. En este apartado, se presentarán las características petrográficas por cada litología, con énfasis en sus características texturales. También, se realizó una exhaustiva caracterización de filosilicatos, la que se presentará en el capítulo VIII, granitoides y su relación con los recursos económicos.

Granodiorita

Para determinar las características de las granodioritas del sector de Aricoma, se sometió a estudio petrográfico la muestra GR39B-16-17. El resultado es que se trata de una roca ígnea plutónica de textura granular hipidiomórfica

(figura 5.13). Sus constituyentes minerales esenciales son plagioclasas (44 %), cuarzo (25 %) y feldespato potásico (17 %). En el caso de las plagioclasas, se muestran como cristales de formas subhedrales (0.8 mm - 7.2 mm) de hábitos prismáticos, con macla polisintética. En muchos casos, se encuentran zonados y con alteración débil a moderada de sericita y arcillas.

El cuarzo (0.3 mm - 6.3 mm) se aprecia a manera de cristales anhedral, microfracturados, que ocurren de manera intergranular; en algunos casos, exhiben inclusiones de apatito. Los cristales de feldespato potásico (0.4 mm - 2.3 mm) muestran formas subhedrales y anhedral, hábitos prismáticos con bordes irregulares, maclado tipo Carlsbad, y exsoluciones de plagioclasas con textura perfitica.

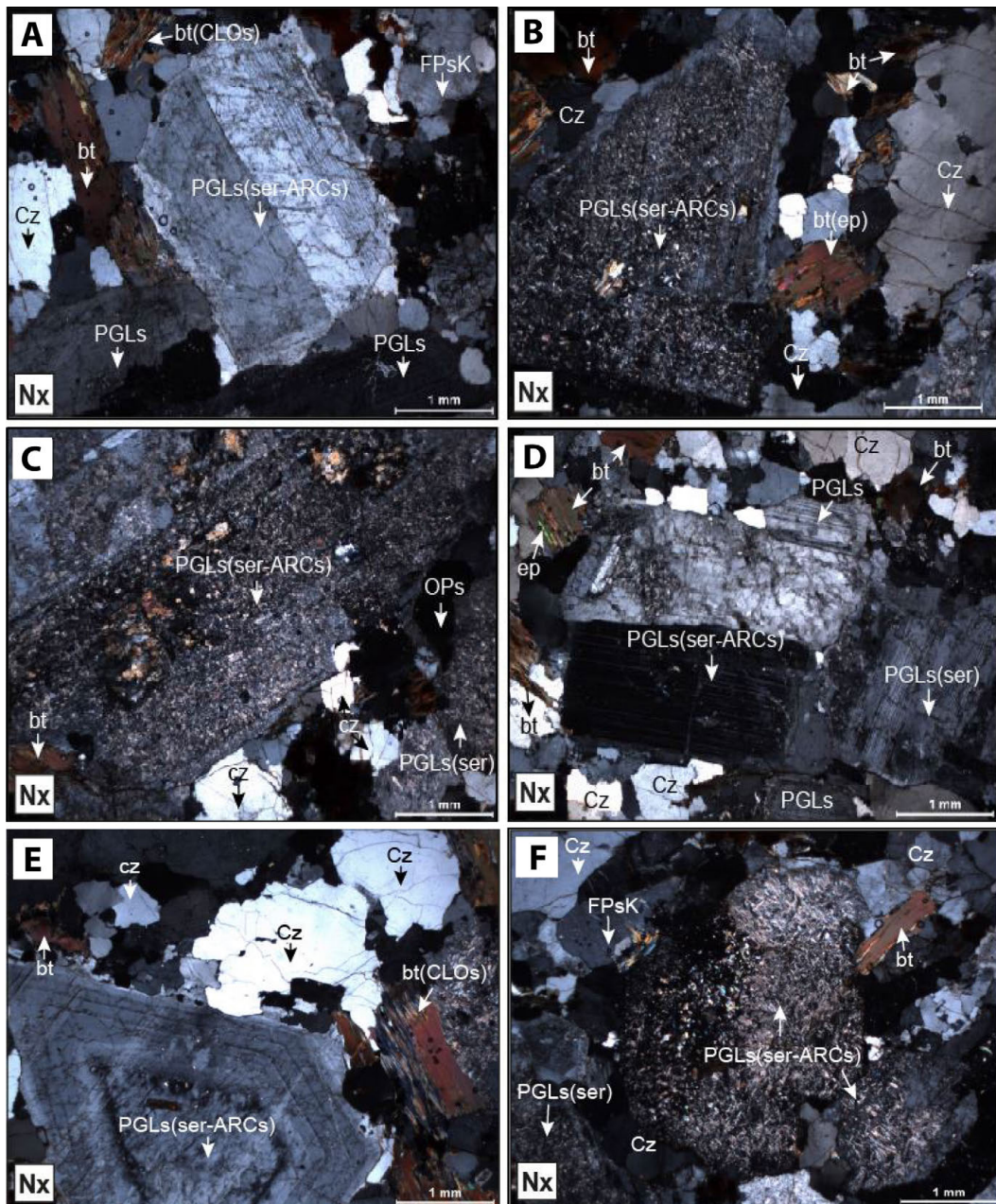


Figura 5.13 Granodioritas en el plutón Aricoma: A, B, C, D, E y F) plagioclasas, PGLs, con alteraciones de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); feldespatos potásicos, FPsk; biotita, bt, con alteración de cloritas, bt(CLOs); cuarzo, Cz

Los cristales secundarios son la biotita (12 %), el zircón (0.5 %), la esfena (0.5 %), la apatita (0.5 %) y los minerales opacos (0.5 %). Los filosilicatos (biotita) aparecen con formas subhedrales y anhedrales, tabulares con bordes irregulares, con inclusiones de zircón y apatito; algunas biotitas con inclusiones de esfena y alteración a cloritas criptocristalina. Los zircones (0.2 mm) revelan formas subhedrales y prismáticas, con bordes subangulosos. Estos minerales ocurren como inclusiones en cristales de biotita. La esfena (0.1 mm) se muestra como

agregados microcristalinos de formas anhedrales, a modo de inclusiones en biotita y asociada a clorita. Las apatitas (0.06 mm) ocurren como microcristales de formas subhedrales, prismáticos con bordes subredondeados, como inclusiones en cuarzo y biotita. Por su parte, los minerales opacos (0,08 mm) manifiestan formas anhedrales y se encuentran como diseminaciones en la muestra. Los minerales secundarios incluyen sericita, arcillas y clorita.

Para el caso de Hatun Quico, se estudiaron las muestras GR39B-16-200 (figura 5.14A y figura 5.14B), GR39B-16-206 (figura 5.14C y figura 5.14D) y GR39B-16-242 (figura 5.14E y figura 5.14F). En este escenario, la primera fue colectada en las cercanías del abra Reteccasa y las 2 restantes corresponden a las granodioritas del cerro Pasto Grande. En el caso de la primera muestra, el estudio microscópico reveló que se trata de una roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica, constituida por cristales anhedral y subhedral de feldespato potásico (2.3 - 9.6 mm) con textura poiquilítica y peritítica (25 %), cristales zonados de plagioclasa (0.5 - 4.6 mm) de formas subhedral, prismáticos (40 %), con macla

polisintética, y alteración de sericita y arcillas. El cuarzo (20 %) se presenta de forma anhedral y microfracturado (0.4 - 2.9 mm) con inclusiones de zircón. El mineral ferromagnésico es la biotita (5 %). Sus cristales (0.2 - 2 mm) poseen forma subhedral, tabular, con inclusiones de zircón y apatito, y alteración incipiente de cloritas en dirección de sus planos de exfoliación. Los minerales opacos (2 %) ocurren con formas anhedral (≤ 0.2 mm), diseminados en la muestra. La apatita y el zircón ocurren, en ambos casos, con tamaños ≤ 0.08 mm y ocupan un 1 % de composición modal, individualmente. Por su parte, la esfena ocurre a niveles traza. Como minerales secundarios, ocurren arcillas (3 %), sericita (2 %) y clorita (1 %).

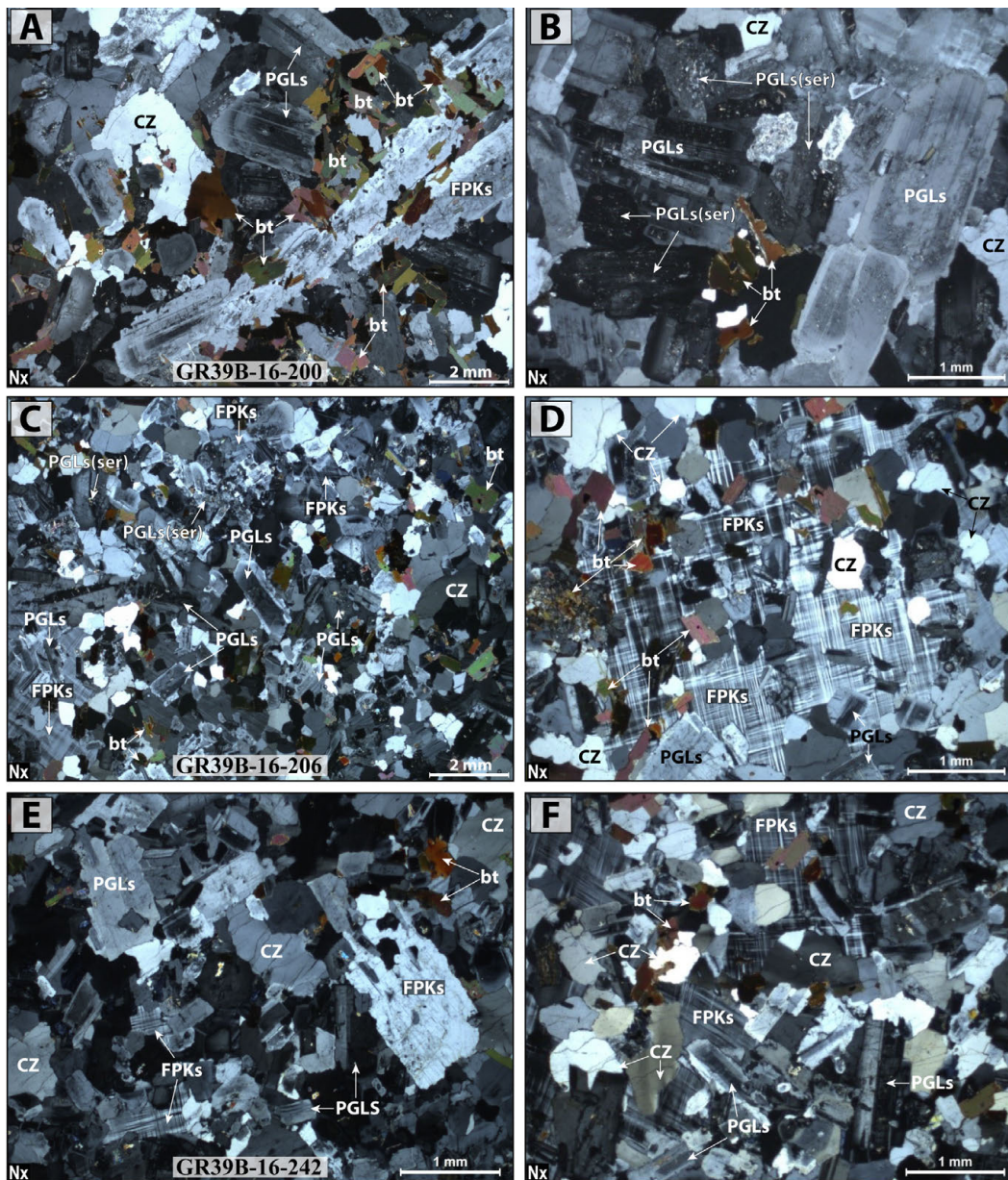


Figura 5.14 Petrografía de las granodioritas de Hatun Quico; A, B, C, D, E y F) feldespatos potásicos, FPKs; plagioclasas, PGLs; plagioclasas con alteración a sericita, PGLs(ser); cuarzo, cz; y biotita, bt

Luego de someter a estudios microscópicos a las muestras colectadas en el cerro Pasto Grande, se concluyó que se trata de una roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica. Como constituyentes principales se presentan cristales subhedrales, prismáticos, con macla polisintética y, en algunos casos, zonados de plagioclasas (42 %) con alteración de arcillas y sericita. También aparecen feldespatos potásicos anhedrales a subhedrales (23 %), con bordes irregulares e inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita (textura poiquilitica). Asimismo, destaca el cuarzo (20 %) que se presenta como cristales anhedrales, microfracturados y, en ocasiones, con inclusiones de biotita. El mineral ferromagnesiano es la biotita, que se presenta como cristales anhedrales y subhedrales, tabulares, con inclusiones de zircón, apatito y alteración de cloritas. Además, se observa diseminación de minerales opacos.

Monzogranito

Como ya se mencionó, esta variedad litológica es la más extensa. En Aricoma, los monzogranitos presentan una textura granular hipidiomórfica. Sus constituyentes esenciales son la plagioclasa (32 %), el feldespato potásico (29 %) y el cuarzo (25 %). Además, los accesorios son la biotita (12 %), los minerales opacos (1 %), el zircón (0.5 %) y la apatita (0.5 %). Las plagioclasas se observaron como cristales de formas subhedrales y prismáticas (2 mm - 8 mm), con su macla polisintética típica. Algunos ejemplares aparecen zonados y con alteración débil a arcillas y sericita. Los feldespatos potásicos se exhiben como cristales con formas subhedrales y anhedrales, con bordes irregulares (1.6 mm - 7 mm), con macla de Carlsbad. Asimismo, se reconocieron inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasa, que forman textura poiquilitica, así como exsoluciones de plagioclasa formando textura perfitica. También, se reconoció una débil alteración a arcillas.

El cuarzo se aprecia con formas anhedrales y bordes irregulares (1.2 mm - 4 mm), microfracturados, con extensión recta a ondulante; en algunos casos, con inclusiones de apatita. Las biotitas se observaron con formas subhedrales y tabulares (0.6 mm - 3 mm), con inclusiones de zircón, apatita y rutilo. También, manifiestan eventuales cristales de zinwaldita (mica litífera) y alteración a clorita. Los minerales opacos presentan

formas subhedrales y anhedrales (≤ 0.4 mm), diseminados en toda la muestra. Los zircones evidencian tamaños de hasta 0,06 mm, con formas subhedrales, prismáticas y con bordes subangulosos. Ocurren como inclusiones en cristales de biotita. Los apatitos subhedrales prismáticos poseen bordes subredondeados (0,05 mm), y se encuentran incluidos en cuarzo y biotita (figura 5.15). Asimismo, la mineralogía secundaria comprende clorita, sericita y arcillas.

En Hatun Quico, los monzogranitos son la litología con mayor presencia dentro del cuerpo intrusivo. Las muestras estudiadas en esta variedad (GR39B-16-212 y GR49B-16-113) indican que se trata de una roca intrusiva con textura granular hipidiomórfica (figura 5.16). Los constituyentes esenciales son el cuarzo (23 % - 25 %), el feldespato potásico (28 % - 33 %) y la plagioclasa (27 % - 37 %). Como elementos accesorios, se reconocieron la biotita (4 % - 5 %), los opacos (2 %), la apatita (1 % - 2 %) y los zircones (trazas). En la primera muestra, se detectaron anfíboles a nivel traza. Por su parte, en la segunda, aparecen cristales de rutilo, también a niveles traza.

Esencialmente, las plagioclasas se presentan como cristales (0.2 mm - 4.6 mm) subhedrales, prismáticos con macla polisintética y zonados en algunos casos, con alteración incipiente de arcillas y sericita. Los feldespatos exhiben textura perfitica, a manera de cristales subhedrales y anhedrales (0.6 mm - 6.7 mm), microfracturados, con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita, así como de exsoluciones de cuarzo en los bordes. En algunos sectores (muestra GR49B-16-113), se detectó la especie *Microclina*. El cuarzo (23 %) se manifiesta entre los intersticios, con forma anhedral (0.1 mm - 1.67 mm), con bordes irregulares, microfracturados, e inclusiones de apatito y zircón.

La biotita (4 %) es el mineral ferromagnesiano preponderante en este espécimen rocoso. Se presenta como cristales (0.13 mm - 0.3 mm) subhedrales, tabulares con inclusiones de zircón y apatito; en algunos sectores, como cúmulos junto con plagioclasa (figura 5.16C), con tamaños ≤ 0.3 mm. Por su parte, los minerales opacos (2 %) ocurren diseminados, con tamaños ≤ 0.5 mm.

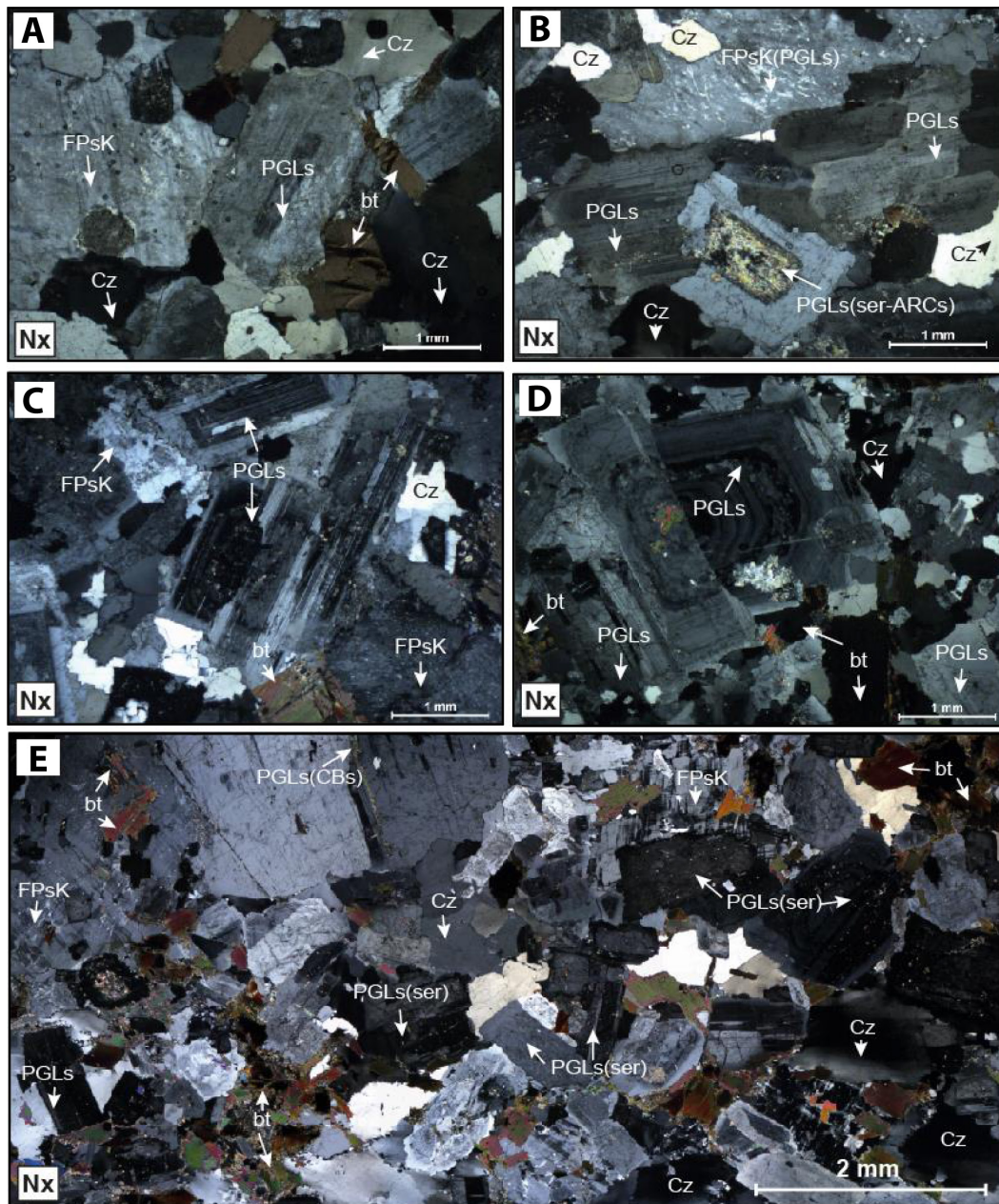


Figura 5.15 Fotomicrografías Nx de muestra de monzogranito en el plutón Aricoma; A, B, C, D y E) cristales de plagioclasas con maclas polisintéticas, PGLs; plagioclasas con alteración incipiente de sericita, PGLs(ser); plagioclasas con alteración de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); feldespatos potásicos con textura peritítica, FPsK; feldespatos potásicos con exsoluciones de plagioclasas, FPsK(PGLs); cuarzo intergranular, cz; y biotita con inclusiones de zircón, bt

Sienogranito

En la zona de Aricoma, este espécimen litológico se aprecia al microscopio como una roca ígnea plutónica de textura granular hipidiomórfica, compuesta por cristales de feldespatos potásico (38 %), cuarzo (28 %) y plagioclasas (20 %), como minerales esenciales. Respecto a los minerales accesorios, abarcan la biotita (12 %), el zircón (1 %), la apatita (0.7 %) y los minerales

opacos (0.3 %). Por su parte, los minerales secundarios son la sericita, la clorita y las arcillas.

Los feldespatos potásicos (3 mm - 80 mm) se manifiestan como cristales subhedrales, prismáticos; con macla de Carlsbad y texturas especiales poiquilitica (inclusiones de plagioclasas, cuarzo y biotita) y peritítica (exsoluciones de plagioclasas en forma de venas), como alteración; así como arcillas

(débilmente). El cuarzo se presenta con formas anhedrales (1 mm - 4 mm), microfracturadas; con extinción ondulante a recta e inclusiones de cristales de biotita. Las plagioclasas exhiben

formas subhedrales prismáticas (1.2 mm - 8.4 mm), con macla polisintética, zonación e inclusiones de biotita. Asimismo, revelan alteración de arcillas y sericita en los bordes de los cristales.

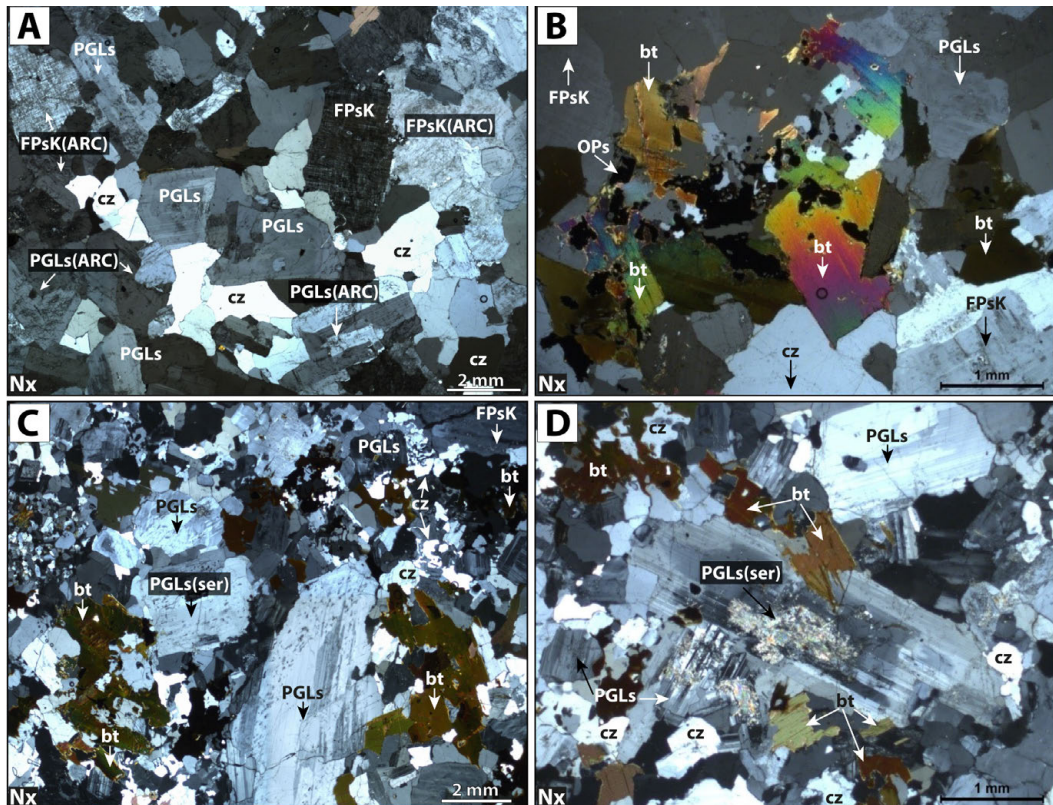


Figura 5.16 Fotomicrografía Nx de monzogranitos Hatun Quico; A, B, C y D) feldespatos potásicos con textura peritica, FPsK; feldespatos alterados incipientemente a arcillas, FPsK(ARC); plagioclasas con macla polisintética, PGLs; plagioclasas alteradas a arcillas, PGLs(ARC); plagioclasas alteradas a sericita, PGLs(ser); cuarzo intergranular, cz; y biotita, bt

Los cristales de biotita (0.4 mm - 3 mm) tienen formas subhedrales y anhedrales. También, se reconocen formas tabulares con bordes irregulares y con inclusiones de zircón y apatito. Su alteración es incipiente de clorita. El zircón (0.32 mm) aparece con formas subhedrales, prismáticos con bordes subangulosos a subredondeados. Algunos presentan halo metamórfico y ocurren como inclusiones en cristales de biotita. En estas rocas, el apatito es subhedral, y prismático con bordes subredondeados (= 0.2 mm). Se encuentran como inclusiones

en cuarzo y biotita. Los minerales opacos (= 0.02 mm) aparecen como inclusiones en cristales de biotita (figura 5.17).

Las características petrográficas observadas para los sienogranitos de Hatun Quico revelaron que las rocas presentan una **textura granular hipidiomórfica** (figura 5.18). Además, se constituyen de cristales de feldespato potásico (46 % - 49 %), cuarzo (20 % - 23 %), plagioclasa (20 % - 22 %), biotita (3 %), apatita (hasta 1 %) y zircón (trazas). Asimismo, los minerales de alteración son arcillas (2 % - 3 %), sericita (1 % - 2 %), clorita (1 %) y óxidos de hierro (trazas).

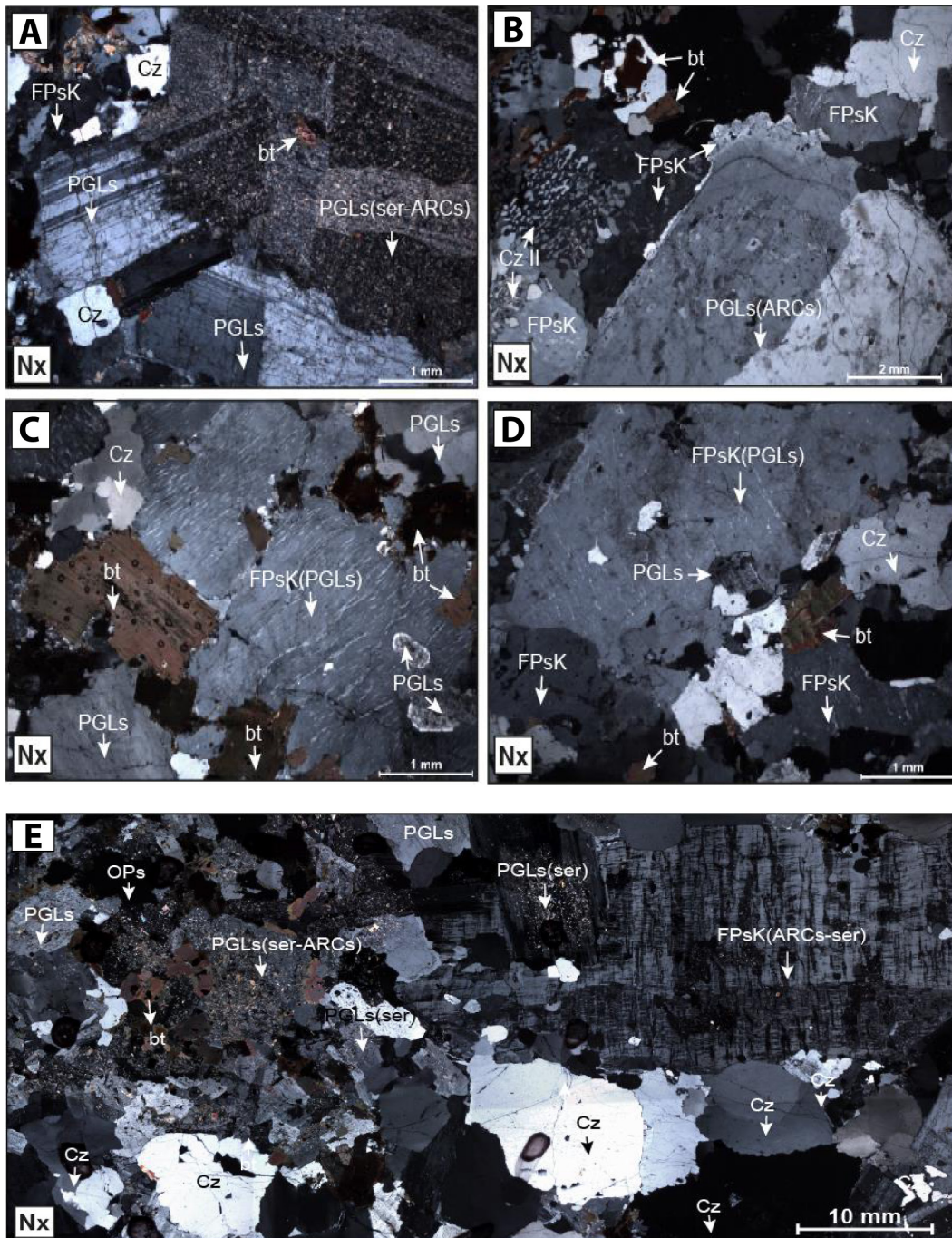


Figura 5.17 Fotomicrografías Nx; A) plagioclasas, PGLs; con alteración moderada de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); feldspatos potásicos, FPsK; biotita, bt; y cuarzo intergranular, Cz; B) plagioclasas con alteración incipiente de arcillas, PGLs(ARCs); feldspatos potásicos peritíticos, FPsK; cuarzo intergranular, Cz; biotita, bt; y exsoluciones de cuarzo secundario, Cz II; C y D) feldspatos potásicos, FPsK; con exsoluciones de plagioclasas, FPsK(PGLs); plagioclasas con macla polisintética, PGLs; cuarzo intergranular, Cz; y cristales de biotita, bt; E) plagioclasas con alteración moderada de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); plagioclasas, PGLs; con alteración de débil de sericita, PGLs(ser); feldspatos potásicos peritíticos con alteración de arcillas y sericita, FPsK(ARCs-ser); cuarzo intergranular, Cz; y minerales opacos diseminados, OPs

El feldespato potásico se observó como cristales subhedrales, prismáticos (1.4 mm - 11.6mm), maclados según Carlsbad, con inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasas (textura poiquilitica). También, se aprecian exsoluciones de plagioclasas en forma de cordones que generan textura pertítica. El cuarzo se observó como cristales de formas anhedralas, microfracturados, con bordes irregulares (0.6 mm - 6.7 mm) e inclusiones de biotita y apatita. Las plagioclasas exhiben forma subhedral y prismática (0.8 mm - 9.2 mm), con zonamiento y macla típica polisintética. En algunos casos, destacan con inclusiones de biotita, y alteración a sericita.

Los accesorios comprenden biotita, apatita y zircón. La biotita se muestra como cristales (0.6 mm - 1.5 mm) de formas subhedrales, prismáticos, tabulares y algunos flexionados, con alteración a clorita, impregnaciones de óxidos de hierro (en dirección de planos de exfoliación) e inclusiones de zircón y apatita. Muy eventualmente, se reconocieron anfíboles (hasta 2%) subhedrales prismáticos (0.2 mm - 1.9 mm). Los accesorios de menor proporción corresponden a cristales de zircón (≤ 0.06), apatita (≤ 0.2) y esfena (≤ 0.1) a niveles traza, como inclusiones en cristales de cuarzo y biotita.

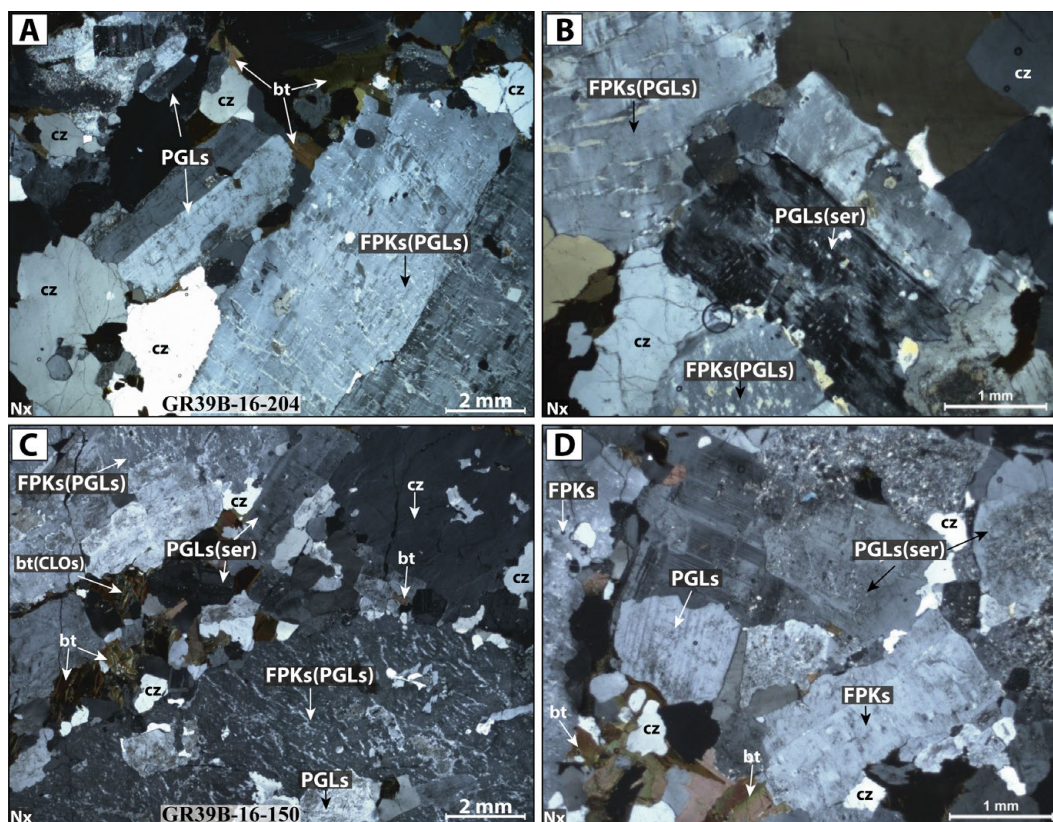


Figura 5.18 Fotomicrografía Nx de Sienogranitos Hatun Quico; A, B, C y D) feldespatos potásicos con textura pertítica, FPKs; feldespatos potásicos con exsoluciones de plagioclasa, FPKs(PGLs); plagioclasas con macla polisintética, PGLs; plagioclasas alteradas a sericita, PGLs(ser); cuarzo intergranular, cz; y biotita, bt

Conclusión del acápite petrográfico

Si el lector realizó una lectura detallada de cada resumen petrográfico, es decir, si revisó las características de cada espécimen litológico, concluirá que la semejanza entre las 3 litologías presentadas consiste en que los feldespatos potásicos exhiben una textura pertítica. Una pertita es el resultado de un proceso de exsolución o desmezcla. Para ser más explícitos, es posible decir que una pertita es el resultado de la transformación de 1 feldespato alcalino potásico en 2 minerales que podrían ser 1 feldespato potásico y 1 sódico o cálcico (plagioclasa). De

esta manera, el minoritario, en este caso la plagioclasa, aparece creciendo en el interior del mayoritario. Este proceso ocurre por procesos de cambio en las condiciones de temperatura.

Por otro lado, se expuso la presencia de feldespato potásico de la especie Microclina. Esto indicaría que las rocas tuvieron mucho tiempo para su enfriamiento. Por ende, podrían experimentar procesos de fraccionación que podrían distinguirlas de las demás suites, lo que se profundizará en el capítulo VI, denominado geoquímica de las suites.

5.2.4 Relación de contacto

Existen muchos parajes donde se pudieron observar las relaciones de contacto de las diferentes intrusiones. En Hatun Quico, se reconocieron 2 variedades de granodiorita (Soberon et al., 2021b). La más antigua corresponde a una granodiorita mesócrata con anfíbol. Por su mineralogía, no podría corresponder a la Suite Aricoma, dado que el único ferromagnesiano en esta suite es la biotita. La segunda especie es una granodiorita leucócrata, una variedad típica de la suite. Un ejemplo de sus relaciones de contacto se evidenció en el cerro Pasto Grande, donde las granodioritas intruyen a las pizarras del

Grupo San José del Ordovícico inferior-medio. Por otro lado, las relaciones de contacto entre ambas variedades de granodiorita se identificaron a lo largo de la carretera hacia Japu Grande, donde se apreciaron xenolitos de la variedad mesócrata dentro de su par leucócrata (figura 5.19A, figura 5.19B, figura 5.19C y figura 5.19D). Por esta razón, se infiere una edad más antigua que el Triásico medio-superior. Asimismo, se identificaron xenolitos dioríticos dentro de las granodioritas (figura 5.19E y figura 5.19F). De esto se infiere un magmatismo diorítico anterior a la suite propuesta. Quizá son coetáneas con los dioritoides de la Suite Turamarca (Triásico inferior-medio).

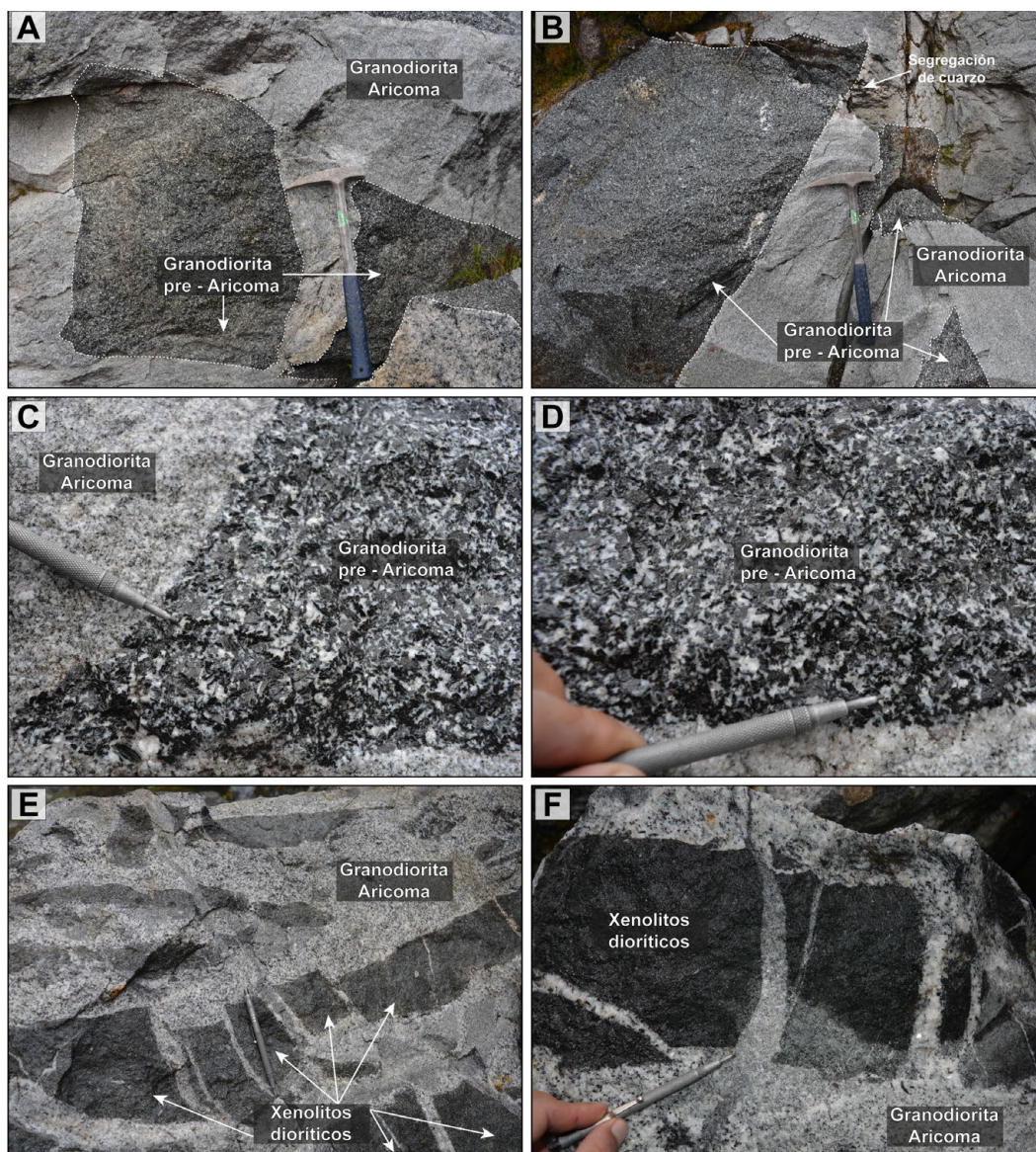


Figura 5.19 Relaciones de contacto de las granodioritas de la Suite Aricoma; imágenes tomadas a lo largo de la carretera Marcapata-Japu; A y B) vista de detalle de xenolitos mesócratas dentro de las granodioritas; C y D) vista de detalle de los contactos de los xenolitos mostrados en A y B, donde destaca el contacto definido y la incompatibilidad de los minerales de una litología a otra; E) vista de detalles de xenolitos dioríticos (¿Suite Turamarca?) dentro de las granodioritas; F) vista ampliada y detallada de la relación de corte de las dioritas

En el plutón Aricoma, los afloramientos de granodiorita son restringidos. Además, únicamente, su contacto es con rocas intrusivas. Tica (2020) sostiene que es la litología más antigua y que es cortada por los especímenes graníticos. Los monzogranitos se encuentran emplazados dentro de las secuencias sedimentarias del Grupo San José y la Formación Sandía, ambas unidades del Ordovícico. Dentro de este plutón, los contactos son irregulares (figura 5.20A) y la relación de

corte se definió por el halo metamórfico desarrollado en las rocas sedimentarias. Por el contrario, en Hatun Quico, se ubicaron zonas con grandes xenolitos de areniscas dentro de los monzogranitos (figura 5.20B y figura 5.20C). Asimismo, en las cercanías de Marcapata, se reconocieron zonas de apófisis dentro de las areniscas ordovícicas de la Formación Sandía (figura 5.20D y figura 5.20E).

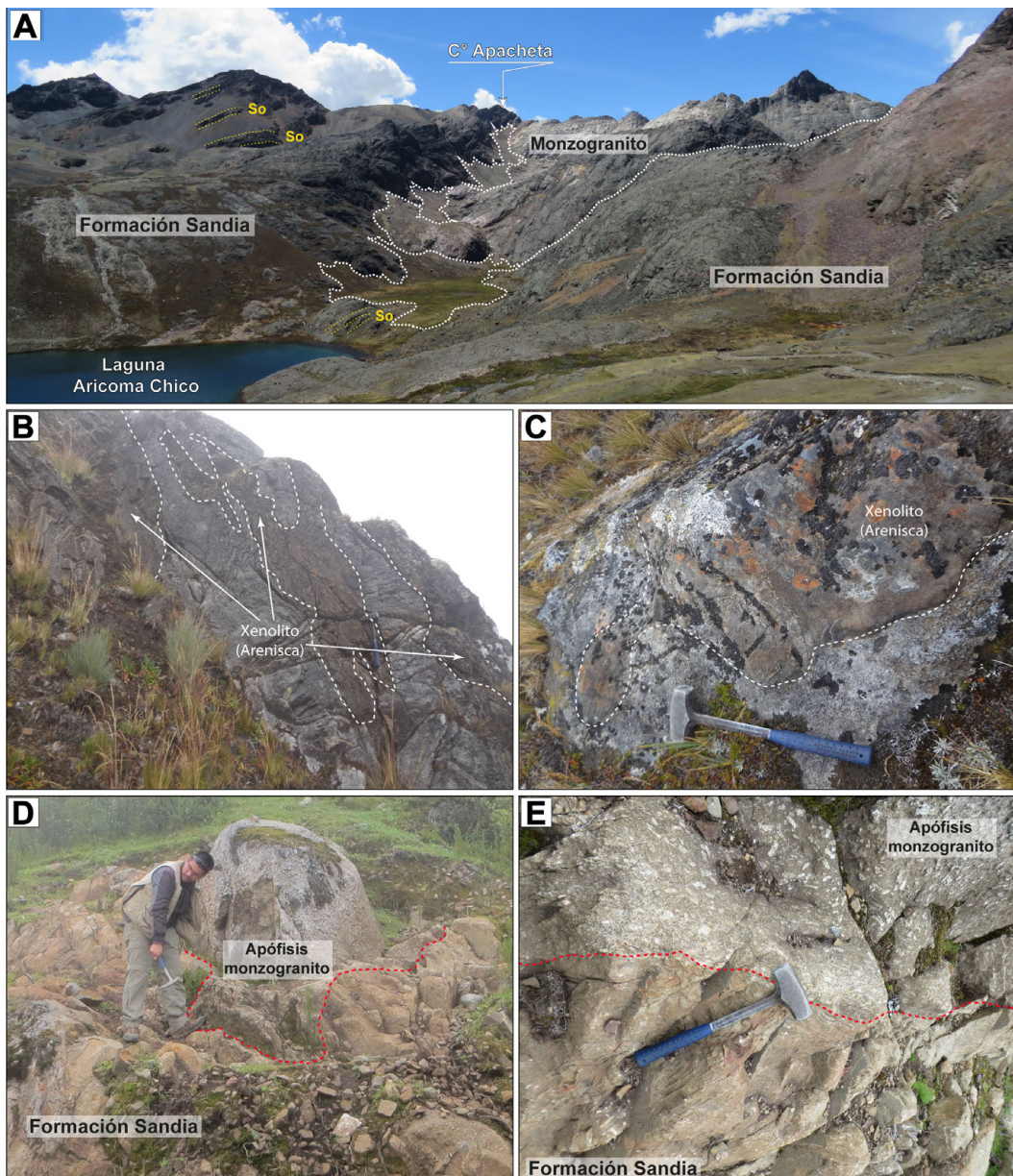


Figura 5.20 Relaciones de contacto de los monzogranitos de la Suite Aricoma; A) vista panorámica del contacto entre monzogranito y la Formación Sandía; vista tomada en las inmediaciones de la laguna Aricoma Chico; B y C) vista de detalle de xenolitos de arenisca (Formación Sandía), dentro de monzogranito; las imágenes se tomaron en el cerro Usanacorjo; D) vista general de afloramiento de monzogranito cortando a las areniscas Sandía a manera de apófisis; E) vista de detalle de una pequeña zona de la figura D, cuya línea discontinua en rojo marca la zona de contacto entre monzogranitos y arenisca; D y E) son tomas hechas en el cerro Pantioc (hoja 28u4)

Finalmente, la relación entre las rocas graníticas sugiere diferencias temporales en el emplazamiento. En el plutón de Aricoma, es posible mencionar que los contactos entre las variedades graníticas parecen transicionales, dado que no se encontró un contacto neto, sino un incremento paulatino en el contenido de feldespato potásico (figura 5.21A). En Hatun Quico,

la situación parece similar en algunas zonas (figura 5.21B). Sin embargo, en las inmediaciones al poblado homónimo al cuerpo ígneo, se identificó una delgada banda de hornfels en la zona de contacto entre ambas litologías (figura 5.21C). De este modo, sugiere un metamorfismo de contacto en el monzogranito y, por ende, una edad más antigua que el sienogranito.

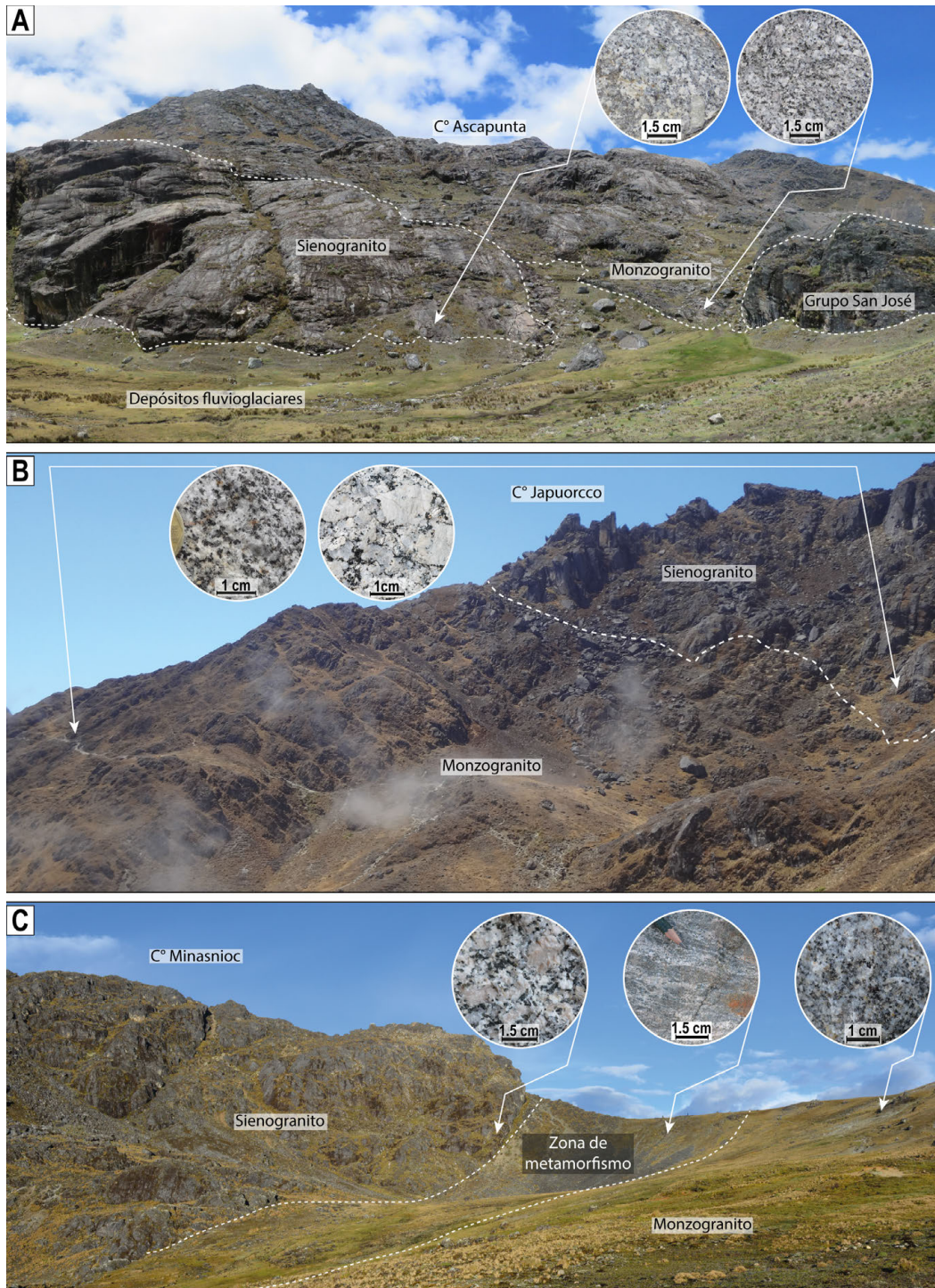


Figura 5.21 Relaciones de contacto entre especímenes graníticos: A) vista panorámica de la zona de contacto de monzogranitos con el Grupo San José y con sienogranitos dentro del plutón Aricoma; B) zona de contacto progresivo entre monzogranitos y sienogranitos a lo largo del camino Yanaruma-Cumpacucho (hoja 27t); C) zona de contacto, exhibiendo zona metamórfica entre monzogranito y sienogranito (hoja 27t)

5.2.5 Edad

La edad de la suite fue definida con geocronología U/Pb sobre zircones. En este proceso, se ejecutaron 6 análisis radiométricos: 3 dentro del plutón Hatun Quico y 3 dentro de Aricoma (figura 5.22). Asimismo, los estudios de fechamiento geológico dentro del plutón Hatun Quico fueron realizados por el Servicio Geológico Chino (CGS), en el marco del convenio de cooperación con el INGEMMET. Estos comprenden análisis U-Pb sobre zircones mediante la técnica LA-ICP-MS.

De la recopilación bibliográfica, únicamente se conocía la edad de las granodioritas leucócratas, la misma que está publicada en el trabajo de Reitsma (2012) y que atribuye a esta variedad

litológica una edad de 235.1 ± 1.8 Ma. La variedad monzogranito dentro del plutón Hatun Quico fue datada en 239.1 ± 3.4 Ma y 238.6 ± 1.3 Ma (comunicación oral con CGS). Por su parte, en el plutón Aricoma, las dataciones se ejecutaron mediante el equipo SHRIMP. Así, se obtuvieron edades de 235.1 ± 1.1 Ma y 230.1 ± 1.1 Ma. para la misma especie litológica. Por otro lado, el sienogranito en Hatun Quico se analizó con LA-ICP-MS. De este modo, se obtuvo una edad de 237.6 ± 1.6 Ma. De todas las edades expuestas, se concluye que existe contemporaneidad entre las diferentes variedades litológicas. Por ello, la edad de la Suite Aricoma se sitúa en el límite del Triásico medio y la base del Triásico superior. Asimismo, se le asigna el rango de edad 240 – 230 Ma.

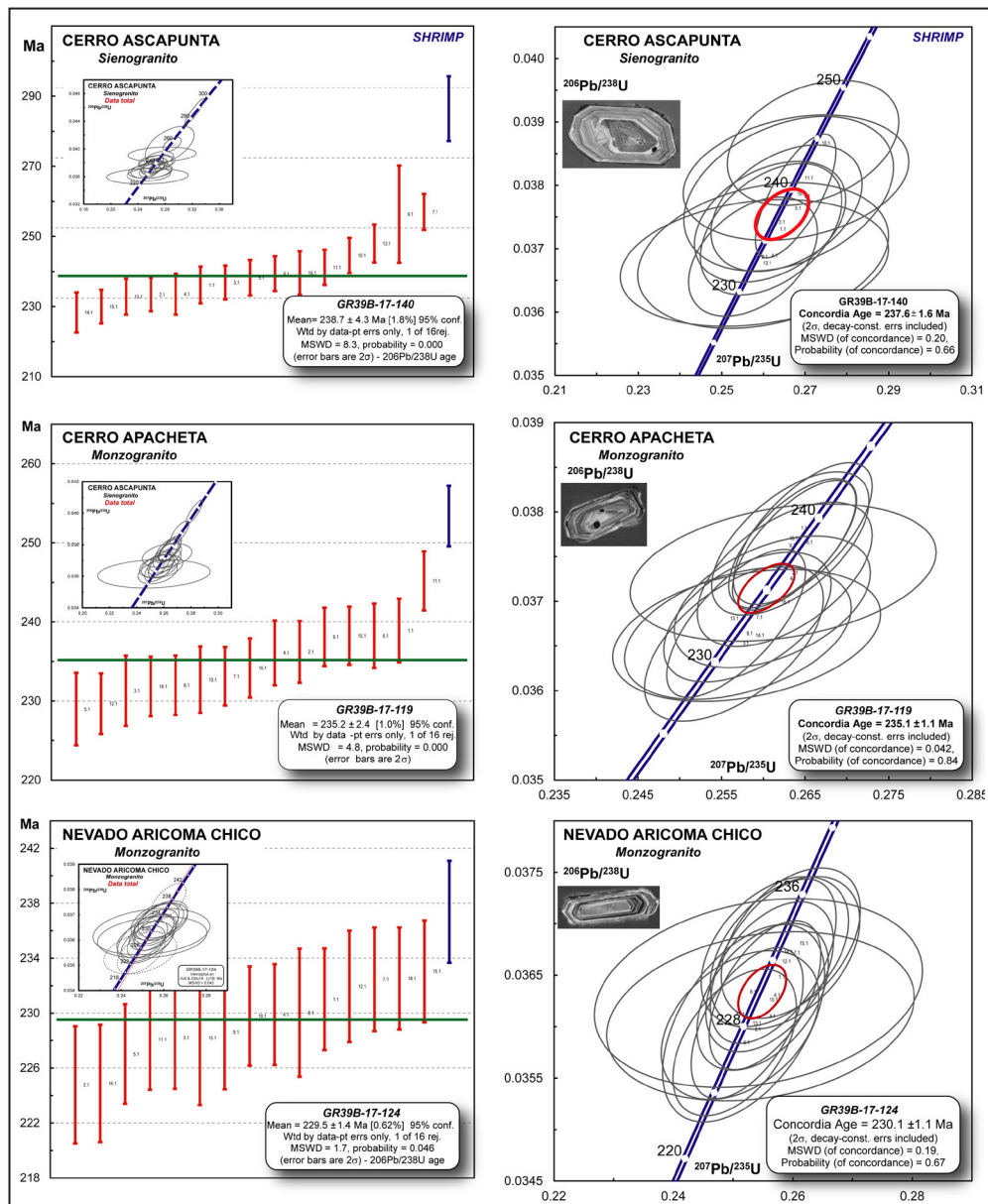


Figura 5.22 Diagramas de edades promedio y de concordia para muestras de la Suite Aricoma (plutón Aricoma): hacia la izquierda, los diagramas de edad promedio (average age); y a la derecha, los diagramas de edades de concordia (concordia age)

5.3 SUITE LIMBANI

De manera similar a la Suite Aricoma, inicialmente, fue nombrada como Batolito de Limbani por Laubacher (1977). Más tarde, fue conocida como Unidad Limbani (Soberón et al., 2017). En este trabajo, se le denomina Suite Limbani. En conjunto, sus afloramientos se manifiestan como un cuerpo elongado de dirección NO-SE. Así, abarca parte de los cuadrángulos de

Esquena (28x) y Limbani (29x). En el segundo, se observa una mayor extensión. Los afloramientos característicos pueden ser observados entre los sectores de Cahuichana, Huancasarani, Cusquibamba y cerro Riticocha. Sin embargo, los afloramientos más accesibles se encuentran a lo largo de la carretera Crucero-Limbani, en los tramos paralelos al río Huancasarani (figura 5.23).

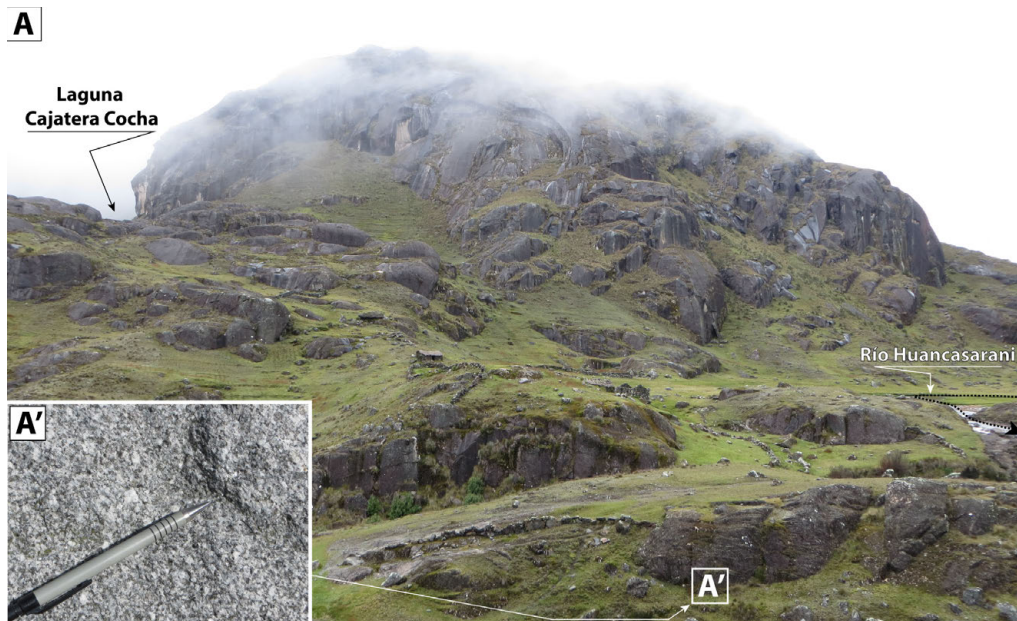


Figura 5.23 A) vista panorámica de afloramientos de la Suite Limbani en el río Huancasarani, donde destaca la meteorización esferoidal y el grado de diaclasamiento leve a moderado; A') una vista de detalle de una muestra extraída de uno de los afloramientos remarcados en A

5.3.1 Aspectos macroscópicos

En las imágenes satelitales, con facilidad, se distingue la tendencia paralela de su fracturamiento. Este sigue una dirección NNO-SSE a N-S y forma un ángulo agudo ($\sim 35^\circ$) con las estructuras geológicas que controlan su contacto occidental.

Litológicamente, se reconocieron monzogranitos en sectores con variaciones locales a sienogranitos. Sin embargo, se apreciaron algunas muestras con aparente metamorfismo que podrían denominarse como metagranitos. Las rocas son de color gris blanquecino, lo que se correlaciona con su índice de color leucocrático. Macroscópicamente, se le reconoció una textura fanerítica e inequigranular de grano medio a grueso (figura 5.24). Se constituye de cristales de cuarzo (3 mm), redondeados y agrupados en algunos sectores. El feldespato potásico (0.5 - 1.5 cm) presenta formas tabulares y aisladas en sectores de las muestras. Las plagioclasas (< 4 mm) se manifiestan con formas

irregulares, pero, eventualmente, se pueden observar cristales tabulares. La biotita (< 2 mm) aparece a manera de cristales en forma de escamas y se observan en forma hexagonal en algunos sectores. También, se reconocen anfíboles (< 2 mm), en forma tabular muy aisladamente.

5.3.2 Petrografía

En términos macroscópicos, se identificó la variedad monzogranito. Además, por algunos patrones texturales, se sospechaba que estos se encuentren levemente metamorfoseados. Un total de 7 muestras se sometieron a estudio bajo el microscopio de polarización (ver en anexos). De este modo, resulta que todas las muestras presentan un grado metamórfico que las catalogan como metamonzogranitos. De acuerdo con sus características texturales, se podrían definir 2 grupos: el primero exhibe una textura hipidiomórfica y el segundo presenta textura granoblástica.

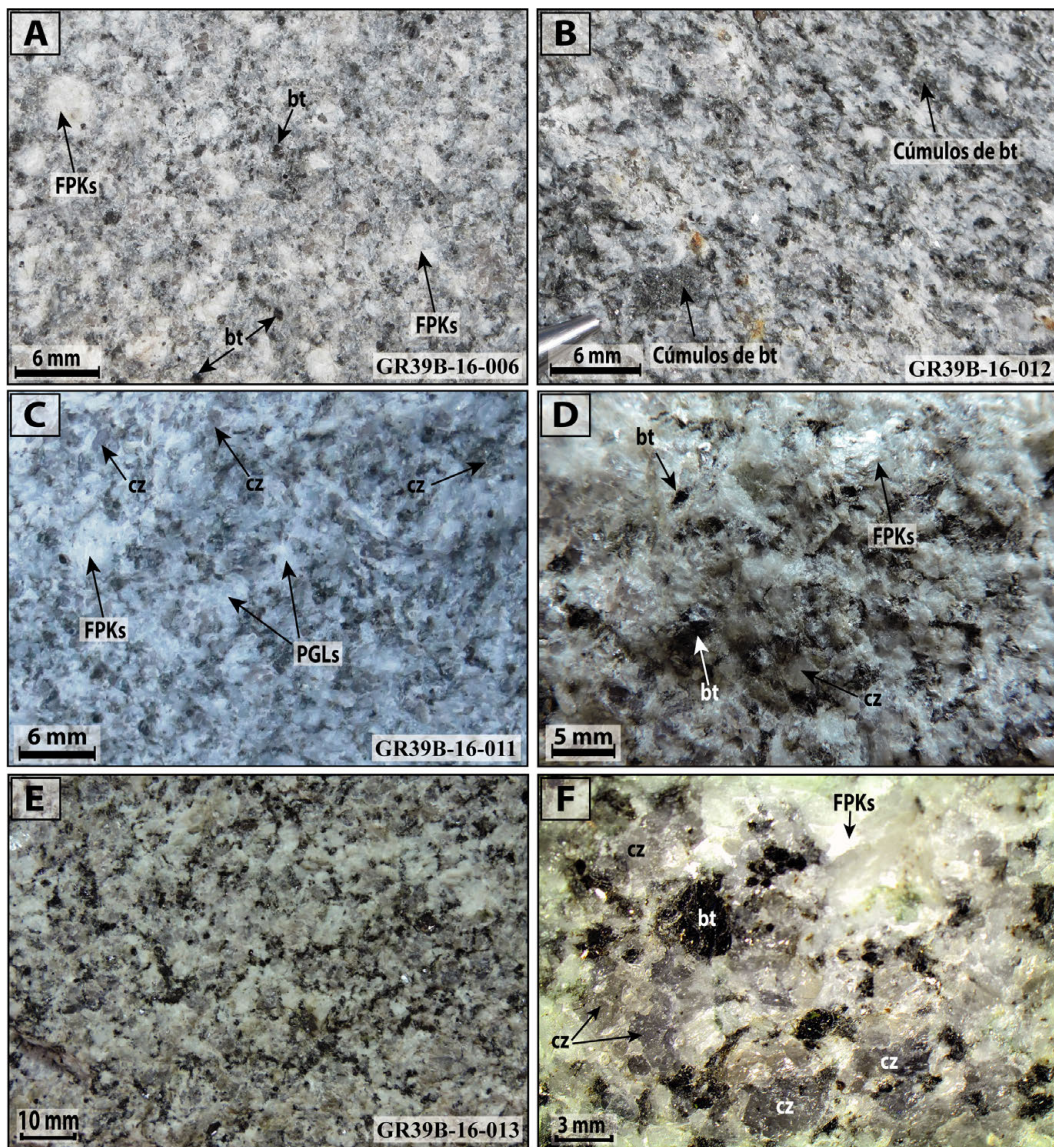


Figura 5.24 Aspectos macroscópicos de los granitos Limbani; A, C y E) vistas de detalle de las muestras de los granitos Limbani, donde destacan las características texturales que se exhiben en cada figura; B) vista de detalle de monzogranitos, donde se aprecian claramente cúmulos de biotita; D y F) vistas de detalle bajo el estereomicroscopio, donde se observa la mineralogía y las relaciones cristalinas y texturales de los minerales constituyentes

Las muestras del primer grupo (figura 5.25A, figura 5.25B, figura 5.25C y figura 5.25D) presentan una textura hipidiomórfica inequigranular. Sus componentes minerales son el cuarzo (20 % - 28 %), la plagioclasa (25 % - 35 %), el feldespato potásico (20 % - 40 %), la biotita (5 % - 7 %), la apatita (1 % - 3 %), el zircón (< 2 %) y el rutilo (< 2 %). En algunos casos, se identificaron anfíboles (< 3 %). Además, los minerales secundarios comprenden arcillas, sericita, clorita, óxidos de hierro y cuarzo secundario.

El cuarzo se presenta a manera de cristales de formas anhedralas (0.1 mm - 7.6 mm), microfracturados, con extinción ondulante, algunos con contacto suturado. Eventualmente, manifiestan inclusiones de plagioclasa, apatita, biotita y zircón. El feldespato potásico (0.1 mm - 8.67 mm) aparece como cristales de formas subhedralas y anhedralas, alteradas a sericita. Presentan inclusiones de plagioclasas, biotita y cuarzo, lo que genera la textura poiquilítica. También, se apreciaron

exsoluciones de plagioclasa (textura perfitica) en algunos sectores y se reconocieron feldespatos potásicos de la especie Microclina en otros lugares. Se observó microfracturación en algunos cristales. En varios casos, son estructuras que están rellenas por sericita. Su alteración es incipiente, y comprende sericita y clorita. Las plagioclasas (0.6 mm - 6.3 mm) se

muestran como cristales de formas subhedrales, con macla polisintética y notorio zonamiento. Algunos cristales presentan microfracturación, e inclusiones de biotita y apatita (textura poiquilitica). La alteración de estos minerales está dada por sericita, cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro.

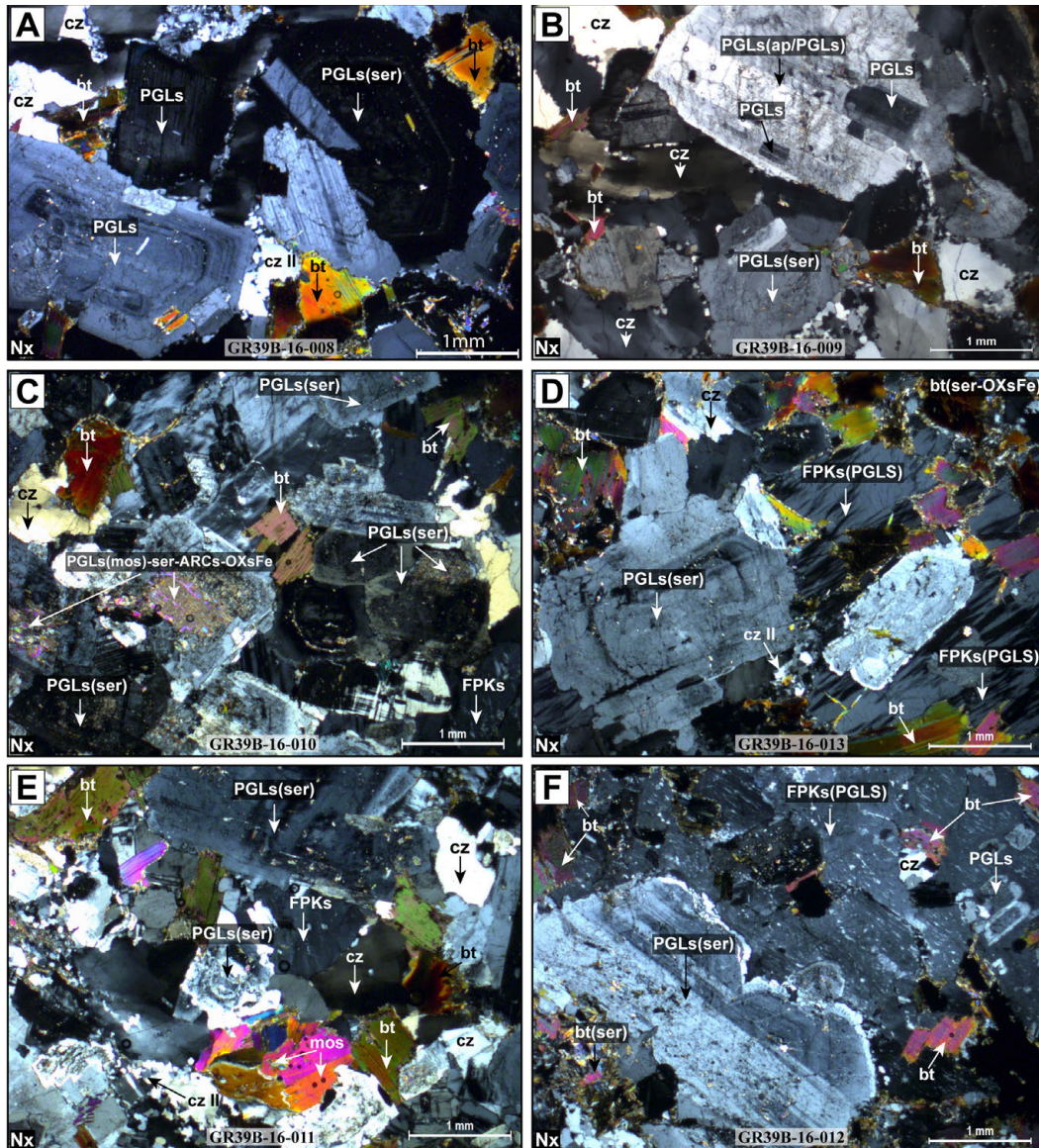


Figura 5.25 Fotomicrografías de muestras de la Suite Limbaní; A, B, C y D) muestra de metamonzogranitos con textura hipidiomórfica inequigranular; E y F) fotomicrografía de metamonzogranitos con textura granoblástica

La biotita (0.13 mm - 2.26 mm) es el mineral accesorio con mayor proporción modal. En los estudios microscópicos, se le aprecia como cristales de formas subhedrales y anhedrales, de hábito tabular corto, otros flexionados. Se lograron apreciar inclusiones de apatito y zircón, así como alteración a sericita y clorita. En las rocas de esta suite, una característica resaltante es la presencia de inclusiones reticulares de rutilo (textura sagenítica). En algunas muestras, se reconocieron anfíboles (<0.5 mm) de formas subhedrales, con alteración a cloritas y arcillas. Otros minerales identificados son la apatita (<0.5 mm), euhedral, incluida en biotitas; y el rutilo (<0.1 mm), a modo de cristales de formas subhedrales, a manera de agujillas incluidas en biotitas. El cuarzo II (< 0.1 mm) se presenta como cristales de formas subhedrales, con punto triple y aparece rellenando intersticios.

Las texturas granoblásticas se apreciaron en las muestras GR39B-16-011 y GR39B-16-012 (figura 5.25E y figura 5.25F). En estas muestras, los minerales reconocidos son los siguientes: cuarzo (20 % - 24 %), feldespato potásico (23 % - 25 %), plagioclasas (35 %). Los minerales accesorios comprenden biotita (5 %), anfíbol (2 %), apatita (1 %), zircón, esfena y rutilo; estos tres últimos a niveles traza. Los minerales secundarios son la sericita (3 %), el cuarzo (3 % - 5 %), las arcillas (< 2 %) y la clorita (traza).

El cuarzo primario se presenta como blastos subhedrales y anhedrales (0.33 mm - 5.32 mm), con bordes irregulares, microfracturados con extinción ondulante. Algunos manifiestan inclusiones de biotita y apatita. Las plagioclasas exhiben formas subhedrales (0.43 mm - 4.67 mm), prismáticos, con macla polisintética y zonación, inclusiones de apatita y zircón, así como una alteración a sericita, cloritas y arcillas. Los feldespatos potásicos (0.47 mm - 5.6 mm) evidencian formas subhedrales y anhedrales, con bordes irregulares, algunos maclados, microfracturados, con texturas peritítica y poiquilitica (inclusiones de plagioclasa, cuarzo y moscovita) en algunos casos. En ciertos sectores, se reconoció microclina y una alteración a sericita y clorita. Los minerales accesorios poseen hábitos similares a los descritos para las muestras con textura hipidiomórfica, lo que destaca los enrejados de rutilo en las biotitas (textura sagenítica).

Conclusión del acápite petrográfico

La presencia de peritita y, de forma eventual, Microclina es posible que contribuya a establecer cierta similitud con la Suite Aricoma. La diferencia podría radicar en el metamorfismo identificado en las rocas de la Suite Limbani. La presencia de

blastos de cuarzo con extinción ondulante, cuarzo secundario intersticial, moscovita y biotita sagenítica son la prueba de un evento metamórfico que afectó a las rocas de este plutón.

Ti es un elemento común en la estructura de la biotita. Este le brindaría un color marrón rojizo a rojizo cuando se le estudia con el microscopio. El rutilo (TiO_2) en la biotita es el resultado de una pérdida de Ti. Probablemente, una biotita primaria de Limbani cristalizó a una temperatura donde Ti era estable. Posteriormente, con la acción de un evento metamórfico, rompió la estabilidad y provocó la pérdida de Ti en la biotita y la cristalización de rutilo.

5.3.3 Relaciones de contacto

Los encajonantes de la Suite Limbani son rocas del Paleozoico inferior. Asimismo, sus relaciones de contacto son fácilmente reconocibles como cortantes respecto de la caja. En las faldas del cerro Colorado, se identificó que los monzogranitos cortan a las pizarras del Grupo San José (figura 5.26A), lo que se aprecia con foliación y hasta clivaje de creanulación. Por otro lado, en los sectores de Cruz Pata y el cerro Uchuy Pinquillone, se estableció la intrusión de metamonzogranitos en las areniscas de la Formación Sandia (figura 5.26B). El contacto es irregular, pero posee una dirección preferente N 130, con buzamiento 78° E. En cuanto al metamorfismo de contacto, es posible indicar que las areniscas grises presentan silicificación hasta en 20 cm al contacto con el cuerpo plutónico.

5.3.4 Edad

Miskovic (2008) realizó 2 dataciones U-Pb sobre zircones de muestras del plutón Limbani, gracias al empleo de la técnica LA-ICP-MS. De estos estudios, solo se obtuvo la edad de concordia de una de ellas. En la muestra restante, solo se analizó la concordia de las herencias. El dato del mencionado autor refiere una edad de 227.7 ± 5.6 Ma (Triásico superior - Noriano). Asimismo, el proyecto GR39B realizó 2 dataciones en los cuerpos intrusivos de esta suite (muestras GR39B-17-127 y GR39B-17-145). La técnica empleada fue SHRIMP, una de mejor precisión que la empleada en la datación precedente. En este sentido, los resultados de la datación radiométrica fueron edades de 222 ± 1.5 Ma y 223.1 ± 1.3 , respectivamente (figura 5.27). Estos datos reafirman una edad Triásico superior para la Suite Limbani. Con el error analizado por Miskovic (2008), la edad de la roca podría ser similar a las obtenidas en este trabajo. Por ende, se restringe la edad de la Suite Limbani al intervalo 227 - 222 Ma.

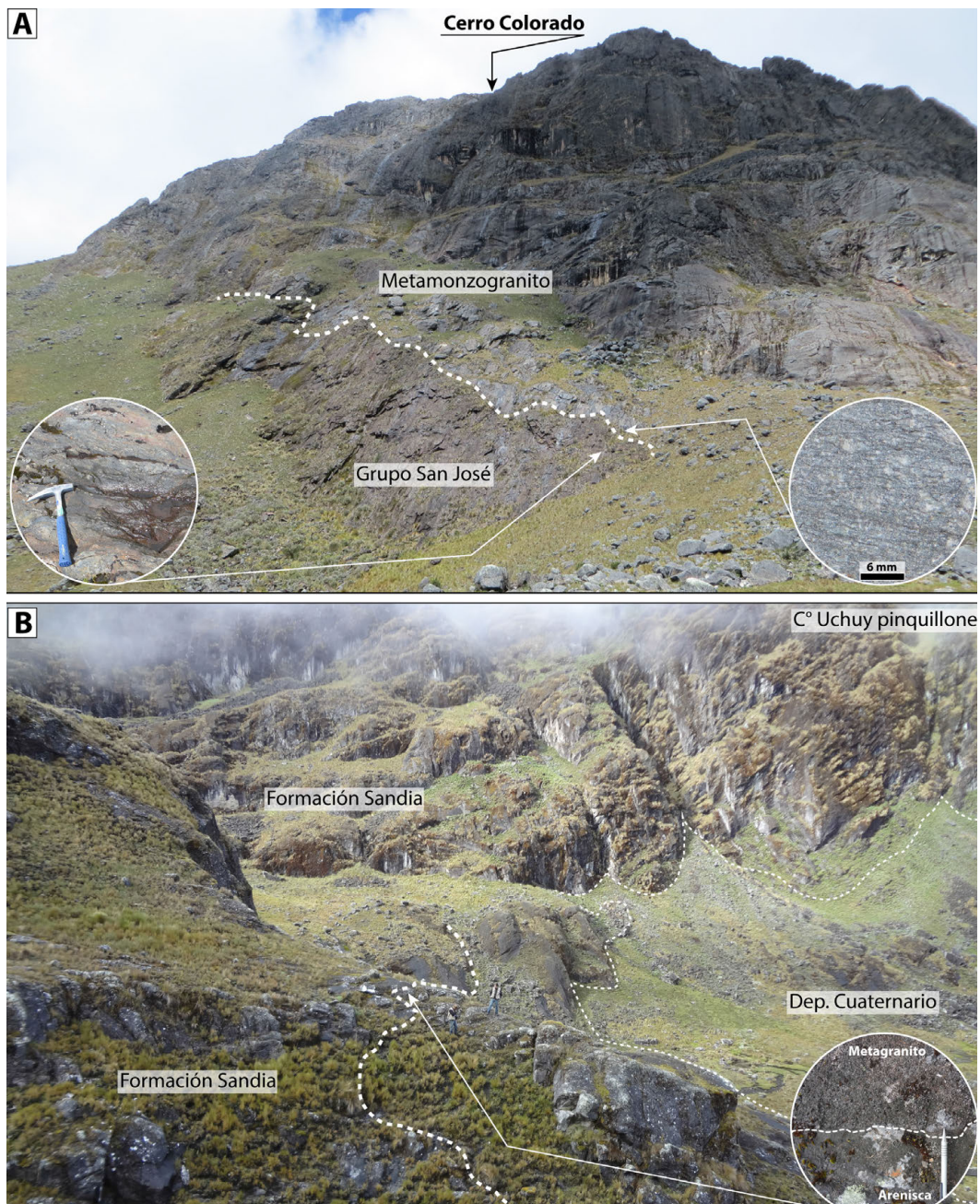


Figura 5.26 Relaciones de contacto de los intrusivos Limbani con sus encajonantes; A) vista de la zona de contacto entre los metamonzogranitos de la Suite Limbani y las Pizarras del Grupo San José en las faldas del C° Colorado, donde destaca la foliación en la imagen de ampliación derecha y el clivaje de creanulación en la izquierda; B) vista panorámica del contacto de los intrusivos Limbani con las areniscas de la Formación Sandia (Ordovícico superior), en las inmediaciones del C° Uchuy Pinquillone

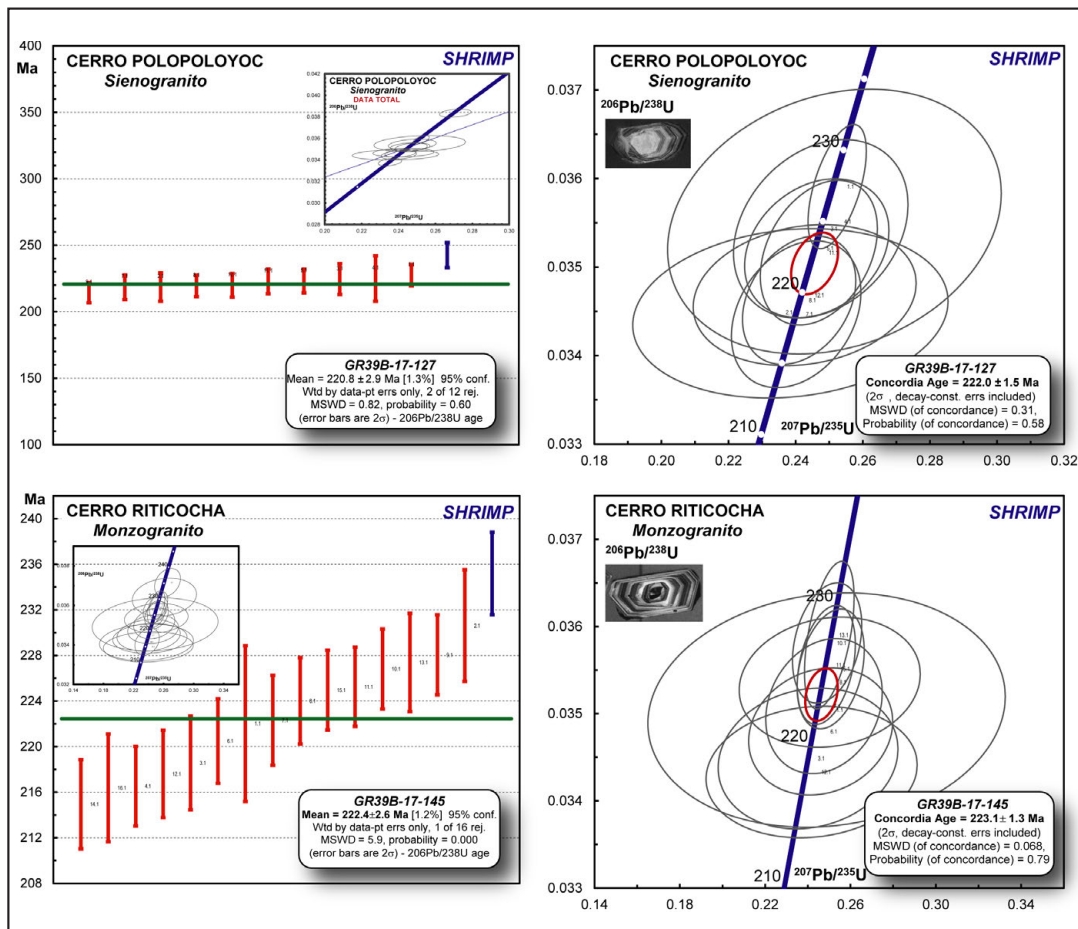


Figura 5.27 Diagramas geocronológicos para las muestras fechadas dentro de la Suite Limbani

5.4 SUITE COASA (227 - 216Ma)

Bajo esta denominación, se agrupa un conjunto de granitoides que afloran en la localidad de Coasa (de donde proviene su nombre) y alrededores en el ENE. Además, se extiende por el OSO, hasta las cercanías de los parajes de Lluchuni y Sorapata (hoja 28v). También, se dirige hacia los alrededores de Chía y Corani (hoja 28u). Abarca parte de los cuadrángulos de Corani (28u) y Ayapata (28v). En este último, se puede observar mayor extensión. Regionalmente, se le aprecia como cuerpos elongados a semicirculares, enmarcados dentro de un cinturón de dirección NO-SE (figura 5.1).

Tradicionalmente, se le nombró Batolito de Coasa (Laubacher, 1977). Posteriormente, fue llamado Súper Unidad Coasa (Soberón et al., 2017). En este trabajo, se le denomina Suite Coasa. Litológicamente, consta de variedades de granitos. Por ello, si se le compara con la nomenclatura de Cobbing et al. (1977), la propuesta del segundo autor referenciado resulta adecuada.

5.4.1 Ubicación de los afloramientos

Por lo menos, se plantea que esta suite comprende 2 plutones. De estos, Coasa es el más extenso y Corani es el más pequeño (figura 5.28). En el primer caso, los afloramientos pueden reconocerse en las zonas de Cuyuni, Sorapata, Lluchuni, Ayusuma, Coasa, Colpacucho, Tambillo y Lequelequene. Por su parte, el segundo cuerpo intrusivo se reconoce en Corani, Chochamocco y la laguna Mancacocha. Se presenta en forma ovalada en el extremo sureste del cuerpo y lenticular hacia el extremo norte. Además, todo el cuerpo plutónico manifiesta una dirección preferente noroeste a sureste.

5.4.2 Aspectos macroscópicos

Macroscópicamente, se reconocieron monzogranitos y sienogranitos. En el plutón de Coasa, el sienogranito (figura 5.29.A) es la litología que ocupa la mayor extensión (~60%). Por su parte, esencialmente, el plutón de Corani es de composición monzogranito. A nivel del afloramiento, se puede mencionar que

los sienogranitos presentan mayor grado de fracturamiento. Dado que se reconocieron variedades de granito, para una mejor comprensión, se abordarán por separado las características macroscópicas. Las variedades graníticas mencionadas

parecen ser coetáneas, dado que su contacto es gradacional. Los monzogranitos se pueden observar en las zonas periféricas, mientras que los sienogranitos se aprecian hacia el centro del cuerpo plutónico.

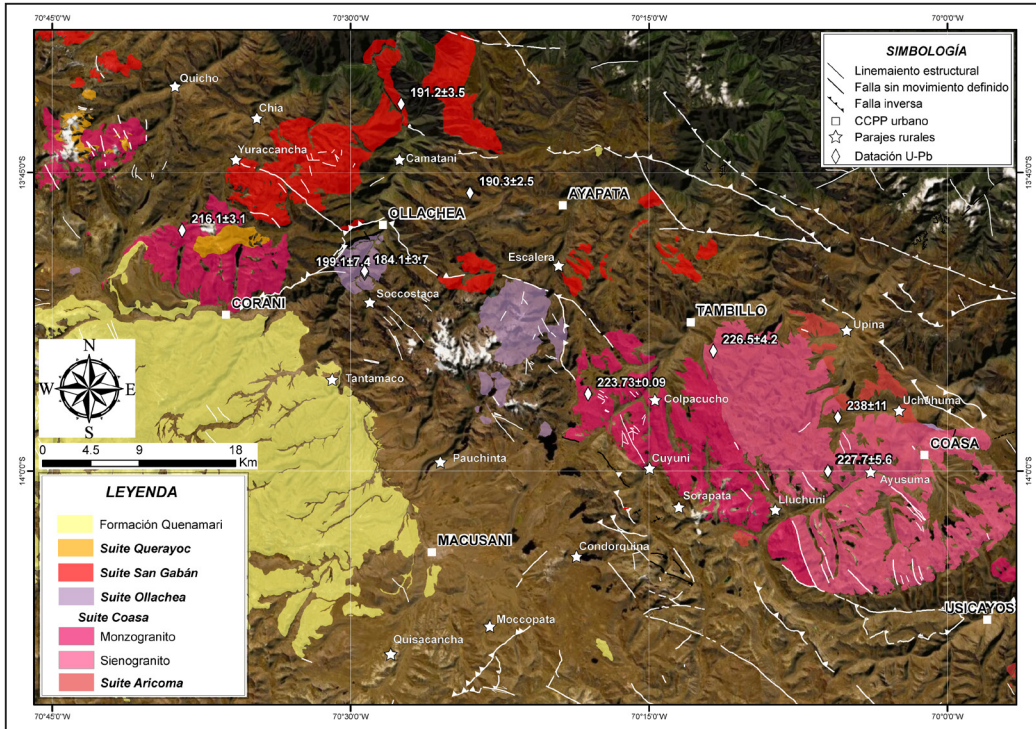


Figura 5.28 Mapa tectónico-magmático de los plutones que conforman la Suite Coasa y sus litologías correspondientes (monzogranito y sienogranito)

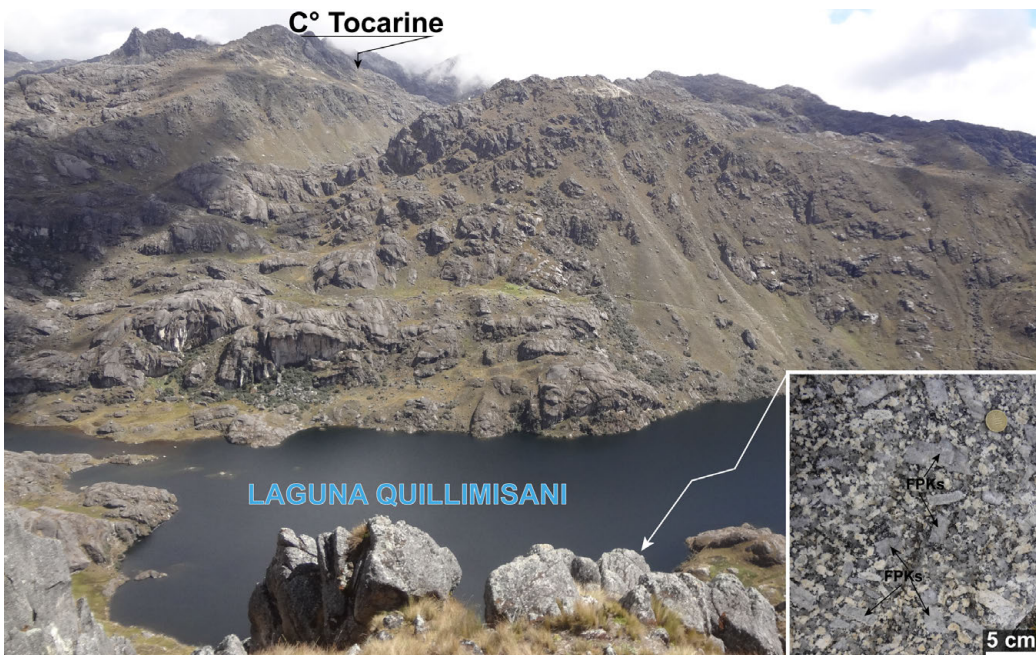


Figura 5.29 Vista panorámica de afloramientos de sienogranitos Coasa en el trayecto Jochachucho-Patajaha (cuadrángulo de Ayapata), donde destaca una imagen de detalle que exhibe la textura característica de estas rocas en la esquina inferior derecha

Sienogranito

Sus afloramientos se presentan de forma masiva, erosionados a manera de bloques esferoidales (figura 5.30A). Respecto a su grado de fracturamiento, va de leve a moderado, es paralelo y puede notarse desde las imágenes satelitales. Paralelamente a estas fracturas, se emplazaron diques dioríticos de hasta 30 cm de grosor.

Macroscópicamente, se caracterizan por presentar una textura porfírica (figura 5.30A, figura 5.30B, figura 5.30C y figura 5.30D), debido a la presencia de megacrismas de feldespato potásico. De forma general, esta variedad litológica se constituye

de cristales de cuarzo que rellenan intersticios y algunos revelan formas globulares (figura 5.30A y figura 5.30B). Los cristales de feldespatos potásicos se manifiestan en formas tabulares de hasta 10 cm de longitud; en las zonas de contactos, se alinean y frecuentemente presentan inclusiones de biotita (textura poiquilitica) (figura 5.30C). En algunos casos, son bordeados por cristales de plagioclasa y forman la textura Rapakivi. Los cristales de biotita se revelan en forma de escamas y en algunas zonas hexagonales, agrupadas formando cúmulos (figura 5.30D) o aisladas. También, se observan cristales de plagioclasas con formas tabulares.

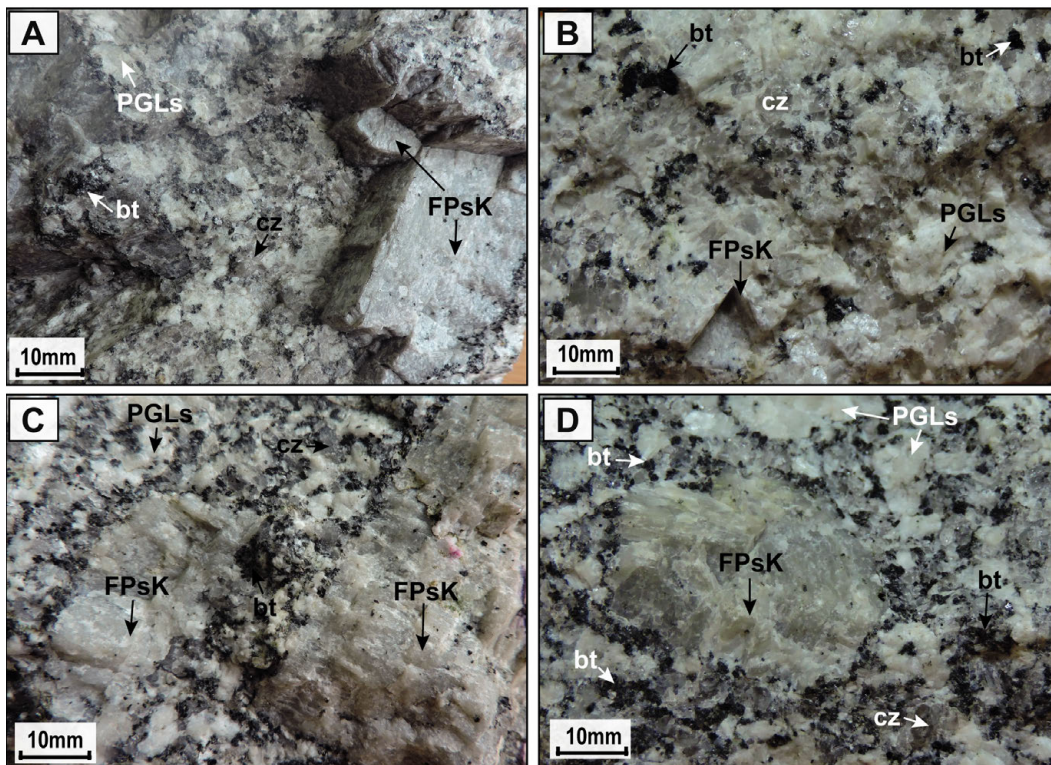


Figura 5.30 Muestras de sienogranitos de la Súper Unidad Coasa; A y C) sienogranito del cerro Tulloloma, donde se observan cristales de feldespato potásico desarrollados con inclusiones de biotitas (textura poiquilitica); por otro lado, los cristales de biotitas bordean los cristales de feldespatos potásicos (textura Rapakivi); B) sienogranito del cerro Calasuca, donde se observan cristales de cuarzo globulares; D) sienogranito del paraje de Queunatira, donde se observan cristales de feldespatos potásicos agrupadas y con inclusiones de biotitas; en algunas zonas, se manifiestan cúmulos de biotitas

Monzogranito

Esta variedad litológica puede observarse entre el cerro Ojecunca y el paraje Huayllatira, así como en las quebradas Clavelinas, Orjoypiña y Alpajaquec. Sus afloramientos se presentan de forma masiva, con fracturamiento leve, en sectores cortados por diques dioríticos de hasta 2 m de ancho (figura 5.31A). Aproximadamente, se encuentra a 2.5 km del pueblo de

Tambillo. Los monzogranitos presentan cúmulos de turmalina (< 12 cm), cerca al contacto con los encajonantes paleozoicos. Estos cúmulos se distribuyen como impregnaciones en los afloramientos. Así, se descarta una génesis secundaria y se puede sugerir un origen primario, pues nos encontramos en las zonas apicales de la intrusión. En estos afloramientos, se distinguieron hasta 2 familias de diaclasas principales (figura 5.31B).

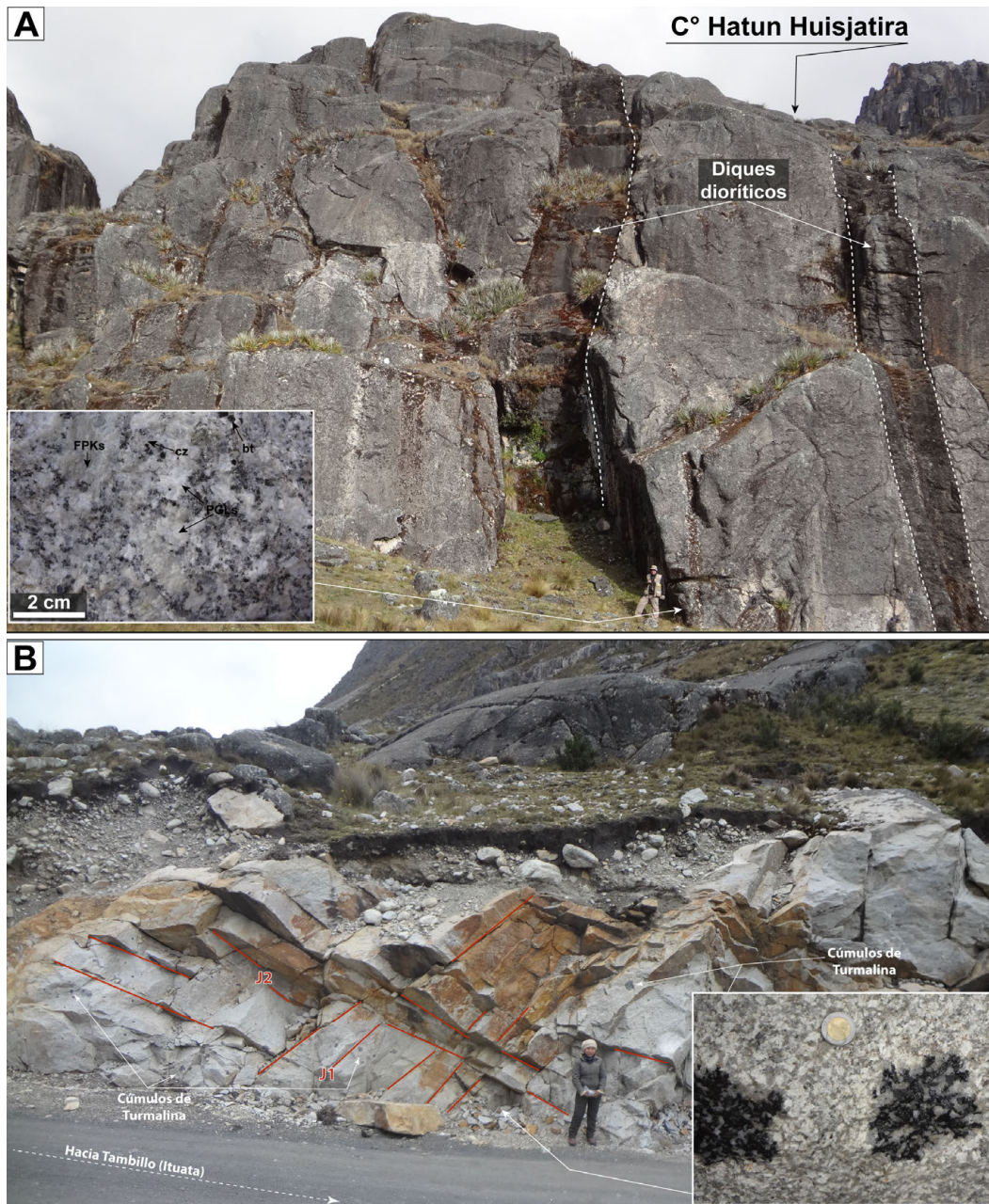


Figura 5.31 A) vista panorámica de afloramientos al norte de la laguna Chullutaje, donde destacan el diaclasado incipiente y los diques emplazados en fracturas preexistente (En la esquina inferior izquierda, se muestra una vista de detalle de la litología observada en esa zona.); B) afloramiento de monzogranitos en las cercanías de Tambillo, donde se aprecian 2 familias de fracturas y, en la esquina inferior derecha, una muestra de monzogranito con cúmulos de turmalina

Macroscópicamente, se caracteriza por presentar tonalidades claras, lo que es el resultado de su índice de color leucócrata. Respecto a su textura, se trata de un roca inequigranular de grano grueso (figura 5.32A, figura 5.32B, figura 5.32C, figura 5.32D, figura 5.32E y figura 5.32F). Está constituida por cristales

de cuarzo (> 5 mm – 25 %). En algunos casos, forma cúmulos con biotita y plagioclasa (figura 5.32D), feldespato potásico (entre 1 y 9 mm - 30 %), plagioclasas de formas tabulares (35 %) y contenidos de biotita (10 %) más elevados que en la variedad sienogranito.

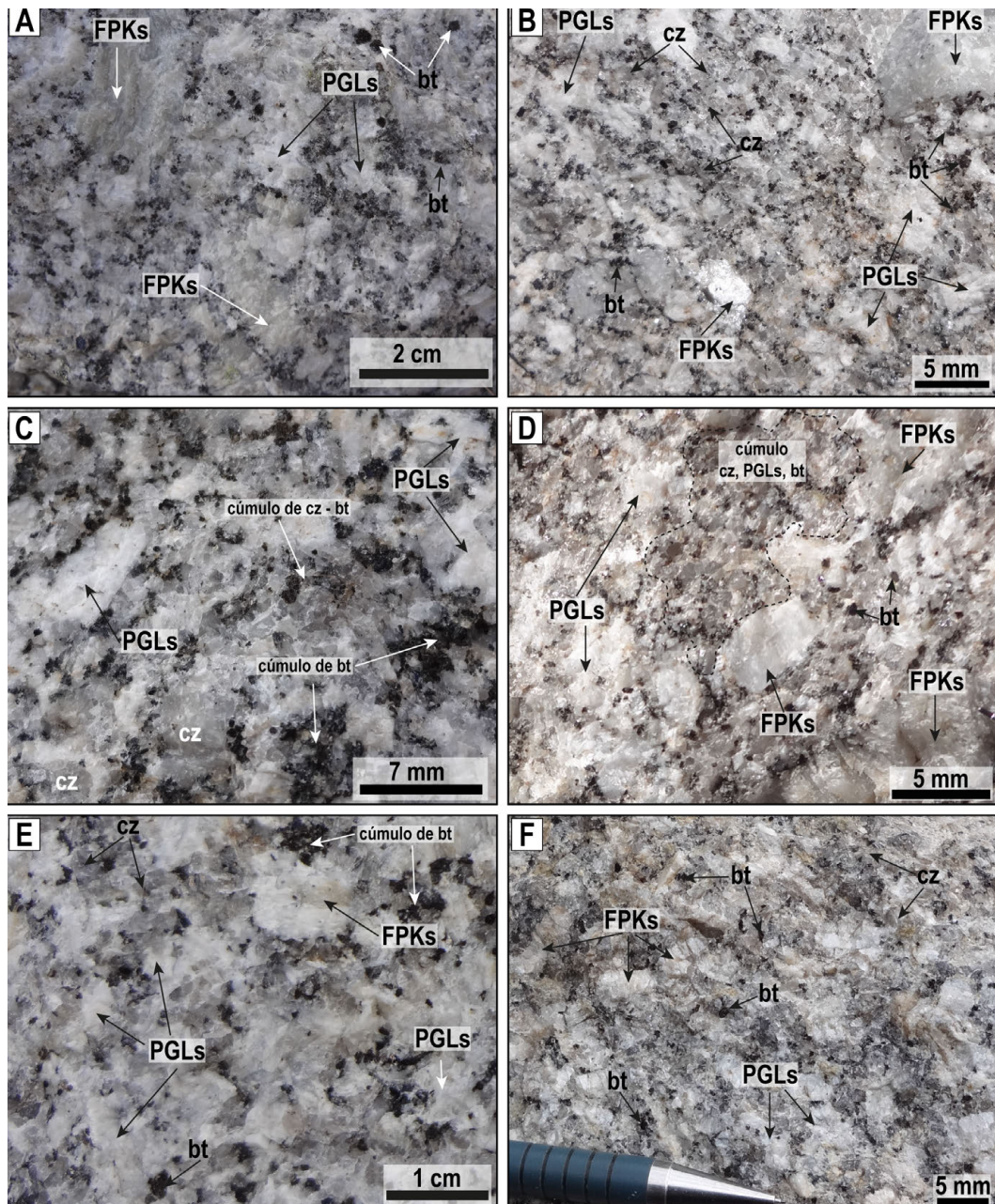


Figura 5.32 Imágenes macroscópicas de muestras de monzogranitos de la Suite Coasa; A y B) monzogranitos de la laguna Chullutaje; C y D) monzogranitos del cerro Hatun Huisjatira; E y F) monzogranitos de la zona de Corani - Laguna Mancacocha, donde se puede visualizar y referenciar el tamaño de los cristales y, por ende, la textura de las rocas en cada imagen

5.4.3 Petrografía

Para caracterizar la suite, se elaboró una serie de estudios petrográficos, que pueden consultarse en detalle en los anexos. La mayor cantidad de estudios realizados bajo el microscopio corresponden a la variedad sienogranito. En este sentido, los sienogranitos Coasa (figura 5.33) presentan textura granular hipidiomórfica. Sus constituyentes son cristales de cuarzo (20 % - 35 %), con formas anhedralas, microfracturados y con bordes irregulares (0.5 mm - 5.5 mm). Algunos presentan inclusiones de

zircón. Los feldspatos potásicos (41 % - 60 %) se observaron como cristales con formas subhedralas y anhedralas (0.5 mm - 8.5 mm), con bordes irregulares y exsoluciones de plagioclasas que forman textura peritítica (figura 5.33A y figura 5.33B), así como intercrecimiento de cuarzo, biotita y plagioclasas. Los cristales de plagioclasas (15 % - 20 %) se manifiestan con formas subhedralas (2.5 mm - 4.0 mm), maclados y zonados. Además, se reconoció alteración incipiente de sericita y se apreciaron inclusiones de zircón en algunos cristales.

La biotita es el mineral accesorio con mayor porcentaje modal (2% - 3%). Se la observó como cristales de formas subhedrales y de hábito tabular corto (0.5 mm - 1.5 mm). Algunas presentan alteración de clorita y otras muestran impregnaciones de óxidos de hierro en sus planos de exfoliación. Dentro de las biotitas, se reconocieron inclusiones de zircón, apatito y esfena. El zircón se apreció con porcentajes modales inferiores a 1%. Petrográficamente, se muestran como cristales de formas subhedrales, con bordes subangulosos (<0.25 mm). Se detectan como inclusiones en los cristales de cuarzo, biotita y feldespato potásico. Los minerales

opacos (<0.5 mm) se ubicaron como cristales de formas subhedrales y anhedrales, como inclusiones en biotita y feldespato potásico. En algunas muestras, se reconoció esfena (0.25 - 65 mm) a manera de cristales de formas subhedrales, desarrollados en los bordes de la muestra y en enclaves graníticos. Al igual que la esfena, la apatita (< 0.15 mm) es un mineral que solo se observó en algunas muestras. Se le identificó como cristales de formas subhedrales, con borde subredondeado. Asimismo, se aprecia como inclusiones en biotitas y cuarzo. Por su parte, los sienogranitos manifiestan alteración como cloritización débil, sericitización y oxidación incipiente.

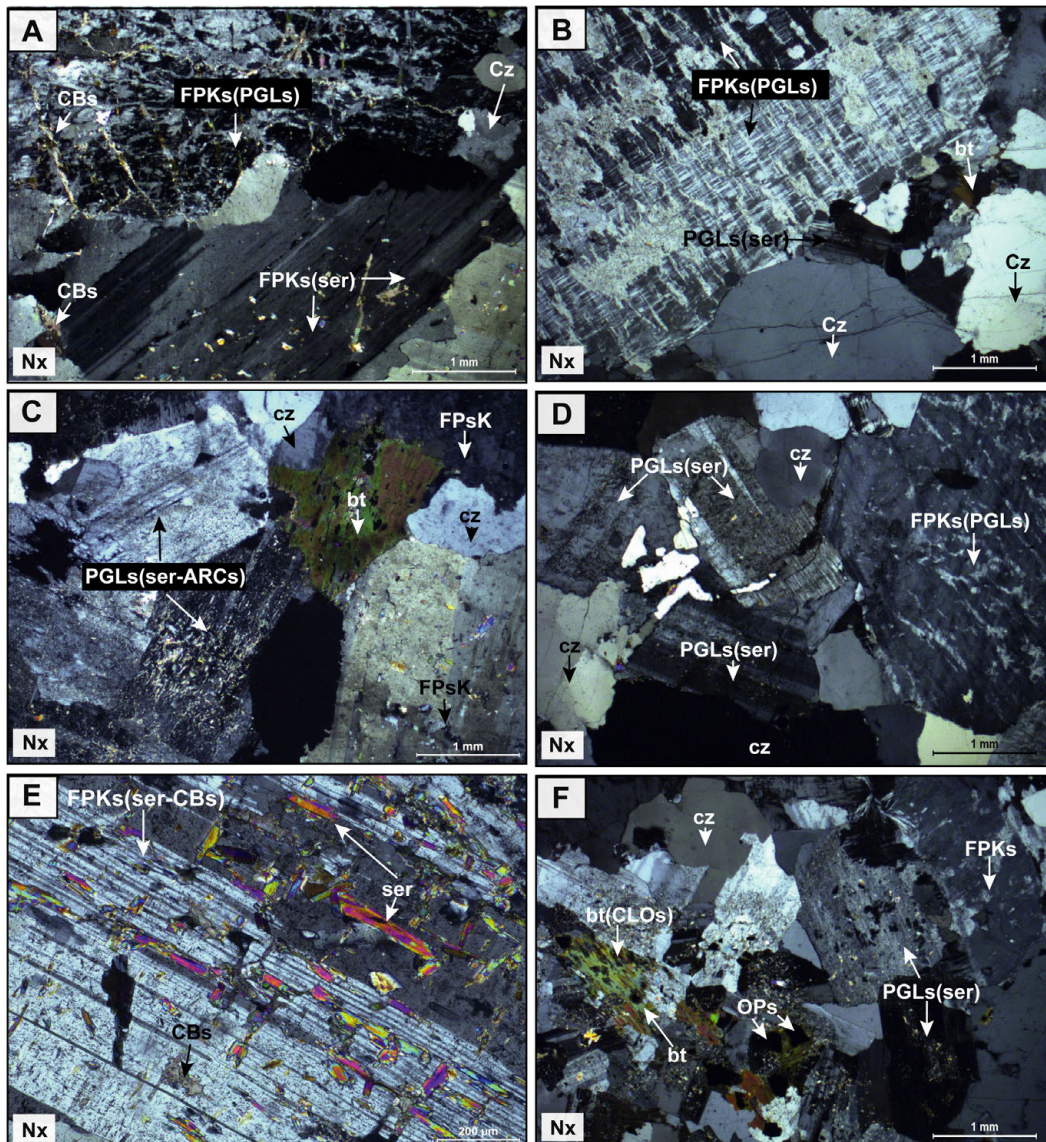


Figura 5.33 A, C y E) muestra GR39B-16-039, de sienogranito del sector de cerro Calasuca y el poblado de Coasa, donde se observan cristales de feldespato con exolución de plagioclasas (FPKs (PGLs)) (textura antiperthítica), biotitas (bt) entre cristales de feldespato potásico, cristales de plagioclasas con alteración incipiente a sericita (ser); B, D y F) muestra GR39B-16-040, del sector de Colpacucho y cerro Yana Salto, donde se aprecian cristales de feldespato potásico con exolución de plagioclasas (textura perthítica) (FPKs (PGLs)), cristales de plagioclasa alterados a sericita (PGLs-ser), cuarzo con bordes irregulares, y enclaves de monzogranito con cristales de biotita alterados a clarita (bt-CLOs)

Los monzogranitos (figura 5.34) presentan textura granular hipidiomórfica. Se encuentran compuestos por una serie de elementos. Los cristales de cuarzo (5 mm) aparecen con formas anhedrales, algunos microfracturados. El feldespato potásico (<9 mm) se aprecia como cristales con formas anhedrales, algunos

microfracturados. A modo de inclusiones, se detectan microcristales de biotita. También, se identificó plagioclasa (<8 mm), a manera de cristales con formas subhedrales, prismáticos, algunos microfracturados con macla polisintética y zonación; con inclusiones de minerales opacos, moscovita, apatito y algunas biotitas.

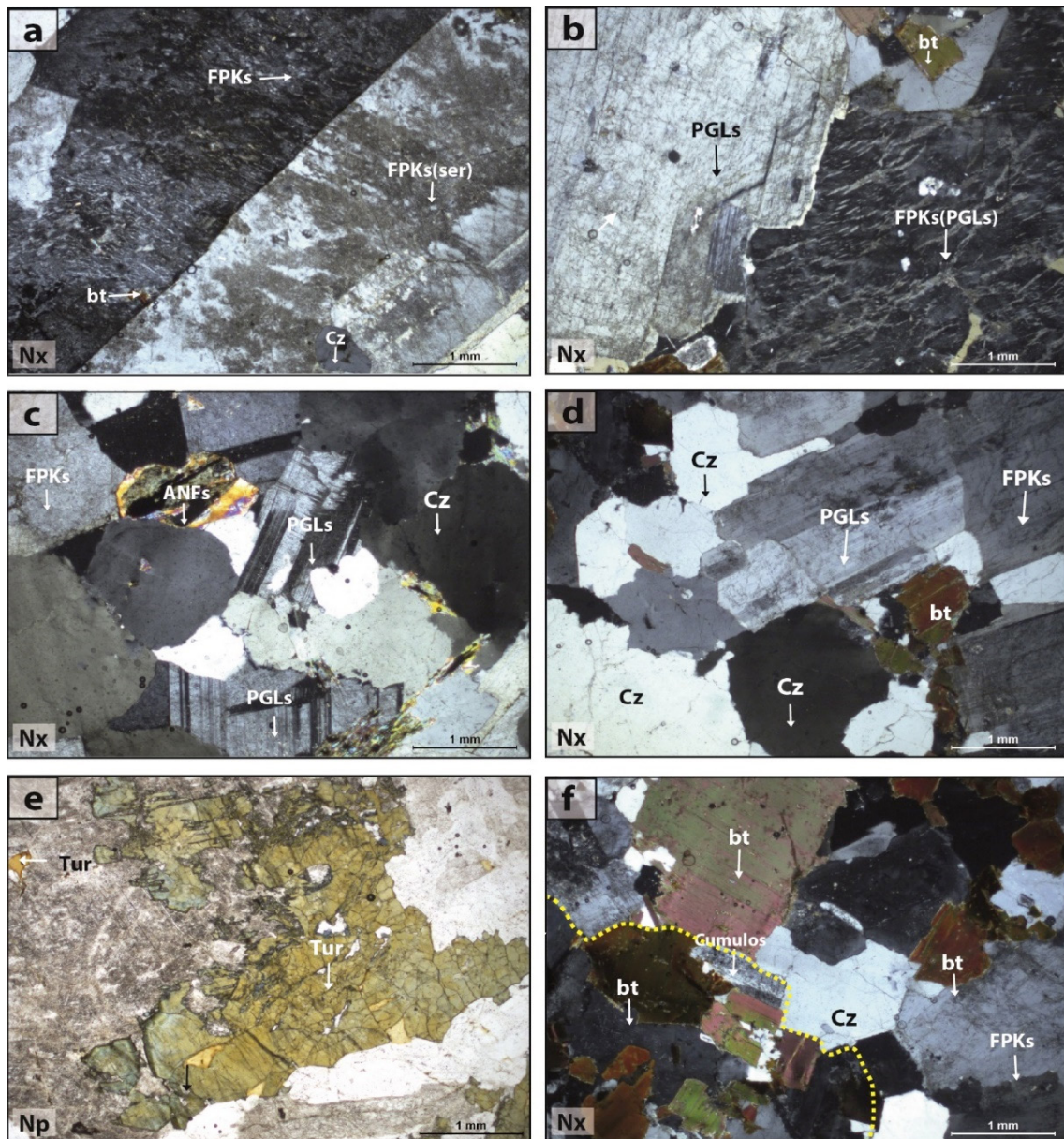


Figura 5.34 a, c y e) muestra GR39B-16-039, de monzogranito del sector de Colpacucho y cerro Yana Salto, donde se observan cristales desarrollados de feldespatos potásicos con alteración incipiente a sericita (FPKs-ser) y con inclusiones de biotita (bt), y destacan cristales de anfíboles (ANFs) dentro de cristales de plagioclasas (PGLs) y cuarzo (Cz), y cristales desarrollados de turmalina (Tur); b, d y f) muestra GR39B-16-040, de monzogranito del sector de Pausipata y laguna Chullutaje, donde se observan cristales de plagioclasas (PGLs) y feldespatos potásicos con exolución de plagioclasas (FPKs(PGLs)), cristales de cuarzo (Cz) relleno de intersticios y biotitas (bt) aisladas, y cúmulos de microcristales de biotitas (bt) en algunas zonas

También, ocurren en cristales de menor granulometría (≤ 0.5 mm) junto a cristales de cuarzo y biotita. Además, se identificó biotita (< 2.50 mm), como cristales con formas subhedrales, tabulares y con inclusiones de minerales opacos. Aparecen alterados a cloritas, moscovita y óxidos de hierro. Los minerales opacos (< 0.20 mm) se detectaron como cristales con formas anhedrales y diseminados en la muestra. El apatito (< 0.1 mm) se presenta como cristales con formas euhedrales, prismáticos. Se muestran como inclusiones en plagioclasas. Otro mineral accesorio es la moscovita (< 0.5 mm), que aparece a manera de cristales con formas anhedrales y subhedrales, tabulares flexionadas. Se revela en intersticios de los cristales de

plagioclasas y feldespatos potásicos. Los monzogranitos manifiestan alteración como argilización y cloritización débiles, así como sericitización y oxidación incipiente.

5.4.4 Relaciones de contacto

En el sector de Tambillo y cerro Tulluloma, se cartografió el contacto entre las areniscas de color gris oscuro de la Formación Sandía y los sienogranitos de la Súper Unidad Coasa (figura 5.35A). En este caso, el contacto es irregular, con una dirección preferente N 135/80 S. Asimismo, las areniscas hacia el contacto con el intrusivo manifiestan oxidación y silicificación hasta de 1 m y el sienogranito revela argilización (figura 5.35B).



Figura 5.35 A) vista panorámica del contacto entre las areniscas grises de la Formación Sandía y sienogranitos de la Súper Unidad Coasa en el cerro Tulluloma; B) muestra de sienogranito en la zona de contacto

En el sector de Lequelequene y el cerro Huanhumano, se cartografió el contacto entre las pizarras gris oscuras del Grupo San José y los sienogranitos de la Súper Unidad Coasa (figura 5.36). De acuerdo con esto, el contacto es irregular. Sin embargo, en este sector, revela una dirección preferente N 170/50 O. Hacia el contacto, se observan vetillas de turmalina. En el sector de

Queuñañi y el cerro Alpajaja, se cartografió el contacto entre las areniscas cuarzosas del Grupo Ambo y los monzogranitos de la Súper Unidad Coasa (figura 5.37). El contacto es irregular, pero, en este sector, se observa una dirección preferente N 90/78 S. En este escenario, las areniscas se encuentran silicificadas hasta en 50 cm.



Figura 5.36 A) vista panorámica del contacto entre las pizarras gris oscuras del Grupo San José y los sienogranitos de la Súper Unidad Coasa, donde se observa el contacto irregular trazado con líneas amarillas discontinuas

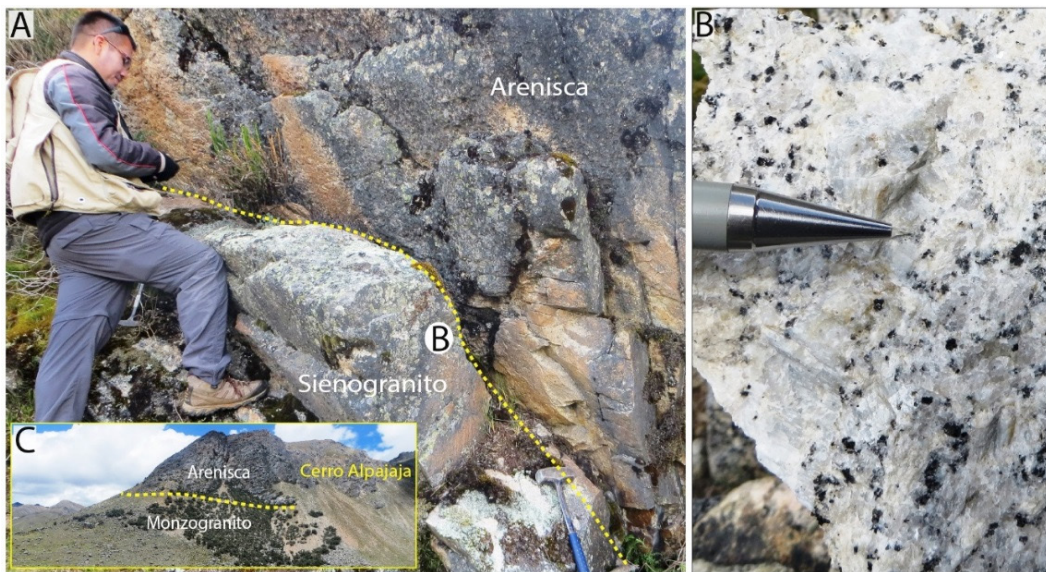


Figura 5.37 A) contacto entre areniscas del Grupo Ambo y monzogranitos de la Súper Unidad Coasa; B) muestra de sienogranito, donde se muestra fenocristales desarrollados de feldespato potásico; C) vista panorámica del contacto en el cerro Alpajaja

5.4.5 Edad

Al igual que todos los cuerpos intrusivos de la Cordillera Oriental, la edad de esta suite se atribuyó, tradicionalmente, al periodo Pérmico-Triásico. Más bien, posteriores estudios revelaron que la edad es triásica (Miskovic, 2008; Miskovic et al., 2009; Reitsma, 2012).

Las edades más antiguas y jóvenes fueron reportadas por Miskovic et al. (2009). Estas son 227.7 ± 5.6 Ma y 216.1 ± 3.1 Ma, respectivamente. Las edades planteadas por el autor mencionado son corroboradas por los trabajos de Reitsma (2012), parcialmente. Este investigador obtiene edades de 226.5 ± 4.2 Ma y 223.73 ± 0.09 Ma. Hasta ahora, todas las dataciones presentadas corresponden a la geocronología U-Pb sobre zircones. No obstante, existen dataciones K-Ar que oscilan entre 211 y 176 Ma (Clark et al., 1990; Kontak et al., 1990).

Aún queda la edad más reciente (216.1 ± 3.1 Ma) que no se detectó en el cuerpo principal (Coasa). Esto resulta controversial, pero se encuentra dentro del rango que dura un ciclo magmático (aproximadamente, 10 Ma). Su inclusión dentro de la Suite Coasa se produjo por sus similitudes petrográficas y geoquímicas con las rocas del plutón principal. Sin embargo, con las herramientas con las que contamos resulta complicado definir si puede tratarse de un cuerpo aislado que podría no corresponden a la Suite Coasa. Luego de considerar que el geocronómetro U-Pb, utilizado sobre zircones, es de muy alta precisión y muy difícil de alterar, contrario a los minerales

que se datan por K-Ar, lo que involucra minerales con bajas temperaturas y fácilmente alterables, atribuimos el rango de edad 227 - 216 Ma para esta suite.

5.5 SUITE SAN GABÁN

Inicialmente, esta unidad fue definida como Plutón de San Gabán por Chávez et al. (1997). Posteriormente, fue designada como Unidad San Gabán (Soberon et al., 2017). En el presente trabajo, posee la denominación de Suite San Gabán. Su nombre proviene del río San Gabán, que es conocido como río Macusani en sus cursos altos.

El análisis petrográfico-geoquímico permitió asignar 3 cuerpos de gran tamaño y otros más pequeños para esta suite. Como se agrupó un buen número de intrusiones, referir la forma del cinturón magmático puede resultar ambiguo. Por esta razón, se describen estas geometrías considerando 3 sectores principales, los que se denominan Pumachanca-Chectata, Chinquini y Escalera. En el sector de Pumachanca-Chectata, el afloramiento del cuerpo plutónico manifiesta una forma ovalada a circular. En Chinquini, más bien, se identificó una forma lenticular alargada, con dirección preferente NO-SE. En el sector de Escalera, se observaron cuerpos aislados con formas ovaladas. Litológicamente, se encuentra constituido por monzogranitos y sienogranitos. Asimismo, la principal característica es la presencia de cristales de andalucitas, biotita, moscovita tabular y esfena, asociados a ferromagnesianos.

5.5.1 Ubicación de los afloramientos

Sus afloramientos pueden observarse en los parajes de Pumachanca, Chectata y Pucacancha en su extremo noroeste; en Yurac Cancha y Trancapata, en su extremo occidental; y en los parajes de Chinquiñi, Pausicucho, Lauramani Ayapata y Escalera, en su extremo oriental.

5.5.2 Aspectos macroscópicos

Los afloramientos con mayor acceso se encuentran en las faldas del cerro Chiartita Uray, donde se aprecian con estructura masiva y un diaclasado leve a moderado (figura 5.38A). Asimismo, en este espacio, se observó un monzogranito inequigranular (figura 5.38B).



Figura 5.38 A) afloramiento de monzogranitos de la Suite San Gabán en el cerro Chiartita Uray y la Quebrada Tapuri; B) muestra de monzogranito inequigranular extraída de los afloramientos descritos en A, donde destacan algunos cristales desarrollados de feldespatos potásico esporádico

La Suite San Gabán se constituye de monzogranitos. En algunas zonas, se diferencian a sienogranitos. Su coloración es gris blanquecino. Esto correlaciona, perfectamente, con su índice de color leucócrata. Su textura es fanerítica e inequigranular, de grano medio a grueso (figura 5.39A y figura 5.39B). Los cristales más grandes corresponden a feldespatos potásicos y plagioclasas (figura 5.39C y figura 5.39D). En algunos casos, estos presentan inclusiones de biotita (textura poiquilítica).

La composición mineralógica de las rocas está dada por cristales de cuarzo subredondeado (< 4.5 mm), los que se

encuentran entre los intersticios de los cristales de plagioclasas. Los feldespatos potásicos (< 2 cm) se detectan aisladas como fenocristales. También, se ubican cristales menores dentro de la roca. Las plagioclasas (< 6 mm) se manifiestan con formas irregulares y tabulares en algunos casos. Las biotitas (<3 mm) ocurren a manera de escamas y aisladas, pero, en algunas zonas, como cúmulos. Las moscovitas (< 2 mm) aparecen en intersticios asociados a cristales de biotitas.

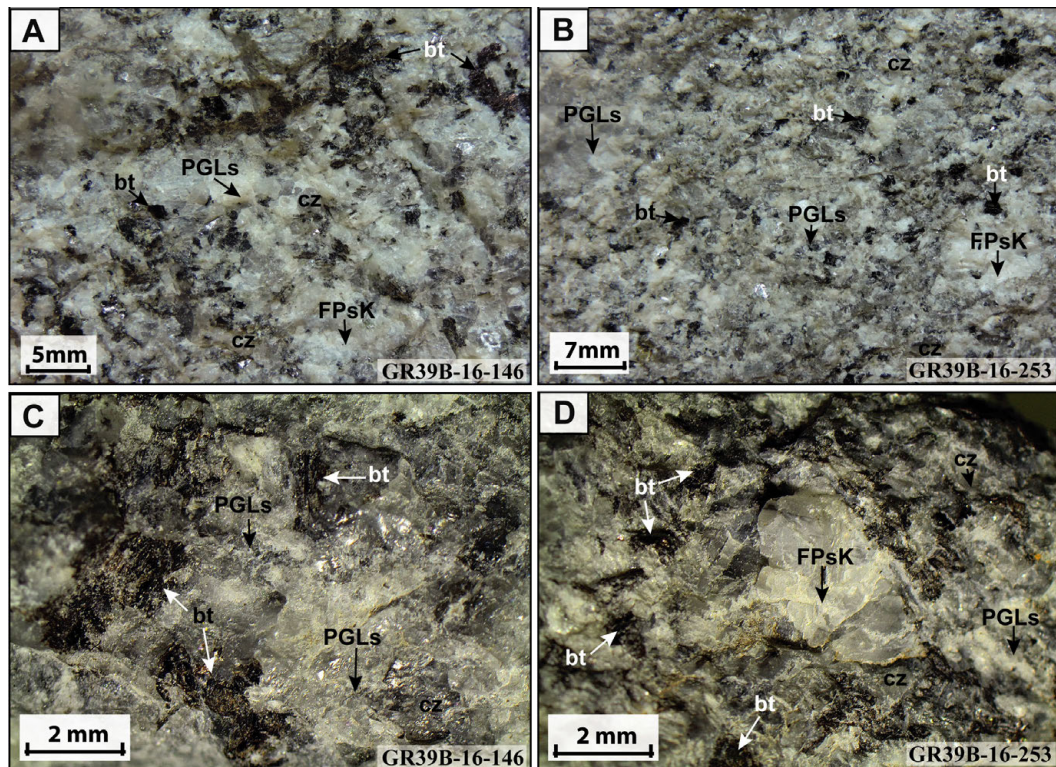


Figura 5.39 A y C) muestra de monzogranito ubicado en el cerro Padre Orjo, donde se observan zonas con cúmulos de cristales de biotitas, cuarzos globulares y plagioclasas desarrolladas; B y D) muestra de monzogranito de Pucacancha y laguna Machucocha, donde se observan moscovitas en los intersticios entre plagioclasas y feldespatos, biotitas aisladas y en cúmulos en D, y cuarzos globulares

5.5.3 Petrografía

Bajo el microscopio, se reconoció que la Suite San Gabán presenta una variación litológica de monzogranitos y sienogranitos. A su vez, en algunas muestras representativas, se evidenció un metamorfismo involucrado. Por ello, la clasificación petrográfica resultó en un metamonzogranito.

Los monzogranitos (figura. 5.40) presentan textura granular hipidiomórfica y están compuestos por cristales de cuarzo (< 4.5 mm), plagioclasas (< 6 mm) y feldespatos potásicos (3 mm - 22 mm), como constituyentes principales. El cuarzo aparece con formas anhedrales y ocurre de manera intersticial. Las plagioclasas se reconocieron como cristales con formas subhedrales, maclados y zonados, con inclusiones de biotitas, moscovita y minerales opacos. Por su parte, los feldespatos potásicos se aprecian como cristales con formas anhedrales a subhedrales, con inclusiones de plagioclasas y biotitas. Se detectó la variedad mineralógica Microclina, así como cristales de moscovita en las microfracturas del cristal.

Entre los minerales accesorios, destaca la biotita (< 3 mm), que se aprecian como cristales con formas subhedrales, tabulares y con inclusiones de minerales opacos. La andalucita (< 0.5 mm) aparece a manera de blastos anhedrales a subhedrales, como agregados lenticulares junto con biotitas. También, la moscovita (< 2 mm) se revela como cristales con formas subhedrales, visible en los intersticios y asociados a biotitas. Asimismo, se reconocen como accesorios de minerales opacos y asociados a biotitas. Eventualmente, se identificaron cristales de esfena (<0.5 mm) con formas anhedrales, asociadas a ferromagnesianos. Además, se apreció la apatita (< 0.5 mm) con formas subhedrales, asociados a feldespatos y biotitas. Por su parte, el zircón (<0.5 mm) irrumpe como cristales de formas subhedrales, incluidos dentro de biotitas. Por un lado, la alteración de la roca comprende argilización débil; por otro lado, sericitización, cloritización y oxidación incipiente.

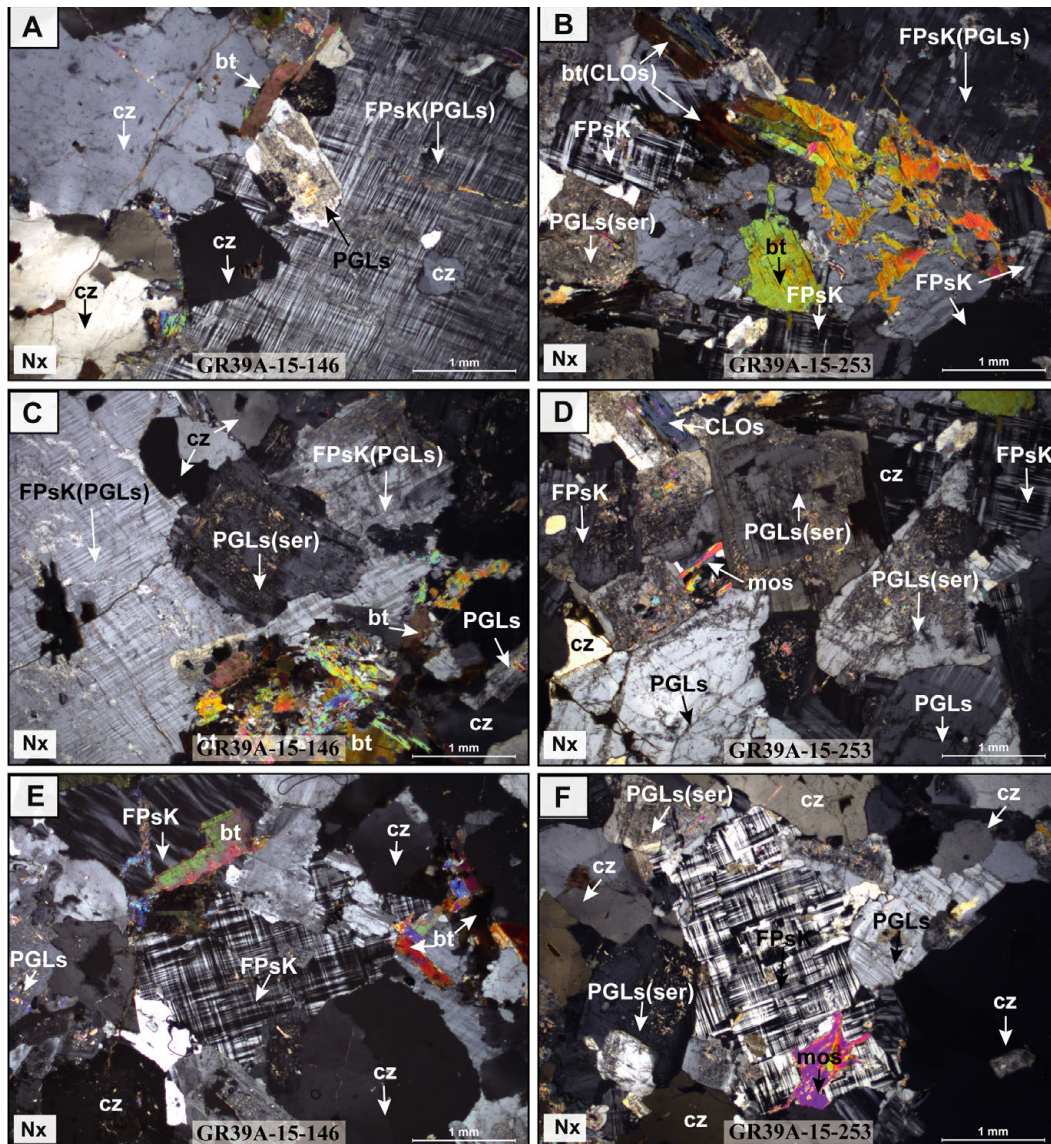


Figura 5.40 A, C y E) muestra GR39A-15-146, de monzogranito ubicado en el cerro Padre Orjo, al suroeste del paraje Tetera Cunca, donde se pueden observar cristales de feldespato potásico con inclusiones de plagioclasas (FPsk-PGLs), cúmulos de cristales de biotitas (bt), cristales de microclinas y ortosaclasa, y biotitas en los intersticios; B, D y F) muestra GR39A-15-253, de monzogranito ubicado en la quebrada Pucacancha y la laguna Machucocha, donde se observan cristales de biotitas en los intersticios entre los cristales de feldespatos potásicos, cristales de plagioclasas alterados a sercita, y cristal de moscovita incluido en un feldespato potásico

5.5.4 Relaciones de contacto

En el paraje Chinquini, específicamente en el puente homónimo, se observó el contacto entre esquistos micáceos del Grupo San José y monzogranitos de la Suite San Gabán. Este contacto es irregular, con dirección preferente noreste y presenta un desarrollo de minerales metamórficos que van desde granates, andalucita y hasta micas. Otra zona de contacto es el sector de Parunpata y Escalera, parajes donde se advirtió la intrusión

de los monzogranitos dentro de las areniscas de la Formación Sandía. Por esta razón, su contacto se presenta con formas irregulares. Sin embargo, para efectos de la cartografía, se le asumió un contacto rectilíneo con dirección preferencial NE. Respecto a otras rocas intrusivas, en Pumachanca, se observó que los monzogranitos son más jóvenes que los gabros y las dioritas de la Suite Turamarca.

5.5.5 Edad

De las relaciones de contacto solo se puede inferir que sería más joven que los 236 Ma (edad de la Suite Turamarca). La edad de esta Suite se asigna en base a los trabajos de Miskovic et al. (2009), quien sometió a datación U-Pb a los granitos de San Gabán y Ayapata, actualmente considerados dentro de la Suite San Gabán. Las edades publicadas por el autor son 191.2 ± 3.5 Ma y 190.3 ± 2.5 Ma, respectivamente. Además, en ausencia de más evidencia geocronológica, se plantea el intervalo ~ 195 Ma - ~ 190 Ma como la edad de la suite.

5.6 SUITE OLLACHEA

Bajo esta denominación, se agrupan variedades de sienitas que afloran dentro del cuadrángulo de Ayapata (28v). Inicialmente, se definieron como sienitas Macusani (Douglas, 1920). Sin embargo, probablemente, el trabajo de Francis (1956) es el que mayor aporte brindó sobre estas rocas, pues logró diferenciar una amplia variedad de sienitas. Los mejores afloramientos se encuentran cerca de la localidad de Ollachea, de donde

se le asigna su nombre, al tiempo que define la localidad de referencia; dado que ahí se cuenta con información petrográfica, geoquímica y geocronológica. Los cuerpos plutónicos presentan formas ovaladas y se encuentran aisladas dentro de las facies del Grupo Mitu.

5.6.1 Ubicación de los afloramientos

El magmatismo de sienitas es poco desarrollado en nuestro territorio. Tal vez, la razón es que se trata de rocas anhidras que se manifiestan en ambientes anorogénicos y relacionados a basaltos. Las variedades de sienita Ollachea pueden observarse en las cercanías del pueblo homónimo y entre los cerros Sonjoña y Chullo, también en los cerros Itita, Morojota, Jajuyoc y Hatun Loma. Además, se reconoció este tipo de rocas en las inmediaciones de los cerros Queuñaaje y Minaspata (figura 5.41), así como en los alrededores de las lagunas Chambiñe, Quimsacocha, Collpacocha, Azulcocha, Huascanicocha y Chungara. Estos parajes se ubican en el cuadrángulo de Ayapata (hoja 28v3).



Figura 5.41 A) vista panorámica de los afloramientos de cuerpos sieníticos cortando al Grupo Mitu en las cercanías de los cerros Queuñaaje y Minaspata; A') vista de detalle de muestra de sienita

5.6.2 Aspectos macroscópicos

Litológicamente, se identificaron hasta 2 variedades de sienitas (figura 5.42) dentro del área de estudio. Las tonalidades van desde gris rosáceo (figura 5.42A y figura 5.42C) a rojizo anaranjado (figura 5.42B y figura 5.42D). Macroscópicamente, se determinó su índice de color leucocrático, su textura fanerítica e inequigranular de grano medio a grueso. Únicamente, como minerales constituyentes, se logró identificar cristales

de feldespato potásico, anfíbol, óxidos de hierro y algunos minerales alterados gris verdosos (se presume nefelina).

Los cristales de feldespato potásico (5 mm) son de tonalidades rojizas, con formas prismáticas. Eventualmente, se reconoce anfíbol (1 mm). Algunos cristales no fueron reconocidos, dado que se encontraban totalmente alterados a arcillas. Además, se detectó alteración de óxidos de hierro de manera intersticial. Algunas muestras manifiestan cristales de nefelina (1 mm) con bordes irregulares.

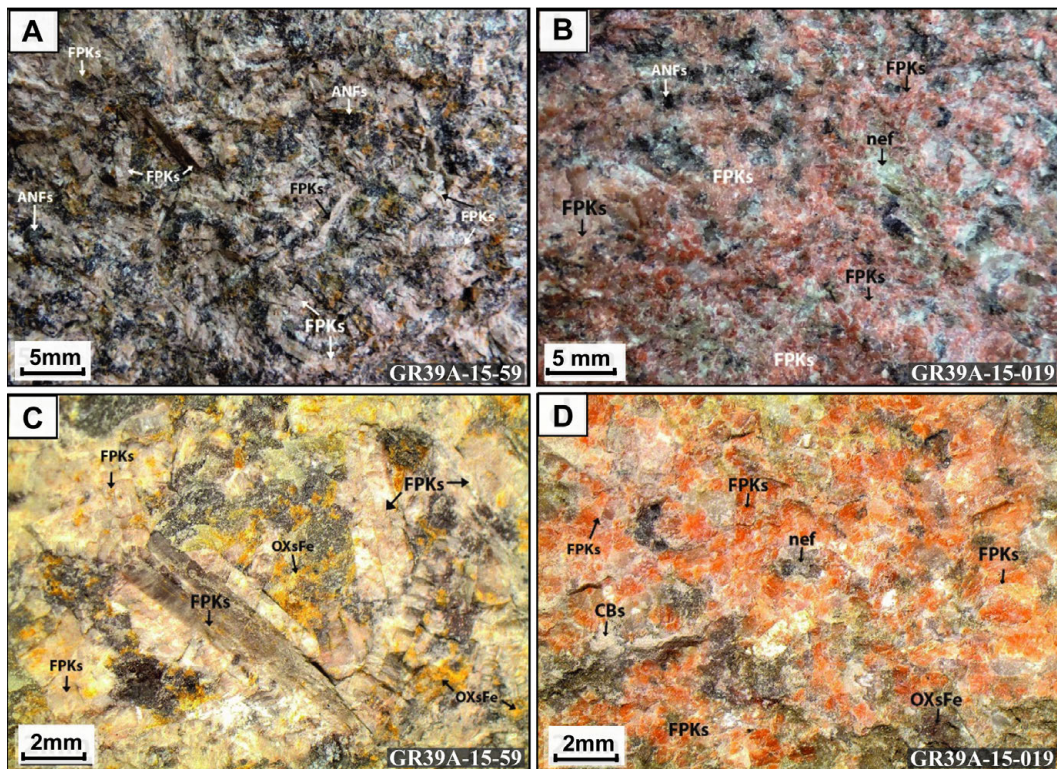


Figura 5.42 Muestra de sienitas de la Unidad Ollachea: A y C) sienita, ubicada al norte de la laguna Chungara, en el paraje Patachinchas, donde se observan abundantes cristales de feldespatos potásicos (FPKs) (5 mm), anfíboles (ANFs), así como alteración de óxidos de hierro (OXsFe) por sectores; B y D) sienita de grano medio, ubicado en la laguna Huacanicocha, donde se aprecian cristales de feldespatos potásicos (FPKs) (6 mm), anfíboles (ANFs) y nefelina (nef)

5.6.3 Petrografía

Para definir las características petrográficas de la Suite Ollachea, se estudiaron las muestras GR39A-15-019, GR39A-15-023 y GR39A-15-059. Los resultados revelaron que existen sienitas (posiblemente, nefelinicas) y sienitas de anfíbol-piroxeno. En el primer caso, se estudiaron las 2 primeras muestras mencionadas (figura 5.43A, figura 5.43B, figura 5.43C y figura 5.43D). De estos análisis, se concluyó que la primera variedad de sienita presenta una textura granular hipidiomórfica, constituida esencialmente de feldespato potásico (51 % - 55 %) y moldes de cristales indeterminados. Como accesorios, se reconocieron minerales opacos (2 % - 3 %) y apatita (traza). Los minerales secundarios comprenden sericita (30 % - 32 %), arcillas (5 %), carbonatos (4 %), principalmente. También, es posible reconocer óxidos de hierro (1 %), calcedonia (<3 %) y otros que ocurren a niveles traza. Los feldespatos potásicos se observaron como cristales (0.9 mm - 9.8 mm) de formas subhedrales y anhedrales, prismáticos, algunos maclados y con textura perfitica. En ocasiones, poseen inclusiones de minerales opacos. Su alteración es a sericita y arcillas. Asimismo, manifiestan microfracturas rellenas por sericita, carbonatos e impregnaciones de óxidos de hierro. Los moldes de cristales (1.3

mm - 4.2 mm) se presentan con formas subhedrales, prismáticas. Algunos tienen inclusiones de minerales opacos y se encuentran reemplazados, totalmente, por agregados microescamosos de sericita y arcillas.

En esta variedad, únicamente, se observaron minerales opacos (≤ 1 mm) a manera de cristales con formas anhedrales, incluidos entre los intersticios de los cristales de feldespatos. También, se reconocieron cristales de apatita (≤ 0.3 mm), de formas euhedrales (hexagonales) y subhedrales con bordes subangulosos.

Las características de la sienita de anfíbol-piroxeno se determinaron con el estudio de la muestra GR39B-15-059 (figura 5.43E y figura 5.43F). A partir de este estudio, se concluyó que se trata de una roca intrusiva con textura granular hipidiomórfica. Asimismo, se observaron cristales de feldespatos potásicos (49 %) y plagioclasas (20 %), como minerales esenciales. Principalmente, ambos están alterados a arcillas y sericita. Los minerales accesorios comprenden biotita (5 %), opacos (4 %), piroxeno (3 %), anfíbol (1 %), apatita (1 %) y moldes de minerales ferromagnesianos. Los minerales secundarios son arcillas (5 %), carbonatos (4 %), clorita (3 %), sericita (3 %), óxidos de

hierro (1 %), plagioclasas (1 %), epidota y cuarzo (trazas). Los feldespatos potásicos (≤ 5.2 mm) y las plagioclasas (≤ 3.5 mm), ambas especies minerales, se presentan como cristales subhedrales prismáticos. En algunos casos, los feldespatos exhiben formas anhedrales. Ambos ejemplares mineralógicos manifiestan microfracturas, inclusiones de minerales opacos, así como alteración a arcillas y sericita, principalmente.

La biotita (≤ 1.6 mm) se muestra como cristales subhedrales y anhedrales, con hábito tabular y algunos anhedrales,

microfracturados, con inclusiones de minerales opacos y alterados a cloritas y óxidos de hierro. Los piroxenos (≤ 1 mm) se aprecian como cristales de formas subhedrales, prismáticos, alterados a cloritas, y con inclusiones de minerales opacos y apatito. Los anfíboles (≤ 5.6 mm) se manifiestan a manera de cristales subhedrales y anhedrales, prismáticos, microfracturados, con inclusiones de minerales opacos. Asimismo, se encuentran alterados a carbonatos, cloritas, epidota y óxidos de hierro.

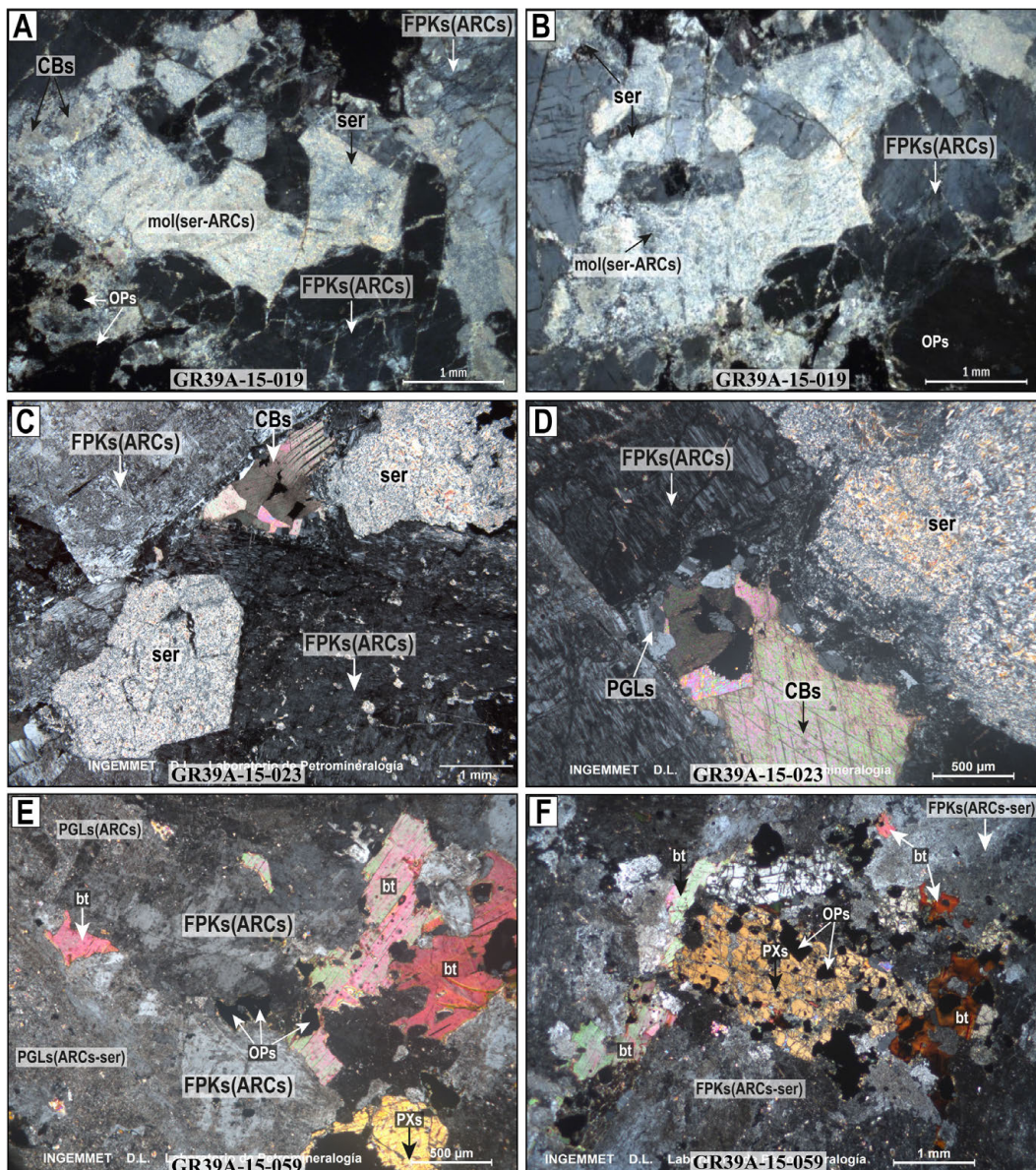


Figura 5.43 Sienitas Ollachea; A y B) muestra GR39A-15-019, sienita de la laguna Huascanicocha; feldespatos con alteración a arcillas y sericita, FPKs(ARCs-ser); moldes de cristales reemplazados por agregados de sericita y arcillas, mol(ARCs-ser); minerales opacos, OPs; C y D) sienita del C° Minaspatá; feldespato potásico con alteración de arcillas, FPKs(ARCs); plagioclasas, PGLs; carbonatos, CBs; y sericita, ser; E y F) sienita de Chillacori (Ollachea); feldespato potásico alterado a arcillas y sericita, FPKs(ARCs-ser); con piroxenos (PXs); anfíboles (ANFs); con alteración de carbonatos (CBs); y biotita (bt)

5.6.4 Relaciones de contacto

La intrusión u ocurrencia de sienitas no es muy conocida en nuestro país. Tiene mucha relación con el ambiente de formación de este tipo de rocas. Se trata de condiciones que no se suscitaron con facilidad en nuestro territorio. Únicamente, **las sienitas Ollachea afloran relacionadas a las rocas volcánicas del Grupo Mitu**. A lo largo de la carretera Macusani-Ollachea, en las inmediaciones del paraje de Chillacori, se observó que los cuerpos de sienita cortan a las lavas de la unidad ya mencionada. Asimismo, una relación similar se apreció en el sector de Huascanipampa, donde se vieron cuerpos de sienitas **en forma de apófisis y pequeños cuerpos con formas ovaladas que cortan las lavas ya mencionadas**.

5.6.5 Edad

De sus relaciones de contacto, se determinó que son más jóvenes que la secuencia volcánica del Grupo Mitu. La base sedimentaria de la unidad litoestratigráfica mencionada ha sido datada con precisión a lo largo del Valle Sagrado en Cuzco, donde se le atribuye una edad Triásico medio - Jurásico inferior (Carlotto et al., 2011). La sección de referencia más cercana a nuestra área de trabajo es la de Mamuera, que se localiza en la ciudad de Sicuani. Las dataciones U-Pb realizadas en lavas traquiandesíticas basales de esta zona tienen una edad de 234.3 ± 0.3 Ma (Reitsma, 2012). Este autor dató las areniscas Huancané que cubren, concordantemente, al Grupo Mitu, en Oqoruro. En este sentido, la edad de concordia obtenida es 176.7 ± 4.5 Ma. Esta última se encuentra en concordancia con los datos de Miskovic et al. (2009). En este caso, luego de fechar las sienitas de Chillacori, se obtiene edades de 199.1 ± 7.4 Ma y 184.1 ± 3.7 Ma. Si se analiza el rango de edad, puede resultar muy amplio (aproximadamente, 15 Ma). En cierta medida, esto es posible que sea el resultado de la poca población de zircones en este tipo de rocas. Si se considera el amplio error de la edad más antigua, puede ubicarse en un rango más corto. Por lo tanto, como edad de la suite, se propone el rango 192 - 184 Ma.

5.7 SUITE OJECOCHA

Quizás, los afloramientos agrupados dentro de esta suite son los más pequeños en el Batolito de la Cordillera Oriental.

Inicialmente, el cuerpo mayor (Ojecocha) fue considerado como parte del Plutón de San Gabán por Chávez et al. (1997). Posteriormente, Soberón et al. (2017) proponen separarlos y agruparlos dentro de una unidad denominada Ojecocha. En el presente estudio, se le denomina Suite Ojecocha. Visto en planta, la intrusión principal exhibe una forma elipsoidal. Sin embargo, los bordes NO y SE son achatados y el extremo occidental es controlado por una falla de rumbo sinistral.

5.7.1 Ubicación de los afloramientos

Los afloramientos se producen desde el paraje de Samana en el sur (hoja 28u3), hasta el cerro Chaupiloma en el norte (hoja 28u4). Para su observación, los mejores parajes son Ojecocha, Condeña, Faucipata y Jatun Yurac Cancha. También, se le puede observar en los cerros Yurac Loma, Hatun Huayjo (figura 5.44), Patajespe Cancha, Illac Orjo, Yanaruna, Ticllacocho, Mamanlipani y Chullunquiani.

5.7.2 Aspectos macroscópicos

Esencialmente, la Suite Ojecocha se constituye de monzogranitos que presentan tonalidades gris blanquecinas en sus superficies frescas. El análisis macroscópico determinó que estas rocas poseen un índice de color leucócrata y una textura equigranular de grano medio (figura 5.45). Asimismo, revelan texturas especiales, como poiquilítica y maclado, según Carlsbad y polisintética.

Los monzogranitos se encuentran compuesto por cristales de cuarzo de hasta <5 mm de diámetro. Estos se presentan entre los intersticios de los cristales de plagioclasas y feldespatos potásicos. Los cristales de plagioclasas son <5 mm. Además, exhiben formas irregulares y aisladas; se les encuentra en forma tabular. El feldespato potásico es el mineral con cristales más desarrollados que alcanzan hasta 11 mm. El mineral ferromagnesiano es la biotita, la cual alcanza tamaños de hasta 4 mm. Por lo general, se encuentra de forma aislada; en algunas zonas, con formas hexagonales. Como minerales de alteración, se manifiestan cloritas y arcillas.

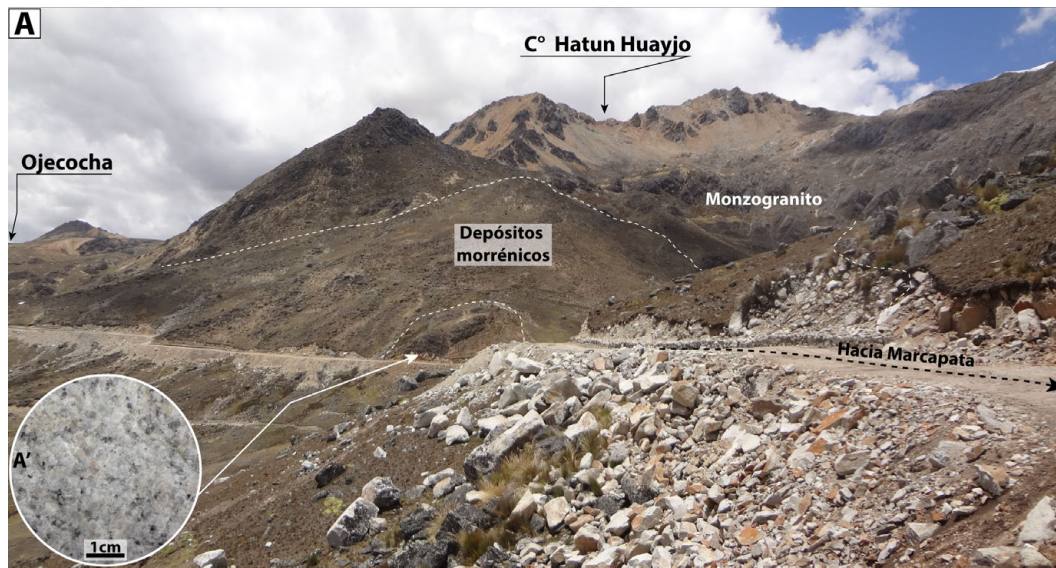


Figura 5.44 Vista panorámica de afloramientos de monzogranitos de la Unidad Ojecocha en el cerro Hatun Huayjo; A') muestra representativa de monzogranito de la Unidad Ojecocha, tomado a 2 km al noroeste del paraje de Ojecocha en el cerro Hatun Huayjo

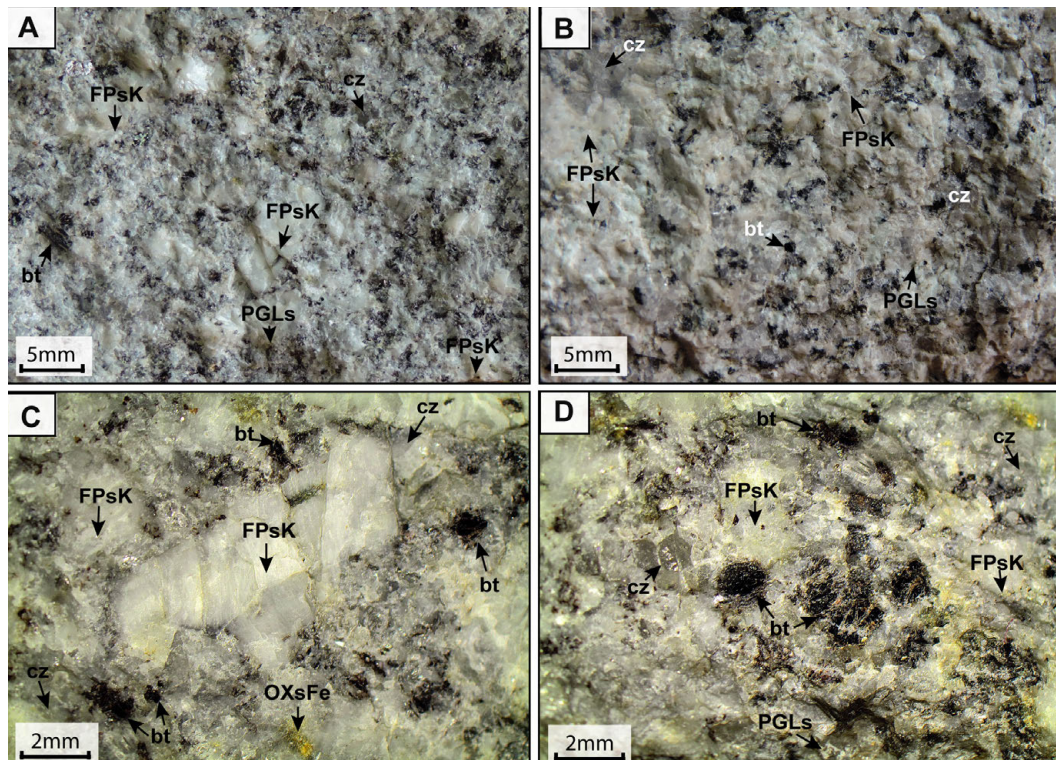


Figura 5.45 Muestras de monzogranito de la Unidad Ojecocha; A y C) monzogranito, ubicado en la laguna Macho Cruz, donde se observan cristales desarrollados de feldspatos potásicos (FPsK) (5 mm) dentro de cristales de plagioclasas (PGLs), así como cristales de biotitas (bt) aisladas y, asociadas a estas, óxidos de hierro (OXsFe); B y D) monzogranito del cerro Yanaruma, de grano fino, donde se aprecian cristales de biotitas aisladas y, en algunos casos, con forma hexagonal

5.7.3 Petrografía

Para definir sus características petrográficas, se estudiaron las muestras GR39A-15-184 (figura 5.46A, figura 5.46C y figura 5.46E) y GR39A-15-196 (figura 5.46B, figura 5.46D y figura 5.46F) bajo el microscopio de polarización. De estos, se concluyó que los monzogranitos de la Suite Ojecocho presentan textura granular hipidiomórfica y están compuestos por cristales de cuarzo con formas anhedrales (< 5.5 mm). Eventualmente, presentan inclusiones de minerales opacos. También, se reconoció feldespato potásico a manera de cristales con formas anhedrales (< 10 mm). A menudo, estos presentan inclusiones de cristales de biotitas y minerales opacos (textura poiquilítica),

así como exsolución de plagioclasas (textura perfitica). Los cristales de plagioclasas se reconocieron con formas subhedrales (<5.5 mm), con zonación y maclado polisintético. Asimismo, presentan inclusiones de biotitas y zircones, y se encuentran alterados a sericita, arcillas y epidota. La biotita muestra formas subhedrales (<2.5 mm) y algunos tabulares. Presenta inclusiones de minerales opacos y zircones, y están alterados a cloritas. Los minerales opacos (< 0.5 mm) aparecen como cristales con formas anhedrales y asociados a biotitas. El zircón (< 0.10 mm) se revela como inclusiones en plagioclasas y biotitas. Los minerales secundarios son las arcillas, la sericita, las cloritas y la epidota.

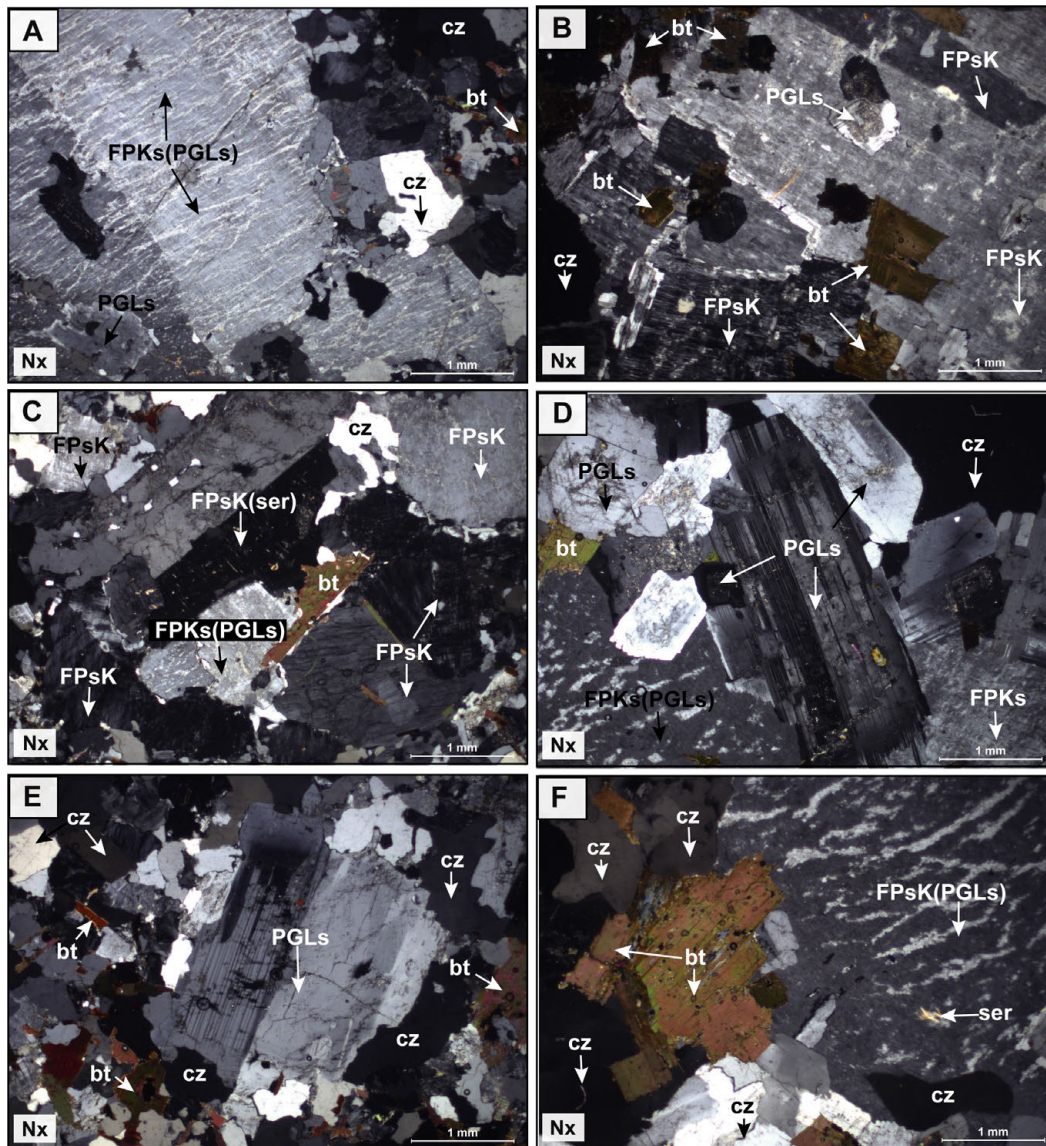


Figura 5.46 A, C y E) muestra GR39A-15-184, de monzogranito, ubicado en la laguna Macho Cruz, donde se observan cristales de feldespato potásico con exsoluciones de plagioclasas (FPKs-PGLs) (textura perfitica), cristales de cuarzo (Cz) y biotita (bt) intersticial entre los cristales de feldspatos potásicos, cristal de plagioclasa (PGLs) dentro de microcristales de cuarzo y biotitas; B, D y F) muestra GR39A-15-196, de monzogranito, ubicado en el cerro Yanaruma, donde se observan cristales de feldspatos potásicos con inclusiones de plagioclasas y biotitas, cristales de plagioclasas maclados, cristales de feldespato potásico con alteración a sericita (ser) y con exolución de plagioclasas

5.7.4 Relaciones de contacto

En el sector del cerro Chacacumani, se cartografió el contacto entre las rocas volcánicas atribuidas al Grupo Mitu y los monzogranitos leucócratas de la Suite Ojecocho. Este contacto se encuentra controlado por una falla de rumbo sinistral que hemos denominado Falla Chacacumani (figura 5.47A). Esta

estructura manifiesta una dirección preferente N 150/80 S. Por otro lado, en algunos bloques de estos granitos, se identificaron xenolitos pardo rojizos, de naturaleza volcánica, dentro de los monzogranitos (figura 5.47B y figura 5.47C). En esta zona, estas facies volcánicas solo pueden corresponder al Grupo Mitu. Por lo tanto, es posible concluir que estas intrusiones graníticas son más jóvenes que la unidad litoestratigráfica mencionada.

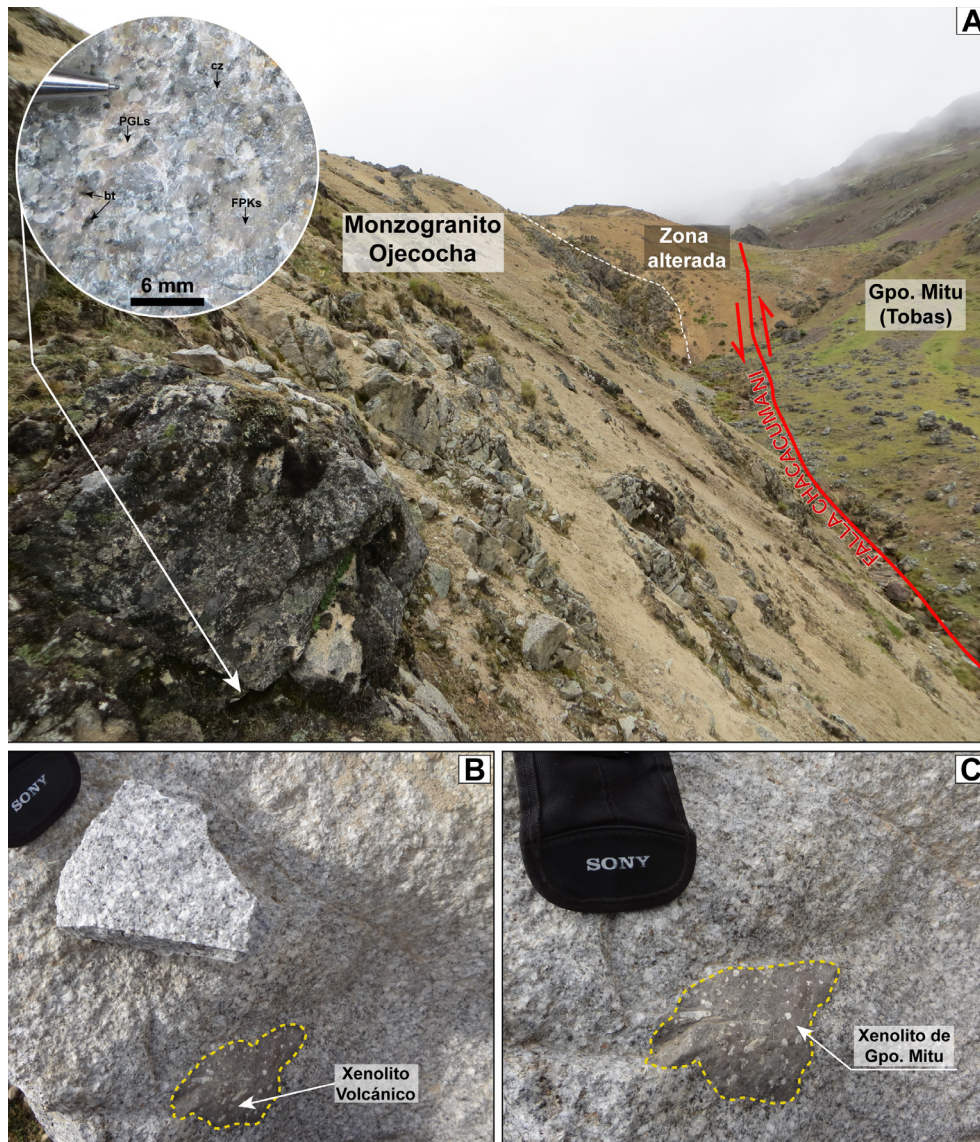


Figura 5.47 A) contacto entre andesitas del Grupo Mitu y monzogranitos de la Unidad Ojecocho en el cerro Chacacumane; B y C) xenolitos de naturaleza volcánica dentro de monzogranitos

5.7.5 Edad

No se cuenta con estudios de geocronología para esta suite. Por ello, su definición se realizó en función a sus características petrográficas y geoquímicas. Asimismo, en base a que esta presenta xenolito del Grupo Mitu, es posible concluir que es, probablemente, de edad Jurásica, pero no se le puede asignar un rango de edad en este momento.

5.8 SUITE QUERAYOC

Esta suite fue diferenciada de los cuerpos de monzogranitos y sienogranitos de los plutones de San Gabán y Ojecocha por las características en la forma del emplazamiento (figura 5.48),

la litología y la relación de contacto. Se emplazan en forma de pequeños cuerpos irregulares (formas ovaladas vistas en planta). Asimismo, en las imágenes satelitales, se le puede identificar, rápidamente, por sus tonalidades blancas, que pueden ser confundidas con casquetes glaciares.

5.8.1 Ubicación de los afloramientos

Los afloramientos son restringidos y puntuales. Se les puede observar en las cercanías de Querayoc, así como entre los parajes de Runtu Upina y Yanacocha. Asimismo, se les puede reconocer en los cerros Padre Orjo y Pupusani, así como en las inmediaciones de las lagunas Coolecocha y Jomerococha.

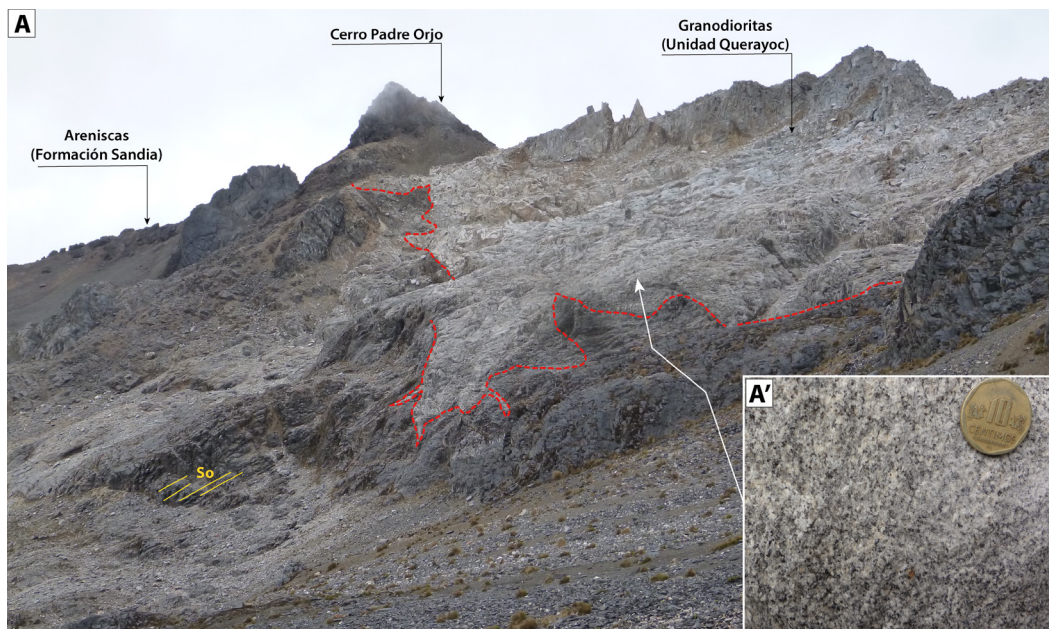


Figura 5.48 A) afloramiento de granodioritas de la Suite Querayoc en el cerro Padre Orjo, donde se aprecia cortando areniscas de la Formación Sandía; A') muestra de granodiorita leucócrata con cristales de biotitas dispersas

5.8.2 Aspectos macroscópicos

Se reconocieron granodioritas como única litología. Estas presentan un color gris blanquecino, que son el reflejo de su índice de color leucócrata. Respecto a su textura, se detectó una textura fanerítica equigranular. Asimismo, el tamaño de grano va de fino a medio (figura 5.49A y figura 5.49B).

Sus constituyentes minerales son cristales de cuarzo (< 3 mm) intersticial con formas globulares; plagioclasas (< 3 mm) con formas irregulares; y feldespato potásico (5 mm) de formas tabulares e irregulares. También, se reconocieron biotitas (< 2 mm) que se encuentran aisladas. En algunos sectores, estas se muestran alineadas y, en otros, reunidas en forma de cúmulos.

5.8.3 Petrografía

Bajo el microscopio, se determinó que se trata de granodioritas de textura granular hipidiomórfica. Estas se constituyen de cristales de cuarzo (< 3 mm) con formas anhedrales, algunos microfracturados y con inclusiones de minerales opacos y apatitos. Las plagioclasas (< 3.5 mm) se manifiestan como cristales de formas subhedrales, que exhiben su macla polisintética típica y zonación en algunos casos. El otro constituyente principal es el feldespato potásico (< 1.5 mm) que se revela como cristales de formas anhedrales y microfracturados. Se pudo determinar la especie mineral microclina, caracterizada por su macla enrejada (figura 5.50).

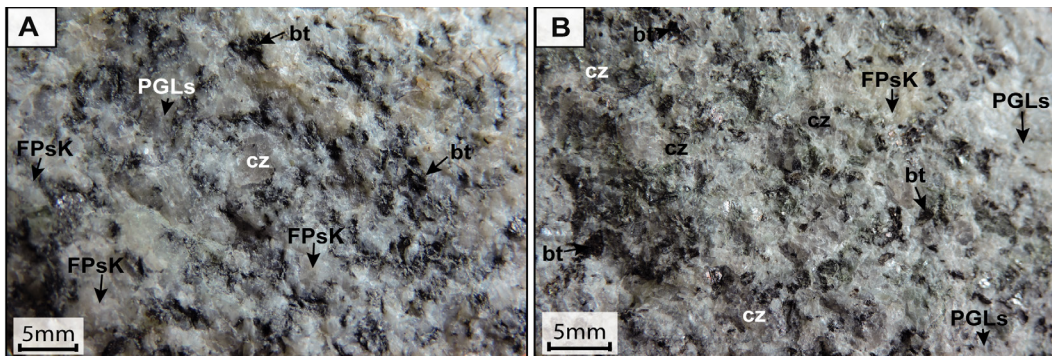


Figura 5.49 Muestras de granodioritas de la Unidad Querayoj; A) granodiorita ubicada en el cerro Padre Orjo, donde se observan cristales de feldspatos aislados, cuarzo globular y biotitas aisladas; B) granodiorita ubicada en el paraje Yanacochoa, donde se aprecian cristales de biotitas en forma de escamas y aisladas

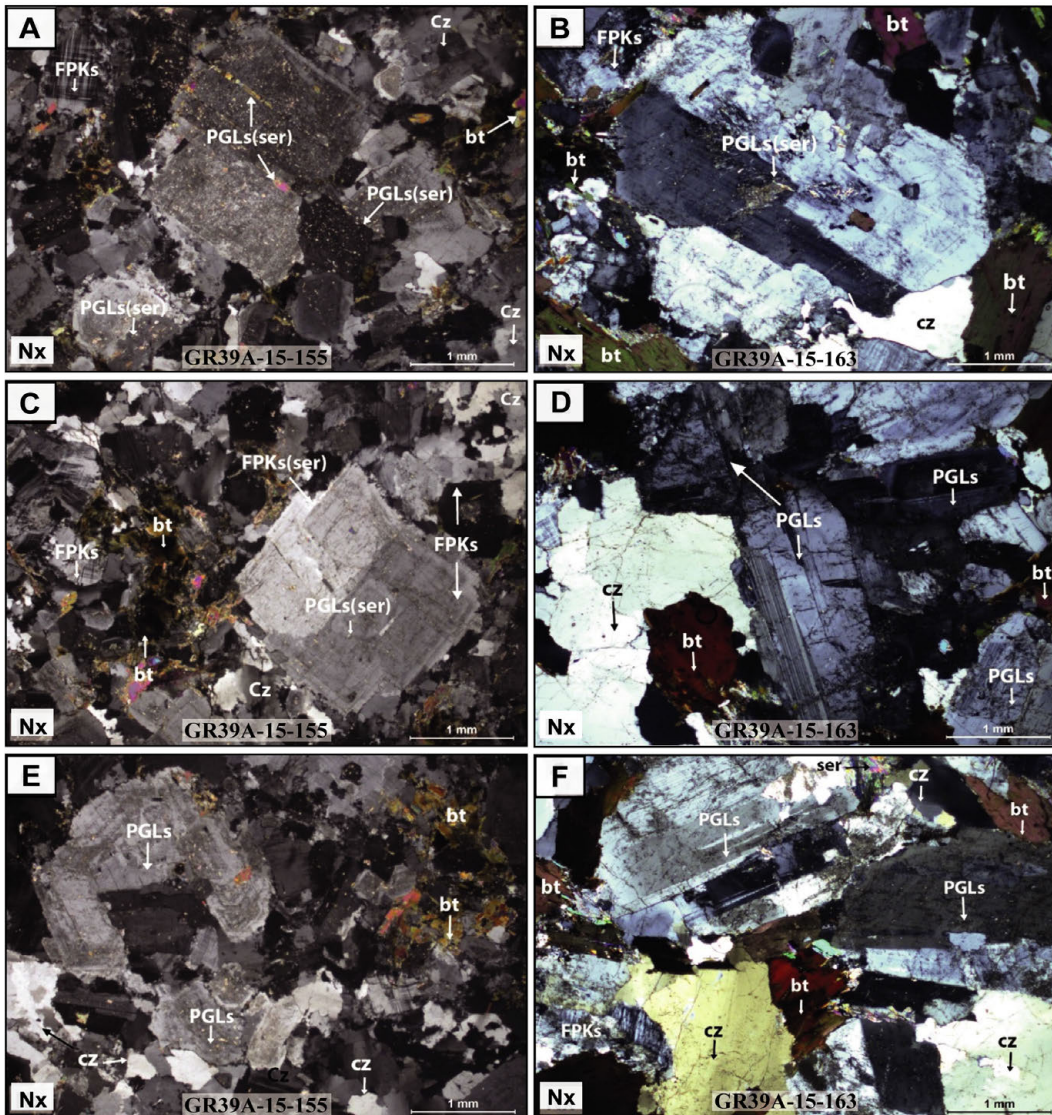


Figura 5.50 A, C y E) muestra GR39A-15-155, de granodiorita, ubicada en el cerro Padre Orjo, donde se observan cristales de feldspato potásico-microclina (FPKs), plagioclasas alteradas a sericita (PGLs-ser) y zonados, y biotitas y cuarzo intersticial; B, D y F) muestra GR39A-15-163, de granodiorita, ubicada en el paraje Yanacochoa, donde se aprecian cristales de plagioclasas alteradas a sericita (PGLs-ser) con inclusiones de biotitas (bt), cuarzos y biotitas intersticiales entre cristales de plagioclasas

Entre los minerales accesorios, destaca la biotita (< 2 mm), que se presenta como cristales con formas subhedrales y tabulares, con inclusiones de minerales opacos y alterada a cloritas y epidotas. También, como accesorios, se cataloga a minerales opacos (< 0.1 mm); en este caso, se muestran como cristales con formas anhedrales, incluidos dentro de la biotita y el cuarzo. Además, se reconoció apatita (< 0.05 mm) a manera de cristales con formas euhedrales, que se encuentran como inclusiones en los cuarzos. La mineralogía secundaria comprende arcillas, óxidos de hierro, sericita, cloritas y epidota.

5.8.4 Relaciones de contacto

La primera figura dentro del desarrollo de esta suite (figura 5.48) manifiesta la intrusión de granodioritas entre estratos de areniscas de la Formación Sandia del Ordovícico. Se trata de un contacto irregular que confirma que la intrusión es posterior. En el cerro Escalera, en el contacto entre las granodioritas Querayoc,

las pizarras del Grupo San José y la Formación Sandia, se apreciaron diques granodioríticos que salen del cuerpo intrusivo principal y cortan los estratos paleozoicos (figura 5.51A).

Por otro lado, al este de la laguna Jomerococha, es posible apreciar, con claridad, una serie de techos colgados (roof pendant) de la Formación Sandia sobre las granodioritas Querayoc (figura 5.51B). Asimismo, se logró determinar que estas cortan a los granitos de las suites Coasa y San Gabán.

5.8.5 Edad

De sus relaciones de contacto, solo es posible deducir que son más jóvenes que los 190 Ma (edad de la Suite San Gabán). Asimismo, no se cuenta con ningún argumento geocronológico que pueda precisar la edad de estas intrusiones. En consecuencia, al igual que la Suite Ojecocho, la edad de Querayoc es incierta.

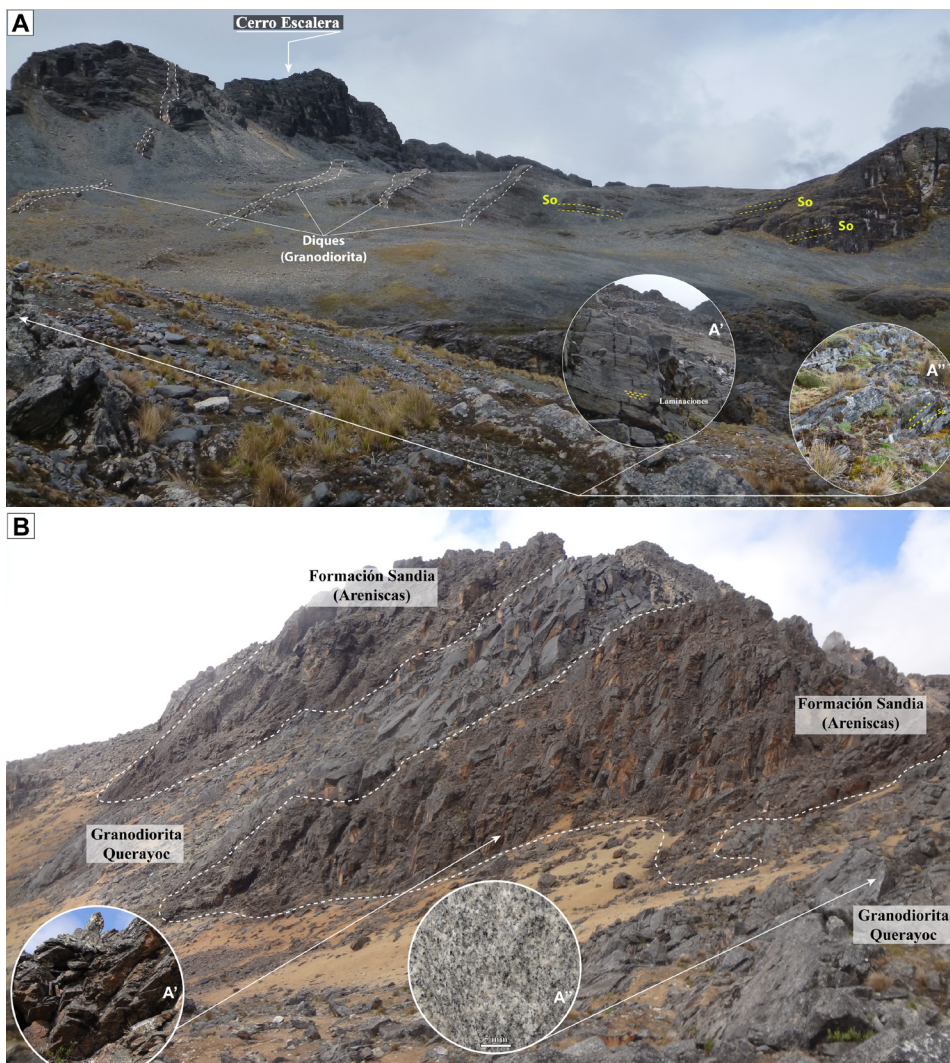


Figura 5.51 Relaciones de contacto de la Suite Querayoc; A) vista panorámica de diques granodioríticos cortando a estratos de areniscas, donde las líneas discontinuas en amarillo y So marcan la estratificación de las areniscas; B) vista panorámica tomada a unos 500 m al E de la laguna Jomerococha, donde se aprecian los techos colgados de areniscas, producto de la intrusión de las granodioritas

CAPÍTULO VI

GEOQUÍMICA DE LAS SUITES

Para evaluar una suite, es esencial analizar sus características genéticas y evolutivas. Estas peculiaridades pueden ser deducidas de la concentración de elementos químicos en los minerales formadores de las rocas. Entonces, la litogeoquímica resulta una herramienta fundamental en el estudio de las rocas ígneas.

Para el caso del segmento Carabaya, se analizaron un total de 170 muestras de rocas ígneas. Estas fueron colectadas en las diferentes campañas de campo, sobre todo, durante el 2015 y el 2016. Los análisis se realizaron en los laboratorios de SGS del Perú y ALS. Los ensayos se ejecutaron mediante ICP-MS e ICP-OES. El primero fue para la determinación de tierras raras mediante digestión multiácida, y el segundo, para la determinación de los elementos mayores, mediante fusión con metaborato de litio. En este sentido, los resultados se expresan en % (wt) para el caso de los elementos mayores (óxidos), mientras que los elementos traza son expresados en ppm.

En el capítulo anterior, se abordó el contenido relacionado a las suites del batolito. Estas pueden dividirse en 2 campos para su interpretación: en primer lugar, con mayor población de muestras, se encuentran las unidades del Triásico; en segundo lugar, podrían ser los intrusivos jurásicos y los con edad incierta. Como ya se expresó anteriormente, para definir las suites, se realiza un análisis exhaustivo de la petrografía, la petrología, la geocronología y la geoquímica. Con el fin de obtener una mejor comprensión, se decidió presentar las características geoquímicas en un capítulo completo, ya que consideramos que el lector puede encontrar algunos aspectos importantes en las interpretaciones geoquímicas.

En la tabla 6.1, se presenta una síntesis de las suites del batolito. Esto será de utilidad, dado que en ella se sintetizan algunos aspectos generales del capítulo anterior.

Tabla 6.1

Síntesis de las suites del Batolito de la Cordillera Oriental - segmento Carabaya

Suite	Litología	Edad
Turamarca	Gabro - Diorita	247 Ma
Aricoma	Granodiorita - Granito	239 - 230 Ma
Limbani	Metamonzogranito	227 - 222 Ma
Coasa	Monzogranito - Sienogranito	227 - 216 Ma
San Gabán	Monzogranito - Sienogranito	-195 - -190 Ma
Ollachea	Sienita	192 - 184 Ma
Ojecocha	Monzogranito	Incierta
Querayoc	Granodiorita	Incierta

Del contenido de la tabla, es fácil deducir que las suites Turamarca y Ollachea son casos excepcionales dentro del segmento estudiado. Por esta razón, su análisis se mostrará **individualmente**, con el fin de que el lector pueda conocer en detalle las características más relevantes de cada suite magmática.

6.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

Los elementos mayores son expresados como óxidos. Estos se emplean para determinar aspectos esenciales, como la serie magmática, la composición litológica (que no reemplaza la petrografía), el índice de saturación de alúmina, las series de

bajo, medio y alto potasio, así como para realizar inferencias acerca de procesos de mezcla y/o fraccionación de minerales constituyentes de las rocas. A continuación, se presentan las principales conclusiones extraídas del análisis de estos elementos.

6.1.1 Triásico

De este periodo, se determinaron 4 suites magmáticas. Esencialmente, 3 de ellas constan de granitoides y 1 comprende rocas básicas. Por ello, en este apartado, se nombrará como suites de granitoides y dioritoides, respectivamente. De esta manera, adecuadamente, se presentarán algunas características deducidas de diagramas binarios.

Suite de dioritoides

Las rocas de la Suite Turamarca son las únicas dentro de este grupo. En términos de concentración de elementos mayores,

se podría referir que los contenidos de sílice (SiO_2) de estas rocas varían entre 40 (% wt) y 80 (% wt). Los óxidos de titanio (TiO_2), magnesio (MgO), hierro (Fe_2O_3) y calcio (CaO) varían en los rangos 1.6 % - 5.5 %, 4.6 % - 7.6 %, 10.3 % - 18.3 % y 6.6 % - 11.3 %, respectivamente. Además de los elementos ya referidos, es posible mencionar que las concentraciones en óxidos de sodio (Na_2O), potasio (K_2O) y fósforo (P_2O_5) fluctúan en los rangos 2.1 % - 4.1 %, 0.2 % - 1.7 % y 0.3 % - 1.6%, correspondientemente.

Al plotear los valores de SiO_2 Vs Álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), se infiere la serie magmática. De este gráfico (figura 6.1), se concluye que se trata de rocas de la serie alcalina, lo que se corroboró al emplear el diagrama de milicaciones R1 Vs R2 (figura 6.2). Con este último diagrama, geoquímicamente, se pueden apreciar que los dioritoides estudiados comprenden las variedades gabro - monzogabro - gabro de olivino - gabro alcalino - sienogabro.

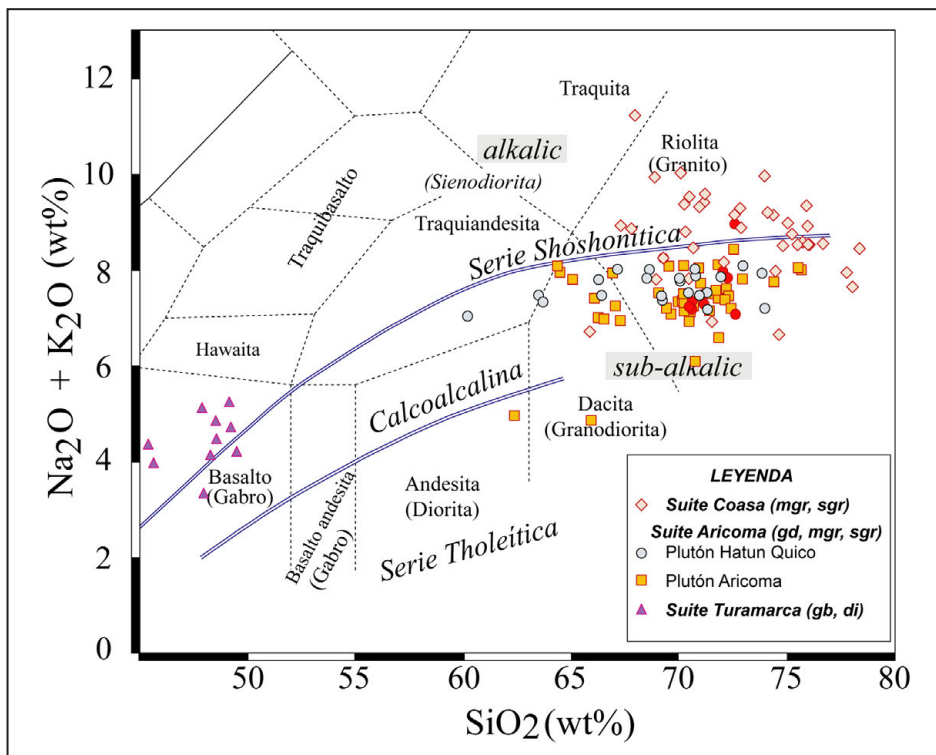


Figura 6.1 Diagrama de TAS (SiO_2 Vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) para las suites triásicas del Segmento Carabaya. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite calcoalcalino-toleítico es establecido según Kuno (1968)

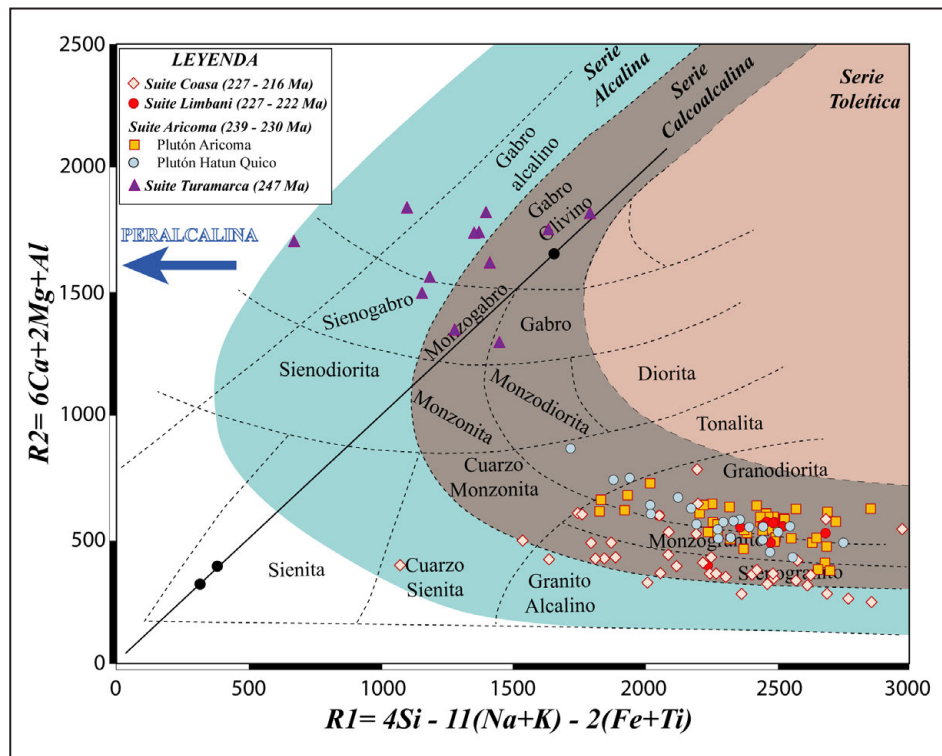


Figura 6.2 Diagrama de clasificación multicatónica R1 Vs R2 (modificado de De la Roche et al., 1980) para las rocas suites triásicas del Segmento Carabaya

Shand (1943) propuso una clasificación en términos de los contenidos de aluminio (Al). Actualmente, esta clasificación es conocida como índice de saturación de alúmina (figura 6.3). El empleo de este indicador se ejecuta para inferir las características o tipo de rocas que se funden para formar el magma. Al plotear los valores molares de Al, Ca, Na y K en el diagrama de Shand (1943), se determinó que los dioritoides triásicos se ubican en el campo metalumínico o metaluminoso.

A su vez, esto indica que proviene de una fuente sin excesos de Al o álcalis (Na₂O + K₂O).

Suite de granitoides

Los granitoides triásicos abarcan las suites Aricoma, Limbani y Coasa. Asimismo, en los diferentes elementos, sus proporciones modales son variables (ver tabla 6.2). Respecto a contenido de SiO₂, se puede sostener que, en forma general, varía entre 60 % y 78 %.

Tabla 6.2

Composición porcentual de elementos mayores en suites magmáticas del Triásico

Suite	SiO ₂ (%)	TiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Aricoma	60.2 – 75.6	0.28 – 1.3	0.4 – 2.05	2.2 – 7.7	0.14 – 4.0	0.7 – 5.2	1.4 – 4.9	0.04-0.25
Limbani	69.3 – 72.6	0.3 – 0.5	0.6 – 1.13	2.8 – 4.0	0.9 – 2.5	3.3 – 4.3	3.6 – 5.5	0.12-0.19
Coasa	65.8 – 78.4	0.06 – 0.5	0.05 – 1.9	1.3 – 5.4	0.2 – 3.6	3.2 – 5.9	2.8 – 5.6	< 0.3258

En líneas generales, los diferentes granitoides se adaptan dentro de la serie calcoalcalina, a excepción de la Suite Coasa que presenta cierta tendencia a la serie alcalina por sus altas concentraciones de feldespato potásico. Estas características fueron determinadas en los diagramas de TAS (figura 6.1) y milicaciones (figura 6.2) R1 Vs R2 (De la Roche et al., 1980). A nivel geoquímico, la composición de las muestras estudiadas indican que se trata de granitoides y, eventualmente, granitos alcalinos.

En términos de saturación de alúmina, se puede sostener que los granitoides se localizan en los campos metalumínico

y peralumínico. Esto sugiere que las rocas involucradas en la fusión tienen variedades respecto de la concentración de aluminio. Es necesario resaltar el caso de las rocas de la Suite Aricoma. Como ya se mencionó en el capítulo anterior, 2 plutones componen esta suite. En el caso del plutón Aricoma, se identifica la presencia de moscovita producida por alteración hidrotermal. Esto adhiere aluminio (Al) al sistema y marca una tendencia diferente al normal de la suite. Por otro lado, el plutón Hatun Quico es absolutamente peralumínico. Esto sugiere una procedencia de rocas (sedimentarias) con alto contenido de aluminio o una contaminación con material cortical (rocas con alto Al).

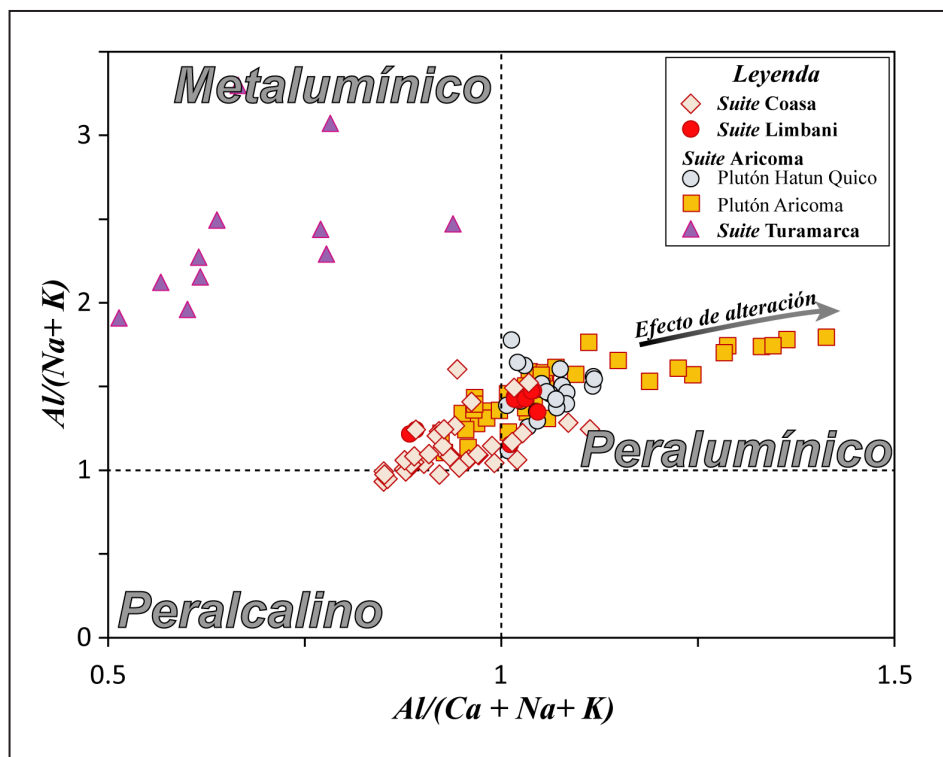


Figura 6.3 Diagrama de Shand (1943) A/CNK vs A/NK discriminando rocas de composición metalumínico, peralumínico y peralcalino, aplicado a rocas de las suites del Triásico

6.1.2 Jurásico

En este apartado, se mostrarán las características esenciales para las suites San Gabán, Ollachea, Ojecocho y Querayoc. Todas se encuentran constituidas de variedades de granitoides, con excepción de Ollachea, que son variedades de sienita y que obedecen a un magmatismo particular dentro del Batolito de la Cordillera Oriental del sur del Perú.

Al plotear los resultados del análisis químico de las muestras de las suites jurásicas en el diagrama TAS (figura 6.4), es posible observar que los granitoides comprenden, principalmente, la

serie alcalina y, en menor proporción, la calcoalcalina. Por su parte, las sienitas Ollachea se encuentran en un campo fuera de las series conocidas, lo que es consistente con rocas peralcalinas.

Para contrastar la serie magmática, se llevaron los resultados a un diagrama R1 Vs R2 (figura 6.5). En este, se puede observar que la correspondencia de los granitoides es, esencialmente, hacia la serie calcoalcalina y corrobora la traza peralcalina para las sienitas Ollachea. Del análisis de los gráficos ya referido, se concluye que los granitoides jurásicos corresponden a la serie calcoalcalina, mientras que las sienitas son rocas peralcalinas.

Respecto a la saturación de alúmina (figura 6.6), se podría considerar que los granitoides jurásicos son peraluminosos. Del análisis del gráfico, se deben destacar los altos contenidos de Al de la Suite San Gabán. Esto podría ser el resultado de su contaminación con las pizarras del Grupo San José (Ordovícico), las que desarrollaron granate, andalucita, moscovita y biotita por

metamorfismo de contacto. Esto sugiere contenidos altos del elemento ya mencionado. Según el diagrama, esencialmente, las sienitas Ollachea son metaluminosas. En cierta medida, esto no correlaciona con lo establecido en los diagramas de TAS (Le Maitre et al., 2002) y R1 Vs R2 (De la Roche et al., 1980), donde se determinó su característica peralcalina.

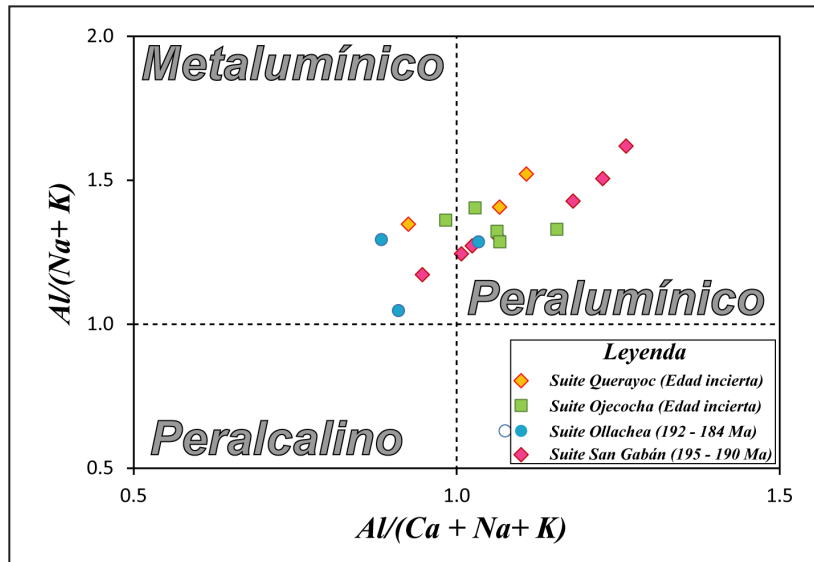


Figura 6.6 Diagrama de Índice de Saturación de Alúmina (ISA) propuesto por Shand (1943) A/CNK vs A/NK , empleado para discriminar rocas de composición metalumínico y peraluminico, aplicado a rocas de las suites del Jurásico

Conclusión del análisis de elementos mayores

Luego de analizar los diferentes diagramas planteados en esta parte del capítulo, es necesario resumir algunas peculiaridades que serán de importancia en capítulos posteriores. En primer lugar, se tienen dioritoides de las serie alcalina y sienitas hiperalcalinas (o peralcalinas), así como los granitoides que corresponden a la serie calcoalcalina. Otro aspecto importante es que la Suite Coasa es, preponderantemente, metaluminosa. Esto la diferencia del resto de las suites que son, esencialmente, peraluminosas.

6.2 DIAGRAMAS DE HARKER (ELEMENTOS MAYORES)

En este caso, son diagramas binarios que contrastan la concentración de diferentes elementos mayores Vs SiO_2 (empleado como factor de diferenciación de las rocas). Este tipo

de diagramas se emplea para inferir tendencias de fraccionación de minerales y/o procesos de mezcla que pudieron ocurrir durante la formación de las rocas. De manera similar a los elementos mayores, se abordarán los diagramas de Harker por separado, considerando la edad de las suites.

6.2.1 Triásico

La figura 6.7 y la figura 6.8 son compilados de diferentes diagramas de Harker para las suites de dioritoides y granitoides, respectivamente. Como ya se mencionó, las diferencias litológicas y la adición de geoquímica de elementos mayores hacen necesario abordar las características de forma separada.

Suite de dioritoides

Las rocas básicas que conforman esta suite muestran concentraciones muy divergentes entre sí. Por ello, en muchos casos, no se logran establecer patrones que sugieren la

fraccionación, por lo que llevan a pensar en mezcla de magmas. En el diagrama TiO_2 Vs SiO_2 , se presenta una tendencia negativa, es decir, es posible observar que las concentraciones decrecen a medida que la roca se va diferenciando. Los altos valores de TiO_2 pueden interpretarse como el inicio de fraccionación de olivino y piroxeno, mientras que los valores más bajos podrían estar relacionados con la cristalización de anfíbol y quizá biotita. Una interpretación similar se realiza a los diagramas de Fe_2O_3 Vs SiO_2 y MgO Vs SiO_2 , dado que estos elementos se encuentran comprometidos en la cristalización y la fraccionación de los ferromagnesianos.

El diagrama CaO Vs SiO_2 muestra una tendencia negativa. En general, esto es el reflejo de la fraccionación de la plagioclasa que es más cálcica en este caso. Sin embargo, algunas muestras se separan de la tendencia general y presentan altas concentraciones de Ca , lo que podría estar relacionado con algún proceso de mezcla con minerales con contenido de Ca (piroxeno, por ejemplo).

En el diagrama Al_2O_3 Vs SiO_2 , no se encontró un patrón que pueda interpretarse. Esta característica es el reflejo de la dispersión que presentan estas rocas en el diagrama ISA de la figura 6.3. A partir de la gráfica P_2O_5 Vs SiO_2 , se determinó una tendencia negativa en base a la cristalización de apatita. En la contrastación de Na_2O Vs SiO_2 , se determinó el aumento de Na_2O a medida que la roca se diferencia. Indudablemente, esto es la figura de la fraccionación de la plagioclasa. Finalmente, el diagrama K_2O Vs SiO_2 presenta dispersión que podría ser el reflejo de los procesos de mezcla magmática (*mingling*) con granitoides.

Suites de granitoides

La interpretación de los patrones de los granitoides triásicos fue más sencilla, dado que estos presentan tendencias bien definidas que revelan procesos fáciles de deducir en diagramas binarios.

El primer gráfico analizado es TiO_2 Vs SiO_2 , del cual destacan las concentraciones más altas de TiO_2 . Estas se encuentran en las rocas menos diferenciadas de la Suite Aricoma. Dada la presencia de rutilo en sus rocas, se interpreta que el diagrama ejemplifica la fraccionación de rutilo titanita e ilmenita. En el caso del diagrama Fe_2O_3 Vs SiO_2 , se interpreta como fraccionación de magnetita y ferromagnesianos. De todos modos, es importante considerar los altos contenidos en las rocas de la Suite Aricoma, presentes en las rocas menos diferenciadas (granodiorita en este caso), pues podrían estar relacionados a los óxidos de hierro que se encuentran diseminados en las muestras.

La representación MgO Vs SiO_2 muestra una correlación negativa, lo que es el reflejo de la fraccionación de ferromagnesianos; en este caso, de biotita. De este gráfico, se concluye que la Suite Coasa posee las menores concentraciones, a pesar de que sus porcentajes en contenido de biotita son similares a las demás suites. Por esta razón, se debe reflexionar en relación con que existe una removilización o reemplazo de magnesio por un elemento compatible con Mg .

La tendencia decreciente del esquema CaO Vs SiO_2 refleja la fraccionación de plagioclasas. Por su parte, del gráfico Al_2O_3 Vs SiO_2 , inferimos procesos de fraccionación del grupo de los feldespatos. En la mayoría de las suites, el patrón horizontalizado del boceto Na_2O Vs SiO_2 refleja estabilidad en la cristalización de plagioclasa. Nuevamente, la Suite Coasa manifiesta una correlación que difiere de las demás. Se trata de una correlación negativa, lo que descarta la estabilidad y sugiere fraccionación de plagioclasas.

El diagrama K_2O Vs SiO_2 presenta una leve tendencia positiva que se correlaciona con el aumento en la cristalización de feldespato potásico. La Suite Coasa es la que mayores concentraciones de K_2O exhibe, lo que es el reflejo de los megacristales de feldespato presentes dentro de sus afloramientos.

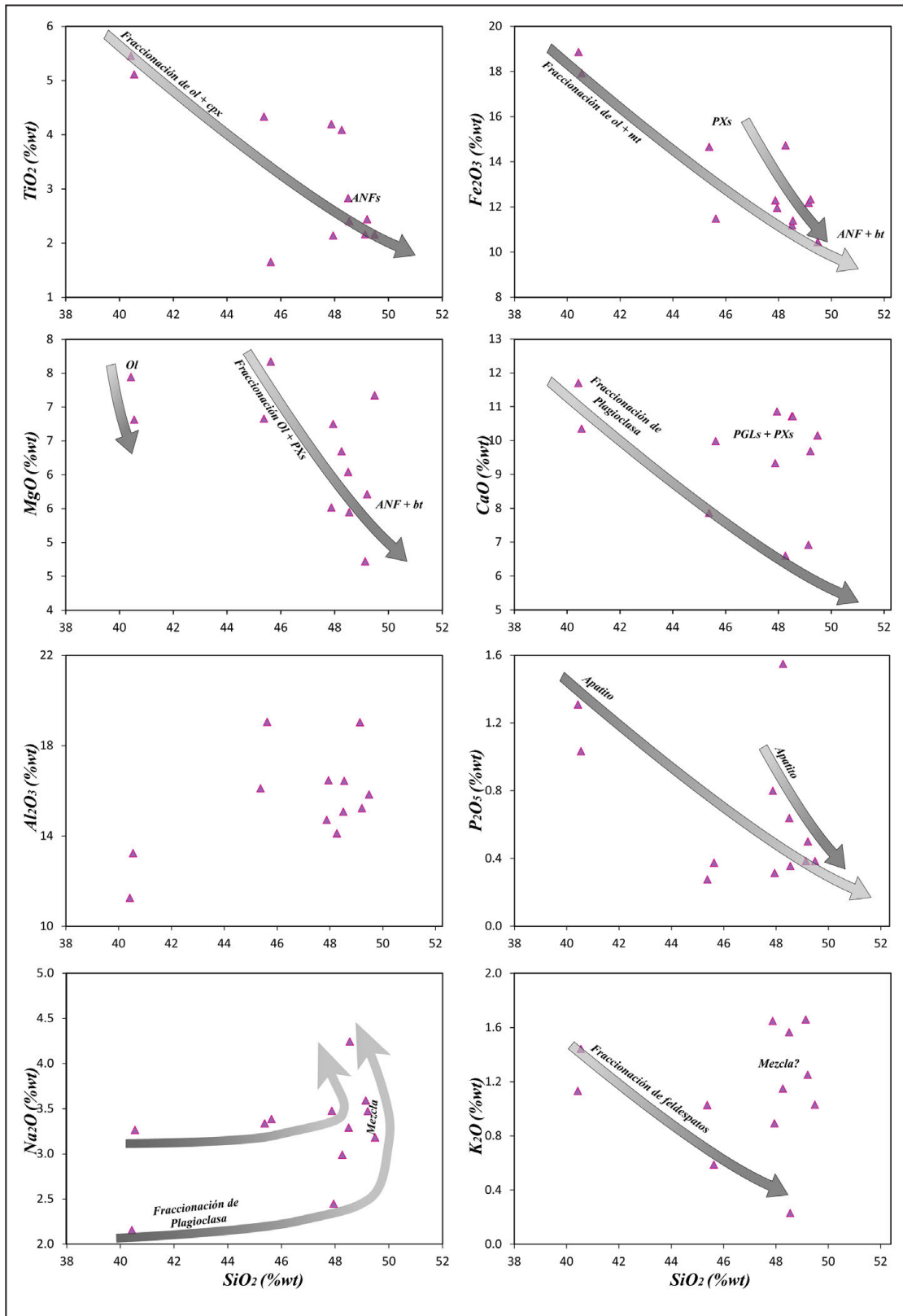


Figura 6.7 Diagramas binarios de Harker elaborados para los dioritoides del Triásico. Se contrastan los diferentes elementos mayores contra el valor de la sílice (SiO_2).

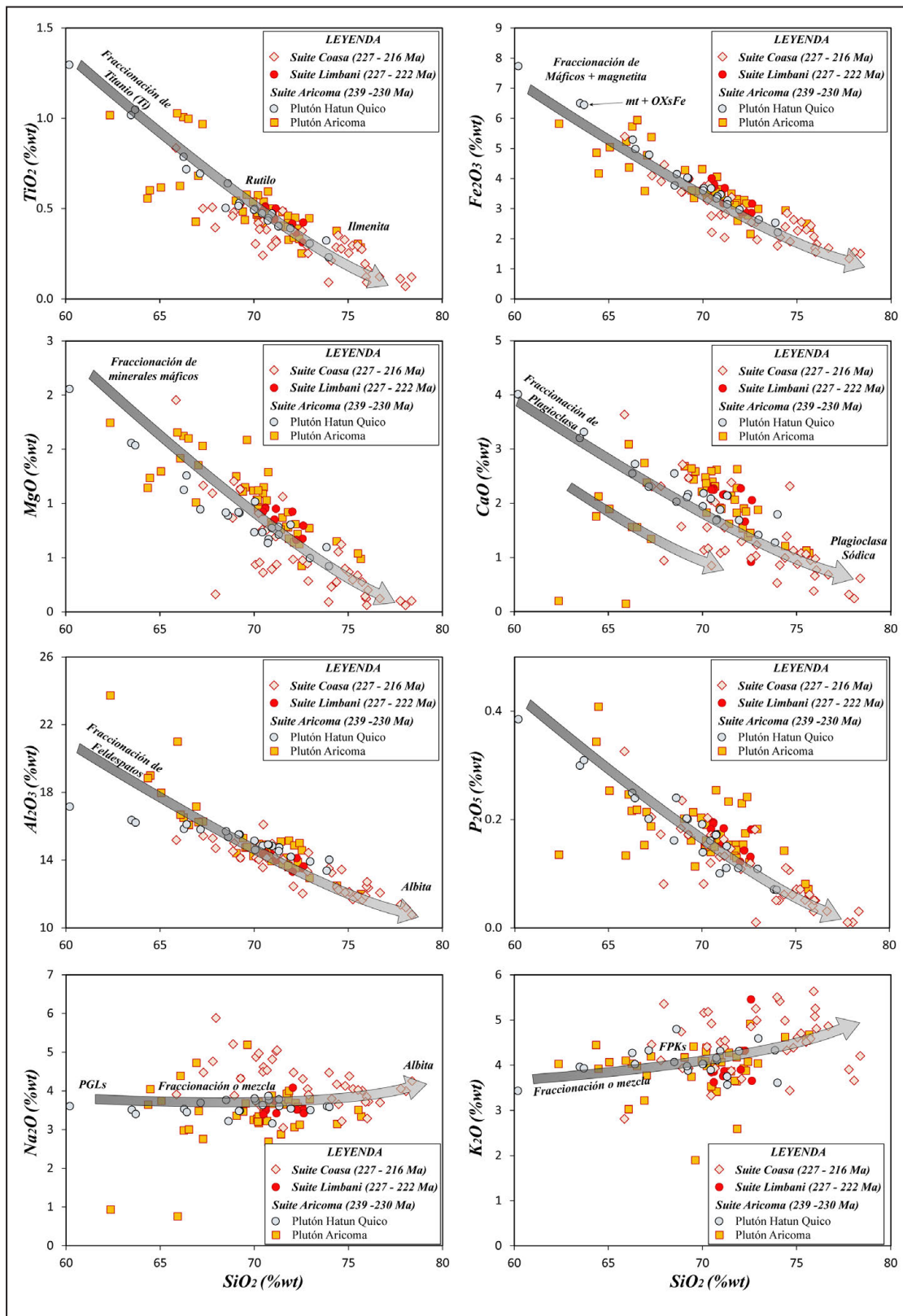


Figura 6.8 Diagramas de Harker para las suites de granitoides del Triásico del Batolito de la Cordillera Oriental - segmento Carabaya

6.2.2 Jurásico

Para las *suites* del Jurásico, los diagramas de Harker se muestran en la figura 6.8. Estos gráficos resultan difíciles de interpretar, por la poca población de muestras que se colectaron. El boceto Ti_2O Vs SiO_2 evidencia, en un extremo, 2 muestras con altos contenidos de Ti_2O (*Suite* San Gabán). Esto podría estar relacionado a que los granitoides San Gabán presentan enclaves y xenolitos dioríticos, que pueden estar aportando el referido óxido. Asimismo, las sienitas Ollachea revelan altos contenido de TiO_2 . No obstante, por el número reducido de muestras, no es posible establecer una tendencia general. En este sentido, se interpreta que los anfíboles y los piroxenos identificados son los que ubican a las sienitas en esta parte del diagrama. Por otro lado, en los granitoides, los bajos valores de TiO_2 podrían estar relacionados a la fraccionación de los ferromagnesianos. En este caso, la biotita es el único ferromagnesiano reconocido.

En el gráfico Fe_2O_3 Vs SiO_2 , la tendencia es muy similar a la del TiO_2 , y es conocido que Fe está presente en la estructura de los minerales máficos. Por esta razón, se le interpreta como fraccionación de ferromagnesianos.

En el diagrama Al_2O_3 Vs SiO_2 , no se evidencia una tendencia clara. Aparentemente, se trataría de una correlación negativa que se interpretaría como fraccionación de minerales del grupo de los feldespatos (feldespatos potásicos y plagioclasas). En el esquema CaO Vs SiO_2 , se identificó una tendencia positiva en las sienitas Ollachea. Esto se interpreta como procesos de mezcla con los basaltos Mitu (ricos en plagioclasa cálcica) que son la caja de los intrusivos sieníticos. Por otro lado, los granitoides San Gabán revelan una tendencia, ligeramente, negativa que es el reflejo de la fraccionación de plagioclasa. Por su parte,

aparentemente, la *Suite* Querayoc exhibe un incremento de CaO a medida que aumenta el SiO_2 , lo que podría corresponder a un proceso de mezcla con componentes que aporten Ca.

Los procesos de cristalización y fraccionación de plagioclasas sódicas se establecieron en el diagrama Na_2O Vs SiO_2 . En este gráfico, es posible observar una fuerte pérdida de Na_2O en las sienitas. Esto es el reflejo de la fraccionación acelerada de plagioclasa. Otra tendencia negativa es la que se asume para las *suites* Ojecocho y Querayoc. Por su parte, los granitoides San Gabán presentan un patrón horizontalizado que sugiere contenidos constantes de Na_2O durante la cristalización de plagioclasas.

El diagrama K_2O Vs SiO_2 muestra una correlación positiva en las sienitas, lo que es el reflejo de los contenidos elevados de feldespato potásico. Por otro lado, en el caso de los granitoides, no se observa un patrón bien definido. No obstante, en base a las muestras de la *Suite* San Gabán, se presume una tendencia horizontal que sugiere estabilidad de los contenidos de K_2O durante la cristalización de la roca.

6.3 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

En este apartado, se evaluarán los elementos traza y las tierras raras (RRE). Estos se emplean para inferir algunas características petrogenéticas, que se analizarán en gráficos de concentración de elementos traza (diagramas spider). Además, en este apartado, se presentarán algunos diagramas binarios y de cocientes que serán de utilidad para plantear la naturaleza del magma y los procesos magmáticos que afectaron su formación y cristalización.

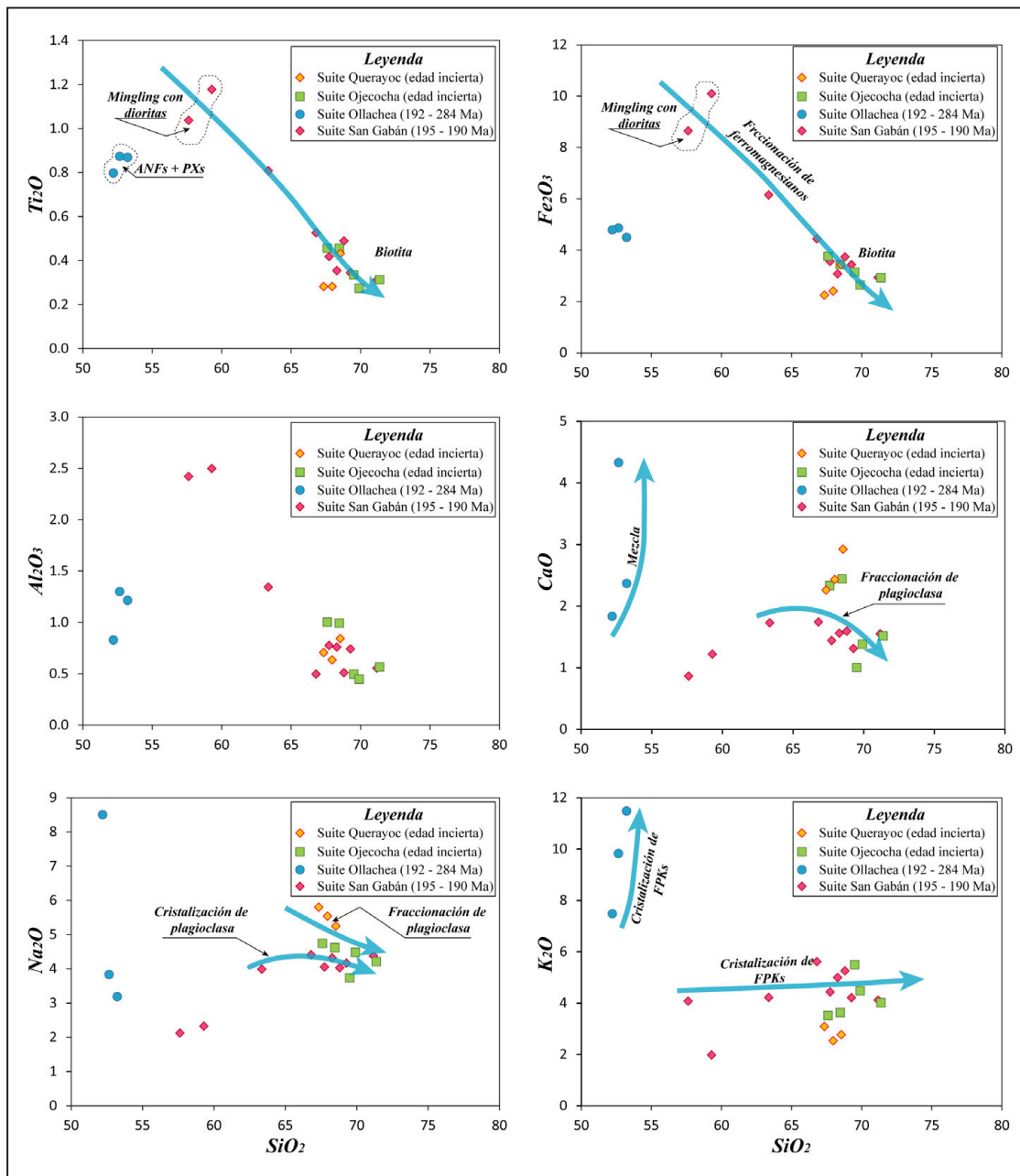


Figura 6.9 Diagramas de Harker para las suites de granitoides del Jurásico del Batolito de la Cordillera Oriental - segmento Carabaya. Se incluye la suite de sienitas Ollachea.

6.1.1 Diagramas spider

Los diagramas spider o perfiles de concentración de elementos traza (y tierras raras) son utilizados para identificar procesos petrogenéticos. Estos se pueden inferir del enriquecimiento o empobrecimiento de algunos elementos traza. También, es factible inferir procesos de fraccionación y/o contaminación, lo que es posible gracias al análisis de los elementos de tierras raras livianas (LREE) y pesadas (HREE), así como la presencia o ausencia de las anomalías de Eu.

Los perfiles de concentración de elementos traza se describirán por cada unidad, con el fin de obtener una idea de los procesos petrogenéticos que han afectado en cada caso. De esta manera, se tendrá una idea de los ambientes de formación de los magmas, el grado de fraccionación del magma y si han sufrido contaminación cortical durante su emplazamiento. Para la elaboración de estos diagramas, se realizó la normalización

de los elementos al valor del manto primitivo (McDonough y Sun, 1995).

Suite Turamarca

El diagrama spider de esta unidad (figura 6.9) es comparada respecto al valor de la Corteza Continental (Wedephol, 1995). De este diagrama, se pueden observar algunos aspectos importantes. En primer lugar, se encuentran las anomalías negativas de U y Th, lo que descarta a la Corteza Continental como roca fuente. En segundo lugar, podría referirse a la anomalía positiva de Nb y Ta, lo que descarta procesos de subducción en la genética de las rocas. Más bien, esto podría aludir a una fuente mantélica que podría haber ascendido en algún estadio de una etapa de rifting.

La anomalía positiva de Sr estaría relacionada con la estabilidad de las plagioclasas en el magma. Por su parte, el patrón de las HREE sugiere que, en su camino, el magma se contaminó muy levemente con material cortical.

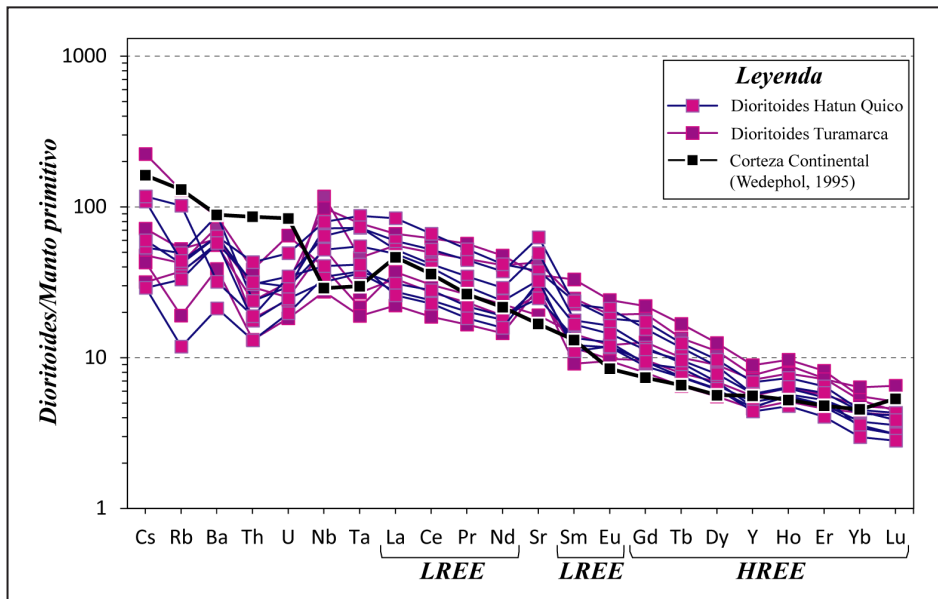


Figura 6.10 Diagrama de concentración de elementos (spider) para los dioritoides de la Suite Turamarca. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Suite Aricoma

El diagrama spider para la Unidad Aricoma (figura 6.10) muestra anomalías positivas en los elementos U y Th. Incluso, estos son más altos que los valores de la Corteza Continental, lo que podría sugerir que se trata de rocas formadas a partir de la fusión de material cortical. Las anomalías de Nb y Ta son ligeramente negativas, coherentes con la firma de la Corteza. Por ello, no reflejan algún evento de subducción asociado a su genética.

Los elementos Eu, Sr y Ba se muestran depletados y formando una anomalía negativa, lo que es el reflejo de procesos de fraccionación de feldespato potásico y plagioclasas.

Respecto a las HREE, se pueden observar 2 patrones que se repiten en las rocas de los plutones Aricoma y Hatun Quico. El primero es paralelo al valor promedio de la Corteza Continental, lo que se interpreta como procesos de fraccionación. El segundo exhibe un decaimiento de HREE, lo que representa procesos de contaminación cortical y es compatible con presencia de granate.

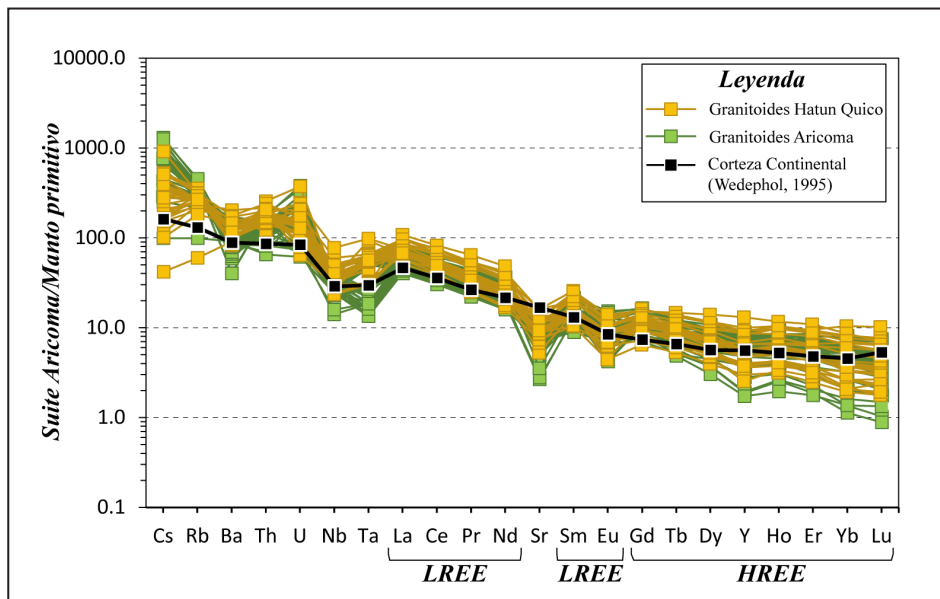


Figura 6.11 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la *Suite* Aricoma. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Unidad Limbani

El patrón de concentración de elementos (figura 6.11) tiene cierta similitud con el diagrama de la *Suite* Aricoma. El elemento U presenta una anomalía positiva muy amplia, lo que solo sería posible en la fusión de la corteza y la posterior contaminación. Nb y Ta son comparables con el patrón de la corteza, a excepción

de 2 muestras que exhiben una fuerte anomalía negativa de Ta. Al ser incompatible, esta se podría interpretar como exceso de agua comagmática en el sistema.

Las anomalías negativas de Ba, Sr y Eu indican que el sistema estuvo dominado por fraccionación de feldespato potásico y plagioclasa. Por su parte, la tendencia de las HREE sugiere un componente de contaminación del magma con la corteza.

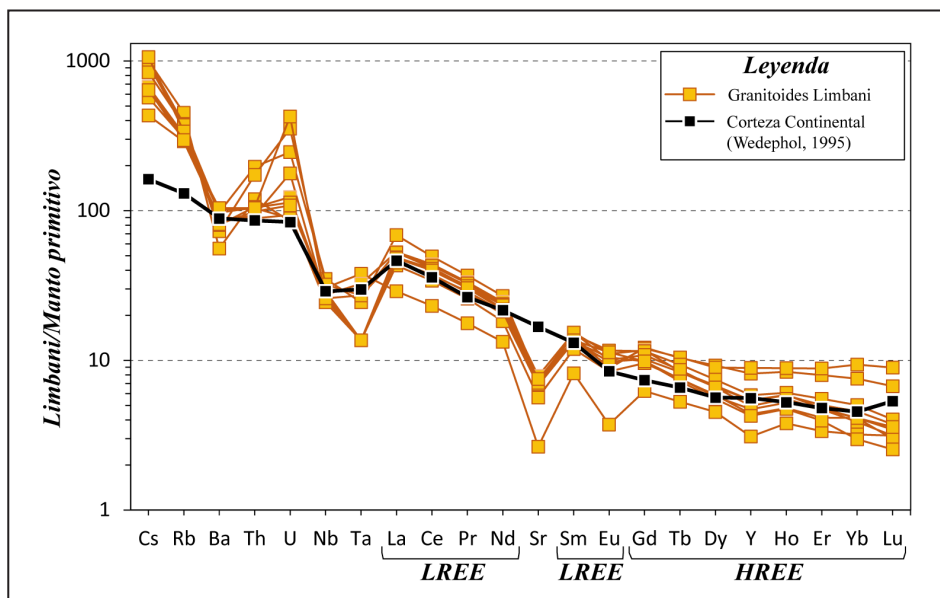


Figura 6.12 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la *Suite* Limbani. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Suite Coasa

Esta es una de las *suites* con mayor importancia dentro del área de estudio, dada sus altas concentraciones de U. Por ello, se elaboró el diagrama spider (figura 6.12) considerando sus 2 litologías (monzogranito y sienogranito). Para la serie de sienogranito (en rojo), el patrón de la distribución de elementos en el diagrama spider muestra anomalías positivas muy grandes de U - Th (hasta 10 veces el valor normalizado de la Corteza Continental), lo que sugiere que su fuente es la propia Corteza Continental. No se observan anomalías marcadas en Nb y Ta, lo que descarta la subducción como proceso genético. Las anomalías negativas bastante pronunciadas en los elementos

Ba, Sr y Eu sugieren un amplio componente de fraccionación de feldespatos, lo que contrasta con los megacristales de feldespato potásico (hasta 10 cm) observados en las rocas. Las tierras raras pesadas (HREE) manifiestan una tendencia horizontal muy cercana al valor 10, lo que sugiere fraccionación como proceso magmático principal.

Por su parte, el spider de la serie monzogranito (en azul) presenta un comportamiento similar a los sienogranitos. La diferencia podría radicar en que la anomalía de Ba, Sr y Eu es menos incipiente en estas rocas, lo que se expresa en la ausencia de megacristales de feldespato potásico.

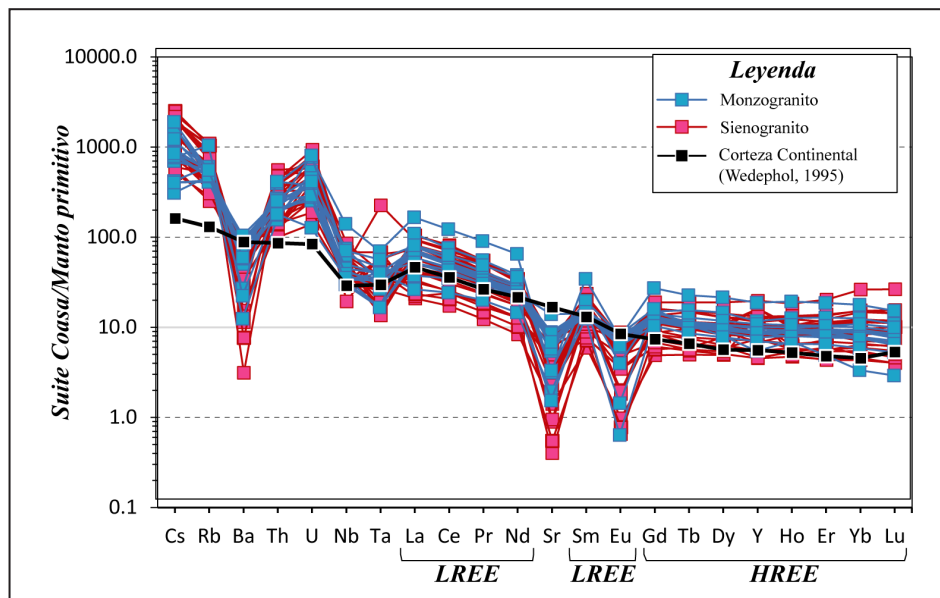


Figura 6.13 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la *Suite Coasa*. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Suite San Gabán

Para esta *suite*, el diagrama spider se muestra en la figura 6.13. De este es posible deducir una anomalía positiva en U y Th. Al igual que en las *suites* del Triásico, se interpreta como fusión de material cortical o contaminación con estos. El Nb y Ta no manifiestan una anomalía que sugiera un proceso de subducción involucrado, lo que refuerza la idea de anatexis como proceso formador del batolito.

La anomalía de Sr sugiere fraccionación de plagioclasa. Por otro lado, la ausencia de anomalía negativa de Ba y Eu se interpreta

como un fundido localizado en un campo con estabilidad de feldespato potásico.

El patrón de decaimiento en la concentración de HREE sugiere contaminación con la corteza y/o presencia de granate. Es necesario mencionar que las rocas circundantes al plutón de San Gabán, por metamorfismo de contacto, han cristalizado granate, andalucita y micas. Esto podría brindar la idea del aparente contaminante de estas rocas.

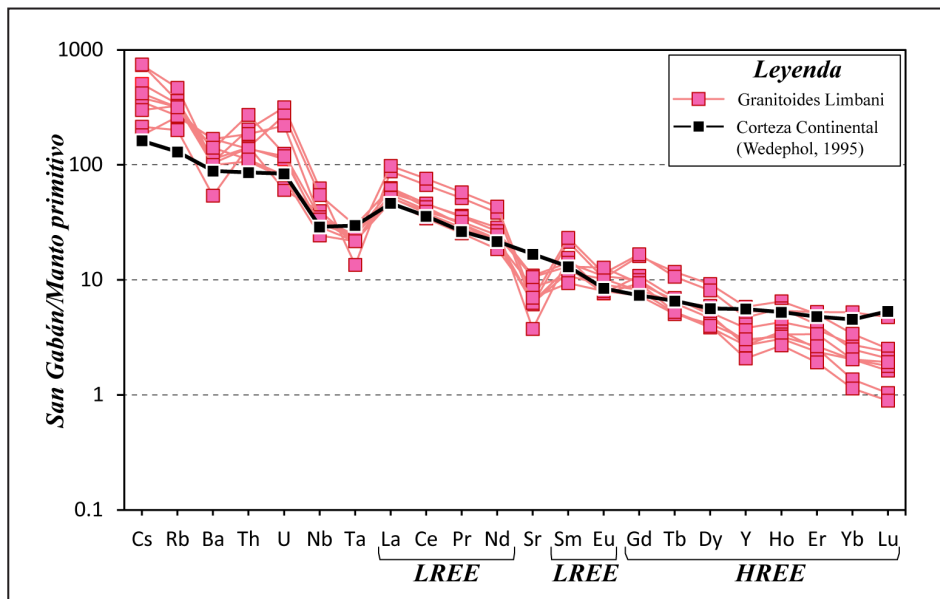


Figura 6.14 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la *Suite* San Gabán. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Suite Ollachea

Esta unidad se constituye por variedades de sienitas que presentan características muy diferentes (figura 6.15) respecto a los patrones de concentración mostrados en los diagramas spider anteriores. La tendencia de Nb y Ta es positiva. De plano, esto descarta que exista algún componente de subducción en estas rocas, lo que sugiere un ambiente anhidro. Esto no es

raro en intrusiones de tipo A (anorogénicos). Por ello, se piensa en un ambiente de intraplaca para estas rocas. No se aprecian anomalías definidas en Sr y Eu, por lo que se infiere estabilidad de feldespatos.

El patrón de concentración de tierras raras pesadas sugiere procesos de fraccionación y también contaminación cortical.

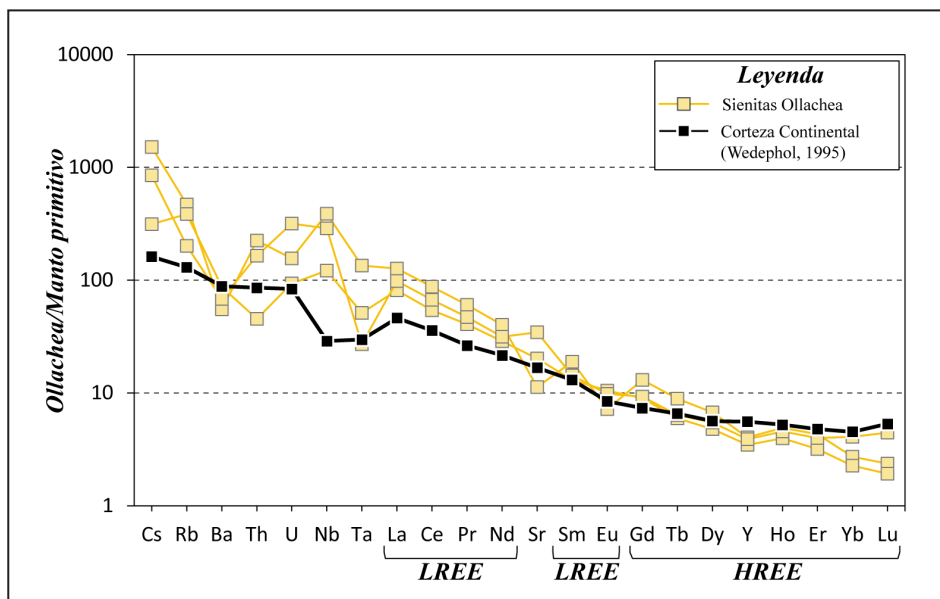


Figura 6.15 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para las sienitas de la *Suite* Ollachea. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Suite Ojecocho

El patrón de concentración de elementos (figura 6.15) revela que el comportamiento petrogenético de las rocas de esta unidad es

similar con el de la *Suite* San Gabán, con excepción del patrón de las tierras raras pesadas. Estas indican una preponderancia de la fraccionación sobre la contaminación cortical.

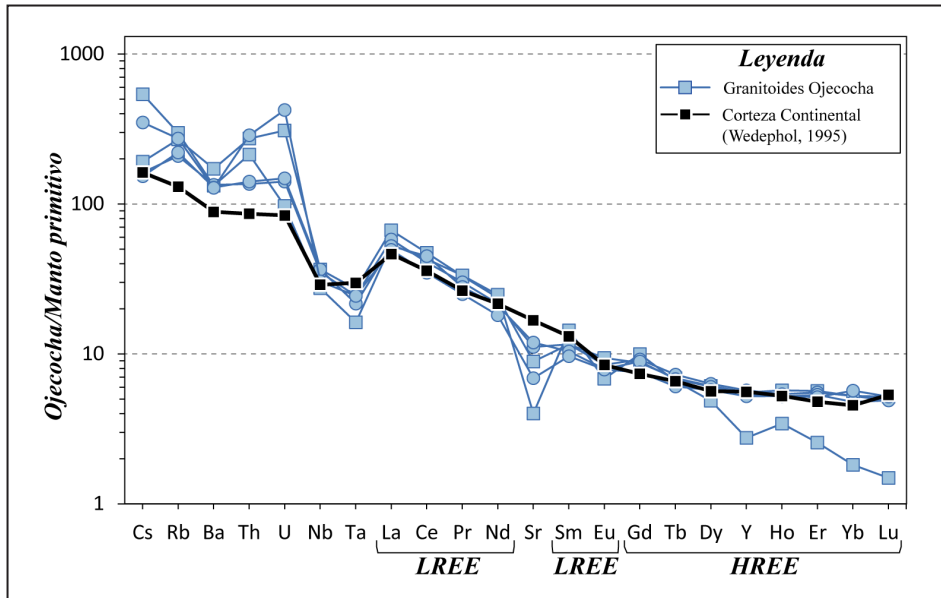


Figura 6.16 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la *Suite* Ojecocho. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Suite Querayoc

Puntualmente, los afloramientos de estas rocas aparecen cortando tanto a rocas intrusivas de la Unidad San Gabán como a rocas del Paleozoico. Su patrón de concentración de elementos se muestra en la figura 6.16. De este perfil, es posible interpretar que las anomalías negativas de Nb podrían estar asociadas con

un componente de subducción dentro de la génesis de esta *suite*. La anomalía positiva en los elementos Ba, Sr y Eu indica que el fundido estuvo a profundidades donde la plagioclasa y el feldespato eran estables. Estos elementos se comportaban como incompatibles y la tendencia negativa de las tierras raras pesadas no sugiere altos grados de contaminación con corteza.

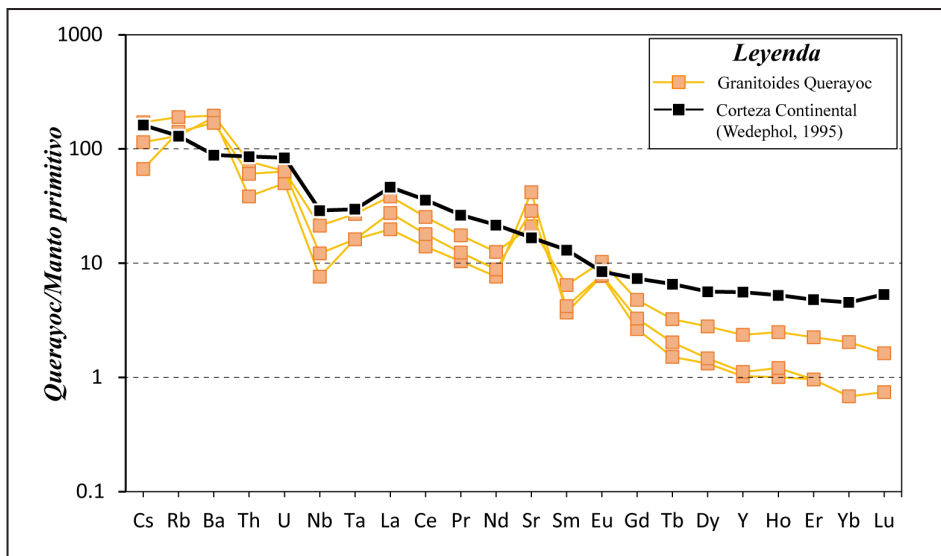


Figura 6.17 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la *Suite* Querayoc. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

6.4 PROCESOS MAGMÁTICOS Y FUENTE

En gran medida, se definieron algunos procesos involucrados en base a los diagramas spider. En esta sección, se empleará un diagrama de coeficientes Th/Yb Vs Nb/Yb (figura 6.17) de los valores normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995). Se trata de un gráfico que permitirá reconocer los magmas primitivos y fraccionados, así como los que sufrieron contaminación.

En este gráfico, la Suite Turamarca presenta una tendencia casi horizontal. Esto indica que son magmas primitivos y asociados, probablemente, a una fuente mantélica. Las suites Aricoma (principalmente, el plutón Aricoma) y Coasa manifiestan una ligera tendencia positiva, un reflejo de los procesos de fraccionación. Asimismo, la Suite Aricoma revela tendencias altamente positivas (flechas en celeste), sobre todo, en las muestras del plutón Hatun Quico y, en menor proporción, en

Aricoma. Este patrón sugiere procesos de contaminación cortical involucrados en la génesis de las rocas.

Las suites San Gabán y Ollachea manifiestan una tendencia positiva alta. Esto indica que han sufrido altos procesos de contaminación. En el diagrama, la diferencia de la posición se interpreta como contaminantes diferentes. En el caso de la Suite San Gabán, su contaminante son rocas del Paleozoico. Por su parte, en el caso de las sienitas Ollachea, el contaminante sería las rocas del Grupo Mitu.

Las muestras de las suites Ojecocho y Querayoc son pocas. Del análisis de estas, su patrón parece corresponder a procesos de contaminación cortical. Ambas unidades se intruyeron en encajonantes del Paleozoico. Por ello, en el diagrama, su posición coincide con las suites que se contaminaron con rocas del Paleozoico.

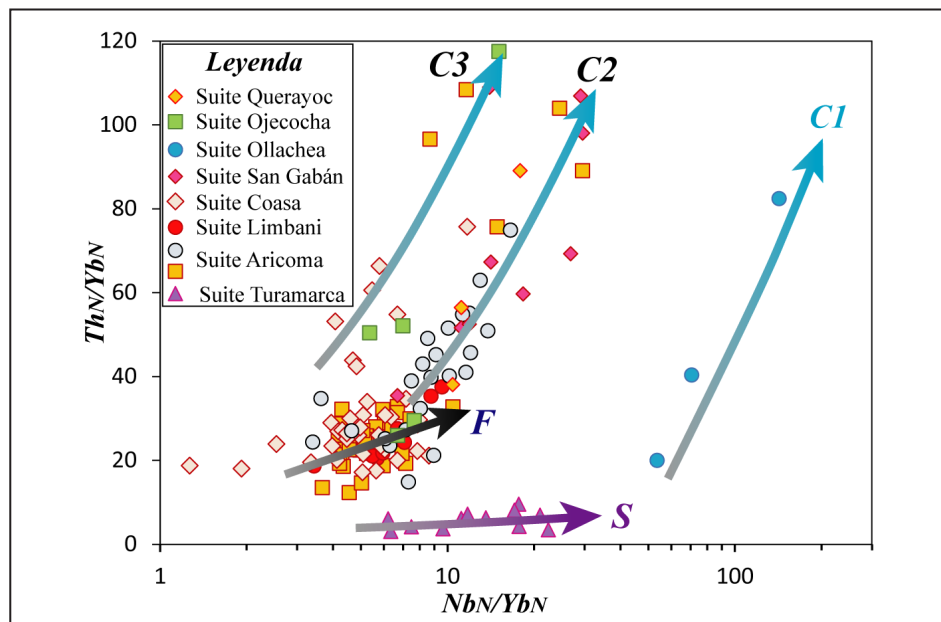


Figura 6.18 Diagrama Th/Yb Vs Nb/Yb normalizado al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995) para discriminar procesos mantélicos, de fraccionación y contaminación de los magmas

6.5 NIVEL DE HIDRATACIÓN DE LOS MAGMAS

Luego de presentar las características geoquímicas esenciales, se desarrollará otro aspecto importante en el análisis de la petrogénesis de rocas intrusivas: la condición de hidratación del magma. Esto es importante para evaluar algunas concentraciones anómalas de ciertos minerales y por su relevancia en la metalogénesis de granitoides.

El agua comagmática puede ser calculada empleando la fugacidad de oxígeno. A su vez, esta se relaciona con la anomalía de Europio (Eu/Eu^*) que se calcula en función de los elementos Sm y Gd. De esta manera, es posible diferenciar magmas secos ($Eu/Eu^* > 1$) y magmas con agua ($Eu/Eu^* < 1$). Para el análisis de esta característica, se empleó el gráfico $Eu^* \text{ Vs } SiO_2$ (figura 6.18).

Del diagrama Eu/Eu^* Vs SiO_2 , es posible concluir que los magmas con mejores índices de agua comagmática son los de la Suite Coasa. El índice aumenta a medida que el magma se diferencia (aumento de SiO_2). En gran medida, esto se refleja en los cristales desarrollados de feldespatos. La Suite Aricoma presenta un patrón general horizontalizado que podría interpretarse como estabilidad en sus límites de hidratación. Las suites Limbani, San Gabán y Ojecocho manifiestan amplia

variación, pues tienen algunas muestras que sobrepasan el límite de hidratación y obtienen la categorización de magma seco. Por otro lado, prácticamente, la Suite Turamarca se encuentra en los límites de hidratación, por lo que se le podría considerar como magma seco. Sin duda, la Suite Querayoc posee la firma de magma seco y la Suite Ollachea revela alguna muestra con buena hidratación. Esto podría ser el resultado de algunas especies de anfíbol que cristalizaron junto a piroxenos.

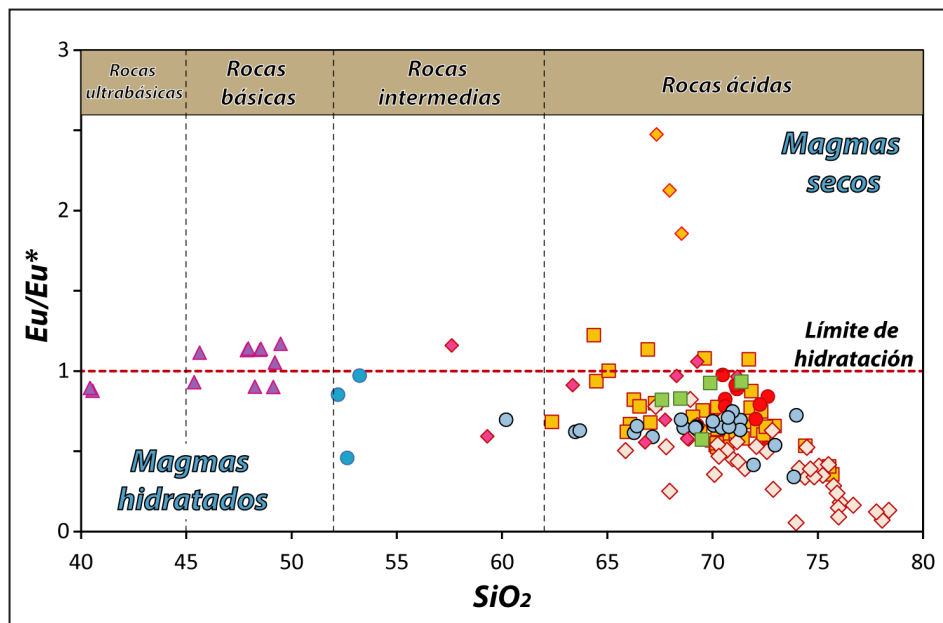


Figura 6.19 Diagrama Eu/Eu^* Vs SiO_2 , esquema empleado para diferenciar magmas secos e hidratados

6.6 ESTIMACIÓN DEL ESPESOR CORTICAL

Un aspecto esencial cuando se aborda el tema petrogenético consiste en poder inferir la presión y la profundidad a la que se asimiló el magma, lo cual se puede deducir del espesor cortical. Santos (2011) sostiene que el incremento del cociente Sm/Yb se atribuye al incremento de presión. A su vez, la presión se relaciona, directamente, con el espesor cortical y el cambio de clinopiroxeno a anfíbol y/o granate. Estos son los minerales residuales que se pueden encontrar en equilibrio dentro del magma.

Para determinar el espesor cortical, se empleó un diagrama de cocientes Sm/Yb Vs Sr/Y (figura 6.19). De este gráfico, es posible plantear algunas conclusiones importantes, aunque no determinantes. En torno a la Suite Turamarca, se puede concluir que esta no presenta una tendencia confiable para la interpretación de su espesor cortical. Sin embargo, es lícito mencionar que la mayoría de las muestras se localizan en los

campos de estabilidad de clinopiroxeno y anfíbol. Esto podría indicar un espesor cortical entre los 35 y 45 km.

Probablemente, la Suite Aricoma es la más enigmática en este diagrama, dado que se podrían plantear hasta 3 hipótesis diferentes. En primer lugar, las razones más altas de Sm/Yb para esta suite oscilan entre 7 y 11 (algunos no visibles por el rango del gráfico), lo que marcaría un espesor cortical por encima de 60 km. Considerando el fenómeno errático de estas muestras, es posible plantear un proceso de contaminación (ya registrado en los diagramas spider y Th/Yb Vs Nb/Yb) que alteró y desplazó los valores de Sm . En segundo lugar, en relación a las muestras del plutón Aricoma (cuadrados amarillos), estas parecen tener una clara tendencia decreciente, lo que permite proponer que las rocas se emplazaron en espesores entre 35 y 45 km. En tercer lugar, en cuanto a las rocas del plutón Hatun Quico, estas presentan razones Sm/Yb entre 3 y 5, lo que sugiere espesores de entre 40 y 50 km, aunque algunas muestras sugieren espesores de hasta 35 km.

La Suite Limbani presenta una correlación positiva que sugiere espesores entre ~ 45 y 37 km. Por su parte, Coasa, la más joven de las suites triásicas, parece haberse formado a profundidades por debajo de los 35 km; incluso, alcanzando espesores corticales inferiores a los 30 km. Una conclusión similar se puede plantear para la Suite Ojecocha, generada a 35 km.

La Suite Ollachea no presenta un patrón definido. Por esta razón, inferir el espesor cortical resultaría muy ambiguo. Finalmente, las rocas de la Suite Querayoc presentan razones Sm/Yb entre 2.9 y 5.7. En este escenario, la mayoría son superiores o iguales a 5, lo que sugiere espesores de 50 km a más.

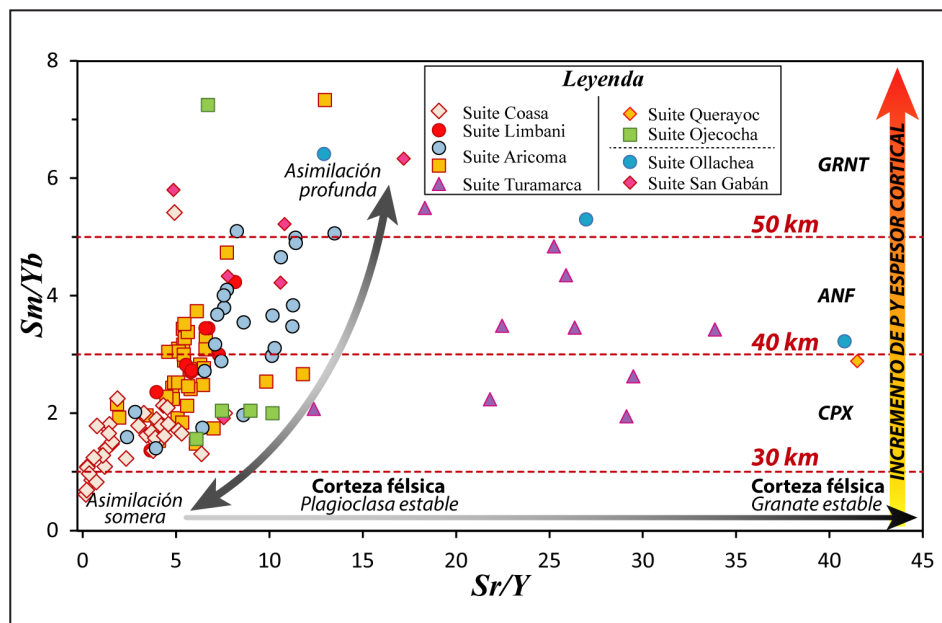


Figura 6.20 Diagrama de razones Sm/Yb Vs Sr/Y para estimar espesor y composición cortical, donde la profundidad de asimilación se asume en base a los trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2010)

La conclusión de todo lo detallado es sencilla. Los granitoides más antiguos corresponden a la Suite Aricoma - Plutón Hatun Quico. Estas nos sugieren mayores espesores corticales. En relación con las rocas del plutón Aricoma, se presume que se relacionan con espesores entre los 35 y 45 km. Por su parte, la Suite Coasa (la más joven de las suites del Triásico) se vincula con espesores que oscilan entre 28 y 35 km. Es imperante concluir que el magmatismo triásico se desarrolló en un ambiente que provocaba un adelgazamiento cortical, lo que sugiere un rift que funciona, por lo menos, desde inicios del Triásico medio.

Las suites jurásicas San Gabán y Ollachea no presentan una concordancia definida. Su distribución sugiere espesores superiores a los 40 km; incluso, más altos que 50 km. Esto insinúa un cambio de ambiente tectónico hacia un engrosamiento cortical. Dada la posición de la Suite Ojecocha, es probable que se trate de una intrusión del Triásico superior, considerando la estimación de su profundidad de asimilación. En el caso de Querayoc, absolutamente, es mucho más reciente que el Triásico. De la deducción del espesor cortical se podría plantear que, probablemente, es posterior al Mesozoico.

6.7 DISCRIMINACIÓN DEL AMBIENTE TECTÓNICO

Se han presentado conclusiones esenciales de la petrogénesis del Batolito de la Cordillera Oriental en su segmento Carabaya. De este modo, se han destacado la correspondencia a las diferentes series magmáticas, el índice de saturación de alúmina, los procesos de contaminación, y el fraccionamiento o la mezcla de magmas. Asimismo, las huellas de hidratación y la asimilación de los magmas no estarían completas si no se discrimina el ambiente tectónico en el que se desarrolló el magmatismo de la Cordillera Oriental.

Con este fin, se presenta la conclusión acerca del ambiente tectónico que se estableció gracias al empleo de los diagramas de Nb Vs Y y Rb Vs Y+Nb (figura 6.20) y considerando el trabajo de Pearce et al. (1984), quien propone la división de los granitos en granitos syn-colisionales, de arco volcánico, intraplaca y de dorsales oceánicas.

Del diagrama Nb Vs Y, se puede deducir que las suites Turamarca y Ollachea son, indiscutiblemente, generados en ambientes de intraplaca. Por su parte, el resto de las suites comparten características de hasta 2 ambientes tectónicos. Por esta razón, se recurrió a un segundo gráfico con intención de clarificar el ambiente. En el gráfico Rb VS Y + Nb, se confirma el ambiente de intraplaca para las suites Turamarca y Ollachea. Asimismo, es posible definir una importante correlación de muestras dentro de este campo. Por ello, se puede concluir que, con excepción de las rocas de la suite Querayoc (rombos amarillos), todas las demás suites se formaron en ambientes

de intraplaca. Esto es consistente con lo deducido del análisis del espesor cortical en el anterior apartado.

Como se propuso en el apartado anterior, la Suite Querayoc posee una particularidad respecto a su espesor cortical y su firma de contaminación cortical (visto en los diagramas spider). Junto a su ubicación en los diagramas últimamente presentados, estos aspectos sugieren que su formación podría estar relacionada a un proceso de subducción, posiblemente, posterior al Mesozoico.

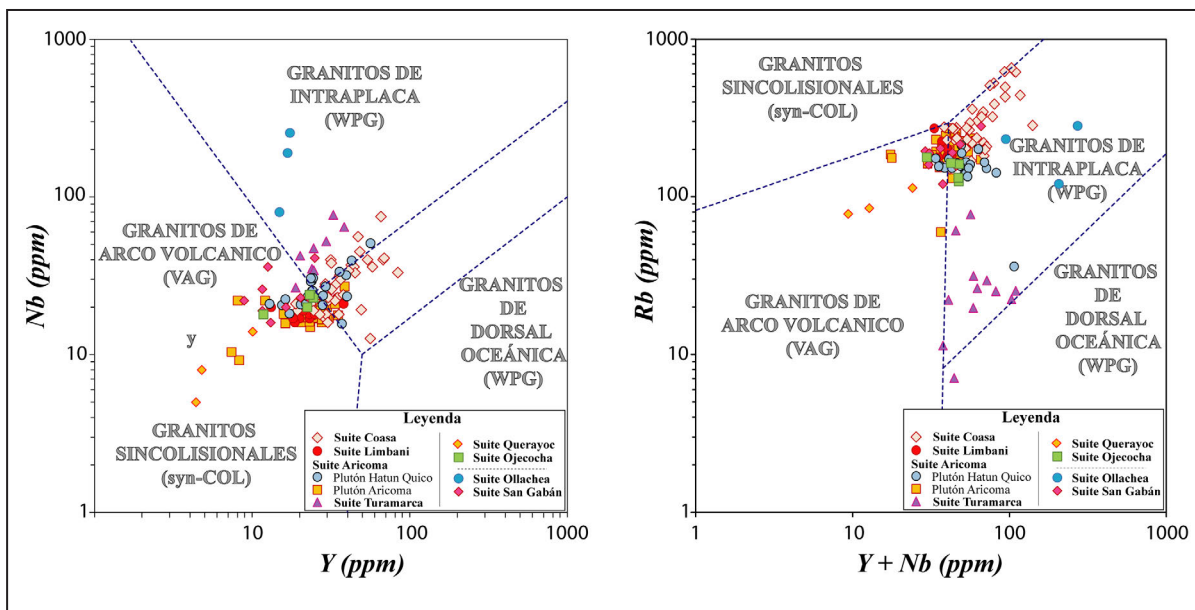


Figura 6.20 Identificación del contexto geodinámico de las rocas del Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya, según los diagramas Nb vs Y y Rb Vs Y+Nb (Pearce et al., 1984)

CAPÍTULO VII

GRANITOIDES Y SU RELACIÓN CON RECURSOS GEOLÓGICOS

Como un complemento a la investigación realizada en las intrusiones del Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya, se presentan algunas hipótesis sobre la relación que existe entre los intrusivos y los recursos geológicos económicos y estratégicos. Para esto, se plantearán argumentos petrográficos y geoquímicos. Asimismo, se interpolarán datos que pueden resultar curiosamente interesantes para el lector que ha llegado hasta esta parte del boletín.

Es necesario enfatizar que las ideas descritas no representan una precisión metalogenética, sino una aproximación en base a una visión petrogenética. Sin embargo, se espera que sirvan como base para estudios con mayor detalle.

Para exponer esta idea, se detallará la experiencia producto del estudio de los granitoides, desde una perspectiva petrogenética. Resulta fundamental resaltar que, además de la geoquímica que ya se expuso en el capítulo anterior, se desarrollarán algunos diagramas para esbozar la afinidad genética de los intrusivos con los recursos minerales. A partir de estos diagramas, se tuvo que ampliar la investigación hacia una relación geoquímica-petrográfica. Seguidamente se desarrolla y presenta la experiencia en detalle.

7.1 GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL EN LA METALOGENIA DE LOS GRANITOIDES

Si se pensara en depósitos minerales, probablemente, se evocarían los conocidos depósitos tipo pórfido o los diferentes tipos de yacimiento asociados a hidrotermalismo y subducción. Si bien estos son depósitos de interés que podrían o no estar relacionados a granitoides, en su génesis, requieren algunos controles importantes, como su contenido de agua, la fugacidad de oxígeno y el espesor cortical relacionado a la formación del magma. Algunos no se reconocieron en la Cordillera Oriental del sur del Perú.

Si se empieza por analizar el ambiente tectónico, se puede definir, sin duda alguna, que los granitoides en estudio no

se generaron en un ambiente favorable para depósitos minerales como los antes mencionados. En consecuencia, se tenía que pensar en otras posibilidades. Sin embargo, antes de involucrarnos en la preparación de nuevos gráficos, era necesario retomar el tema de la hidratación del magma, dado que los elementos económicos requieren fluido para transportarse y poder generar depósitos rentables. Para esto, solo hacía falta retomar la interpretación realizada en la figura 6.18, donde se determinó que las rocas de la Suite Querayoc son las únicas con firma de magma seco. Por esta razón, la excluimos en esta parte de la interpretación.

7.1.1 Afinidad a los elementos económicos

Reevaluado el tema de la hidratación, se elaboró un gráfico FeO_{total} Vs Eu/Eu^* (figura 7.1), diagrama que contribuyó al establecimiento de la relación genética entre granitoides con elementos económicos y estratégicos (materias críticas). De este gráfico, es posible deducir que las rocas básicas de la Suite Turamarca no presentan una afinidad definida, pero su relación más cercana es con los elementos Fe-Au-Cu. La Suite Aricoma es la que presenta una mejor dispersión en este gráfico y cae en los campos de afinidad hacia el Mo y, esporádicamente, al Cu-Mo.

La Suite Limbani se relaciona con el campo de los polimetálicos Cu-Zn-Pb (Ag), lo que coincide con nuestras observaciones de campo. Por su parte, la Suite Coasa muestra una relación genética hacia los elementos Sn y W. Las intrusiones jurásicas son más difíciles de entender bajo este diagrama, debido a una amplia distribución en el gráfico y su poca incidencia en alguno de los campos.

Cuando analizamos el espesor cortical para la Suite Ojecochoa (capítulo VI), como hipótesis, se propuso que, probablemente, se trate de una intrusión del Triásico. Al analizar su comportamiento en el diagrama FeO_{total} Vs Eu/Eu^* , se puede observar que su afinidad es similar a la de la Suite Limbani, pero su correspondencia es materia aun de estudio.

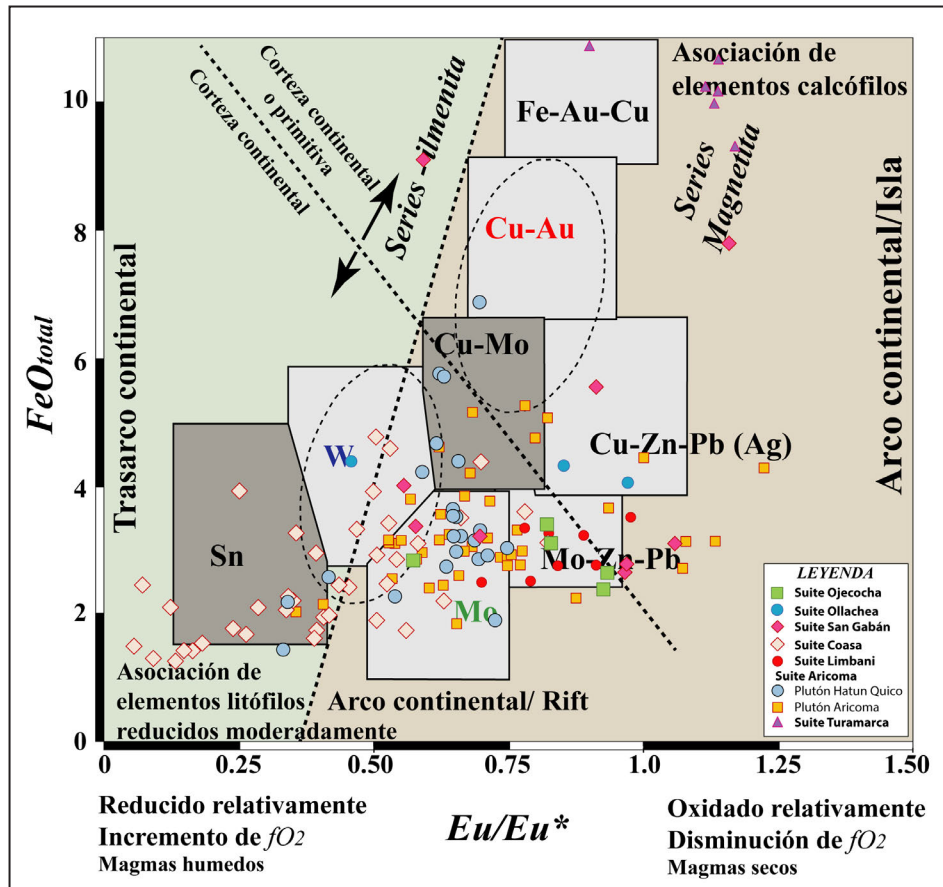


Figura 7.1 Diagrama de Eu/Eu^* Vs FeO_{total} para determinar la mineralización asociada a las diferentes suites magmáticas del Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya.

7.1.2 Abundancia de los elementos económicos y estratégicos

Determinada la relación genética de las diferentes suites con elementos económicos, se debe observar si existe algún valor anómalo que pueda guiar la investigación hacia los recursos minerales metálicos (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sn, Fe) y/o estratégicos (U, Th, Li, REE, etc.). Para esto, se elaboraron gráficos de concentración de elementos (spider) con los diferentes elementos que reportó el análisis de laboratorio. De estos gráficos, se identificaron algunos patrones inesperados, los que se profundizarán a lo largo de este capítulo.

En la figura 7.2, se muestra la concentración de diferentes elementos para la Suite Aricoma, confrontados contra el valor de la Corteza Continental (Wedepohl, 1995). En este gráfico, es

posible notar que los elementos económicos Sn y W presentan valores más elevados (entre 3 y 4 veces) que los del patrón de referencia. Por otro lado, el Mo manifiesta valores por encima y por debajo de lo normal, por lo que no se atribuye algún potencial. Respecto a los elementos estratégicos, se reconoce que los elementos Li-U-Th presentan concentraciones de hasta 8 veces lo normal. Al mismo tiempo, Cs y Rb manifiestan algunos valores altos, los cuales van de 2 a 5 veces la concentración en la Corteza Continental (CC).

La figura 7.3 es el spider para la Suite Limbani. En este caso, es posible notar que el Sn presenta concentraciones mayores que el promedio de la CC. Asimismo, respecto a los elementos estratégicos, los valores anómalos (si se les puede llamar) se aprecian para los elementos U, Th, Li, Cs y Rb, con proporciones similares a las establecidas para las rocas de la Suite Aricoma.

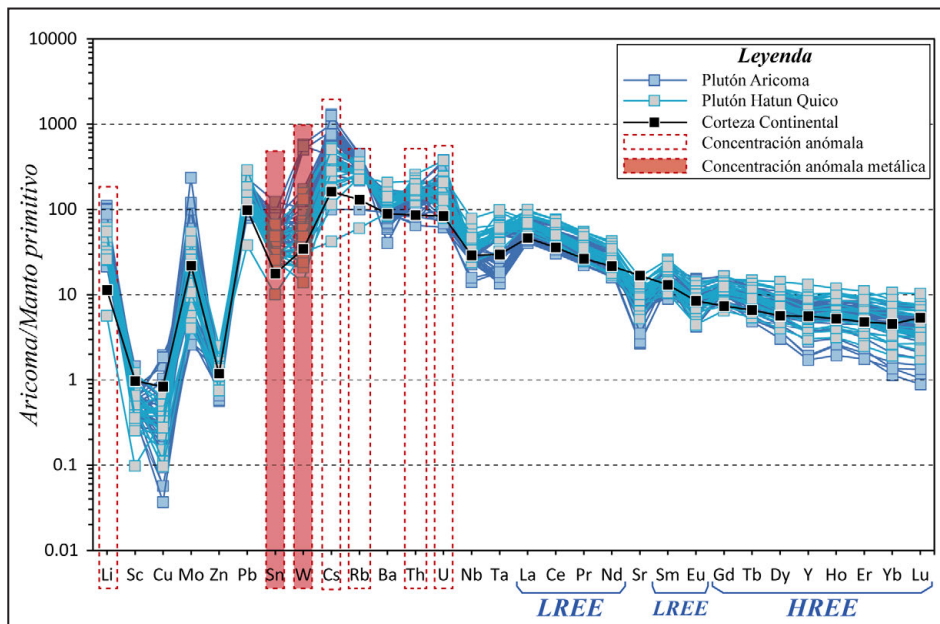


Figura 7.2 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Aricoma, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC

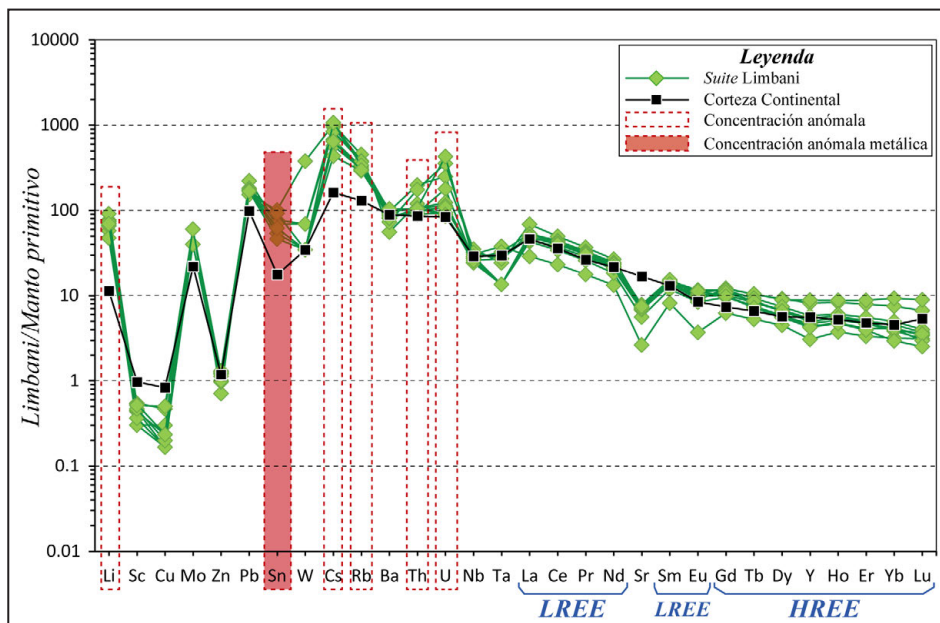


Figura 7.3 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Limbani, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC

En el análisis inicial, la Suite Coasa alberga mayor potencial. Su diagrama de concentración (figura 7.4) muestra valores elevados en los elementos económicos Mo, Sn y W. En algunos casos, estos ostentan valores de hasta 10 veces el valor de la CC. Los elementos estratégicos con altas concentraciones son similares

a las anteriores suites descritas. Sin embargo, en Coasa, esos valores anómalos son de hasta 10 veces el promedio. En este escenario, destaca Li con valores de hasta 20 veces el background de la CC.

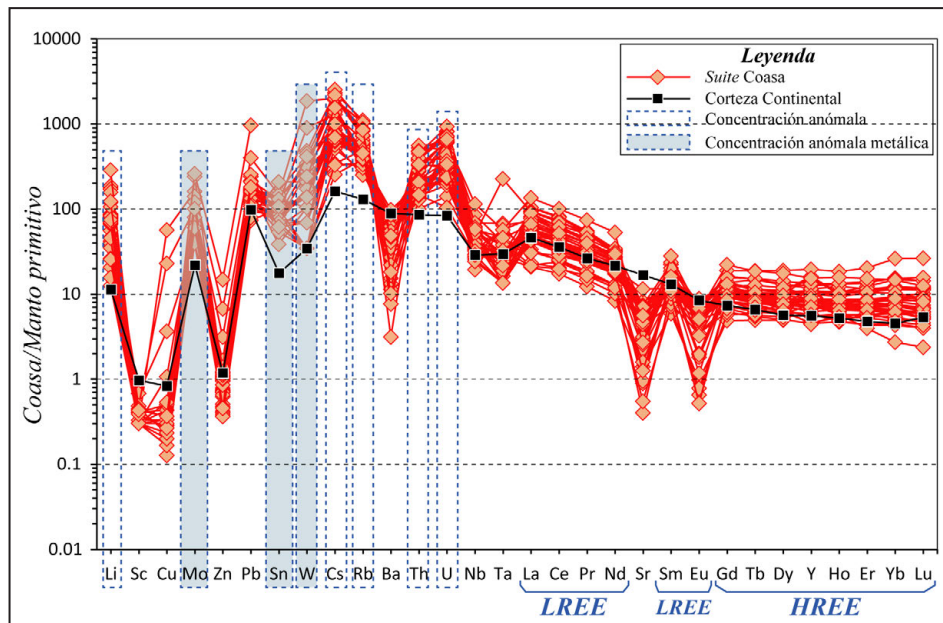


Figura 7.4 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Coasa, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC

Por la baja densidad de muestras de las suites jurásicas, se elaboró un diagrama conjunto. Este se muestra en la figura 7.5. De este diagrama, se excluyó la Suite Ollachea, dado que, como se mencionó anteriormente, es un caso especial de magmatismo en la Cordillera Oriental. El diagrama spider para esta suite se presenta en la figura 7.6.

De la figura 7.5, es posible deducir valores altos de concentración en los elementos económicos metálicos Mo y Pb, así como de los elementos estratégicos Li, Cs, Rb, Th y U que son una constancia en el área de estudio. No obstante, se puede realizar una observación que podría aportar una nueva hipótesis.

La observación que destaca es el empobrecimiento de las HREE en las suites jurásicas. Esto ya se mencionó en el resultado de

los procesos de contaminación cortical. Si contrastamos este patrón de depleción con el de las suites triásicas, deduciremos con facilidad que estos son diferentes, porque, en el Triásico, el magmatismo es dominado por fraccionación. De lo antes expuesto, se podría plantear una hipótesis inicial: los elementos estratégicos concentrados en el Triásico son el resultado de la asimilación y el mixing (mezcla química) de material rico en los elementos mencionados que se homogenizaron para generar un magmatismo con valores anómalos de Li, Cs, Rb, Th y U. Por otra parte, en el Jurásico, las concentraciones de estos elementos, si bien son altas, lo son en menor proporción que el Triásico. Esto se podría relacionar a la contaminación y el mingling (mezcla mecánica) con rocas de caja y, en varios casos, con los granitos triásicos.

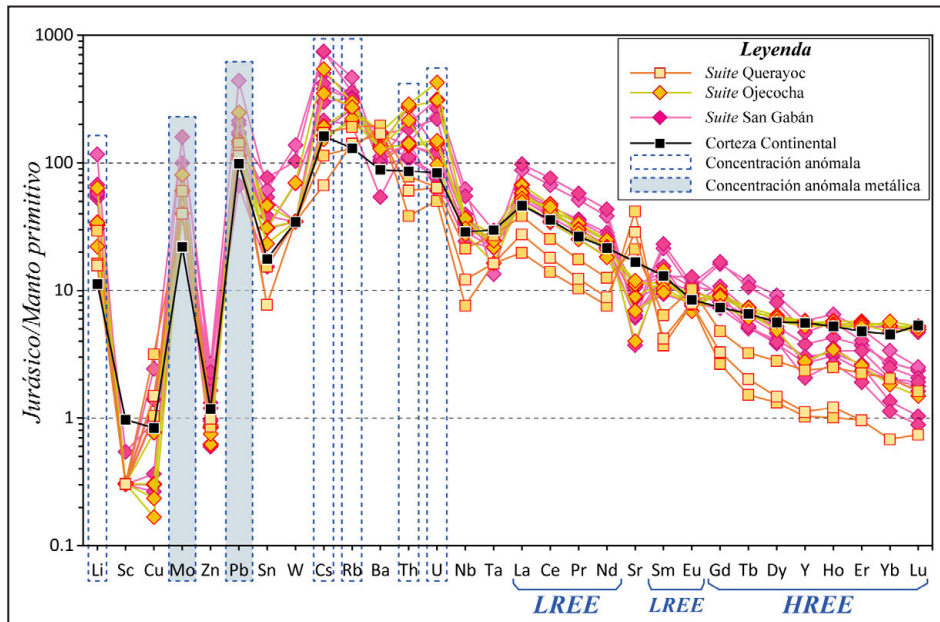


Figura 7.5 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para las Suites del Jurásico, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC

La figura 7.6 sintetiza la concentración de elementos de la Suite Ollachea. De manera general, Ollachea se correlaciona con las demás suites por la proporción de elementos económicos

y estratégicos, salvo por su peculiar concentración en Nb y Ta. Esto es el reflejo de su genética peculiar y de su ambiente tectónico

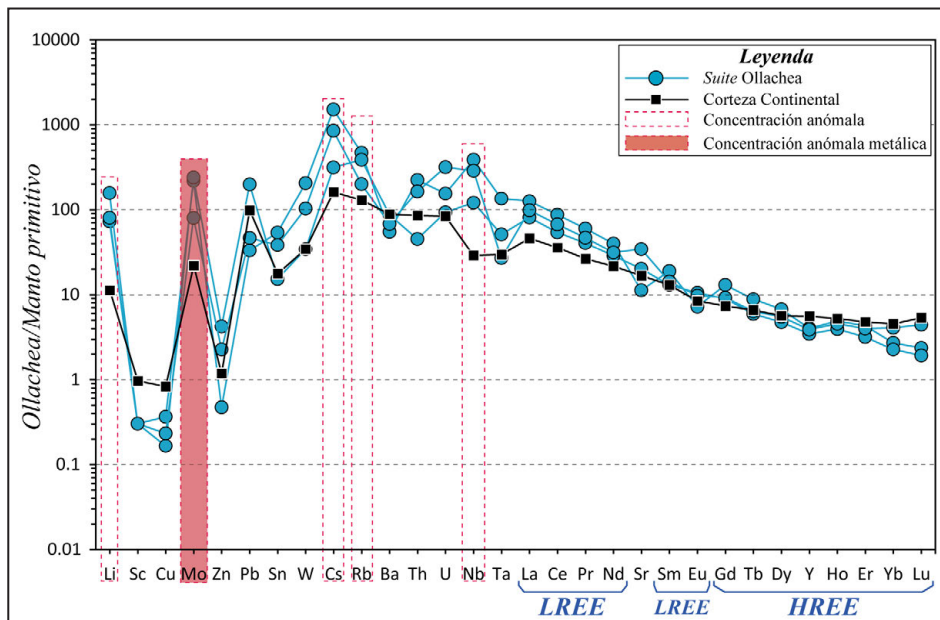


Figura 7.6 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Ollachea, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC

7.1.3 Procesos magmáticos y ocurrencias de oro orogénico

Se han abordado las relaciones genéticas de las intrusiones con los elementos económicos y estratégicos bajo un análisis general. Sin embargo, en la Cordillera Oriental, es conocido que existen mineralizaciones importantes de oro (orogénico) asociado a la deformación dúctil en encajonantes paleozoicos. Por sus cercanías a las intrusiones (por lo menos, en el área de estudio), estos podrían corresponder a mineralizaciones distales asociadas a la intrusión del batolito. Desde nuestro punto de vista, el Batolito de la Cordillera Oriental presenta una predisposición genética a ciertos elementos mientras experimentó fraccionación. No obstante, al empezar procesos de

contaminación cortical, remueve elementos ya acumulados, los cuales transporta y deposita en las estructuras geológicas que existían desde antes del plutonismo. Esta idea resulta compleja, ya que no contamos con datos que avalen la mineralización distal. Pero es una conjetura que, en geología, es del todo válida. La síntesis de esta hipótesis se puede observar en la figura 7.7. En el diagrama, es posible inferir, fácilmente, que las suites Coasa y Aricoma podrían formar (bajo la idea expuesta), distalmente, depósitos de oro, pero también (dependiendo del encajonante) mineralizaciones polimetálicas. Por otro lado, al estar vinculadas con basaltos y por su naturaleza de intraplaca, las sienitas se relacionan únicamente con Nb y Ta. A su vez, las rocas que experimentaron fraccionación se asocian con Sn-W, Li, Cs, U – Th.

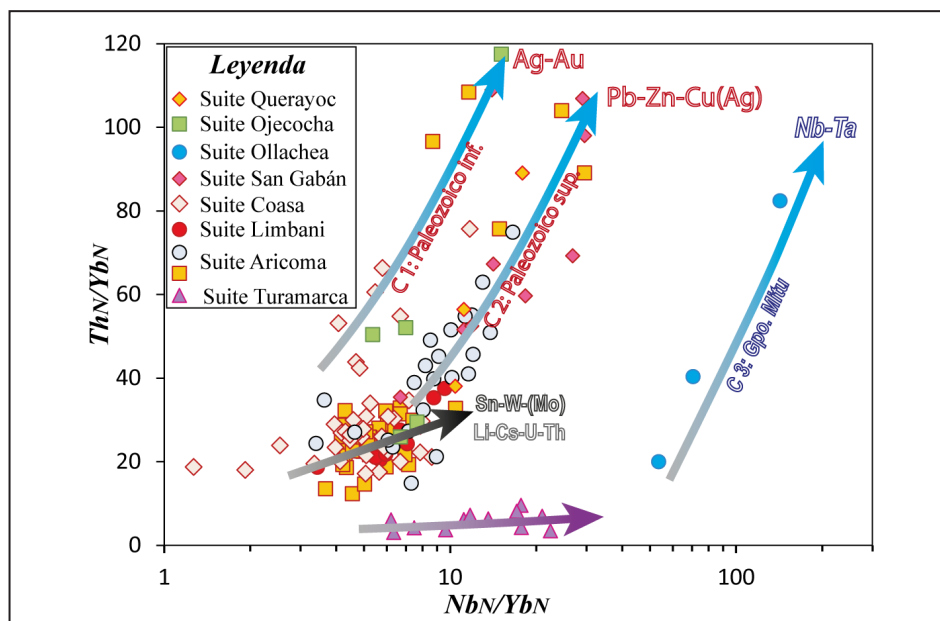


Figura 7.7 Diagrama binario de cocientes Th/Yb Vs Nb/Yb normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), empleado para discriminar procesos magmáticos y relacionarlos con concentración de elementos metálicos y estratégicos

7.2 APLICACIÓN DE PETROGRAFÍA EN METALOGENIA DE LOS GRANITOIDES

Dado que no se cuenta con información detallada respecto de la génesis de los depósitos minerales estratégicos en esta parte del Perú, resultó imperante determinar a que fenómeno obedecía el enriquecimiento de los diferentes elementos. Dado que los diagramas mostrados son en base a geoquímica de roca total, es determinante que alguno de los minerales formadores de las rocas genera la anomalía. Para realizar una aproximación, era necesario recurrir a un principio muy elemental

de la litogeoquímica: la compatibilidad e incompatibilidad de los elementos traza.

No se desarrollarán las definiciones de compatibilidad. Solo se mencionará que la temperatura es un factor esencial para entender el fenómeno, dado que el decrecimiento de la temperatura del magma (T) produce el incremento del coeficiente de partición. Por esta razón, mientras siga decreciendo la temperatura y el fundido sea más silíceo, los minerales se encontrarán estructurados con más fuerza. Esto causará que

los elementos traza estén marginados y forzados a entrar a cristales coexistentes.

La tabla periódica de los elementos y sus iones para geociencias (Bernal y Railsback, 2008) es la base para determinar que elementos pueden substituirse en un mineral. Analicemos el caso del litio (Li), es decir, una de las principales materias críticas o cercana a crítica para el mundo. La tabla mencionada proporciona una única opción al ser analizada dentro de los magmas. En este sentido, principalmente, Li puede substituir Mg. Entonces, sería posible plantear la siguiente conjetura: los altos valores de Li podrían encontrarse dentro de los ferromagnesianos. En la misma línea, se encuentra Th, pues podría encontrarse dentro de las biotitas (mineral ferromagnesiano dentro del batolito). Por sus peculiaridades geoquímicas. El U, estaría ligado también a estos minerales, pero esto se confirmará a medida que profundicemos en esta investigación.

La biotita es el mineral ferromagnesiano significativo y más común en la mayoría de las rocas ígneas intermedias y félsicas.

Sin dudas, se trata de una de las fases minerales más estudiadas como indicadores petrogenéticos y tectonomagmáticos en granitos (Lalonde y Bernard, 1993; Solie y Su, 1987; Speer, 1984; Masoudi y Jamshidi-Badr, 2008). En cuanto a su composición, en gran medida, depende de la naturaleza de los magmas de los que se ha cristalizado (Abdel-Rahman, 1994; Shabani et al., 2003).

Para analizar los contenidos de las biotitas, se podría recurrir a equipos láser, como la microsonda electrónica. Sin embargo, al no contar con este equipo, se deben realizar estudios químicos para cuantificar la composición o estudios petrográficos para hacer inferencia en base al color de algunos minerales.

A nivel microscópico, se pueden inferir los contenidos de MgO, FeO y TiO₂ en los filosilicatos, mediante el análisis de su color (figura 7.8). Para esto nos basaremos en el trabajo de Stosch, (2003). Este consiste en observar el color de las biotitas en luz transmitida (nicoses paralelos), la que puede ser, en sus extremos, rojo, verde o marrón, respectivamente

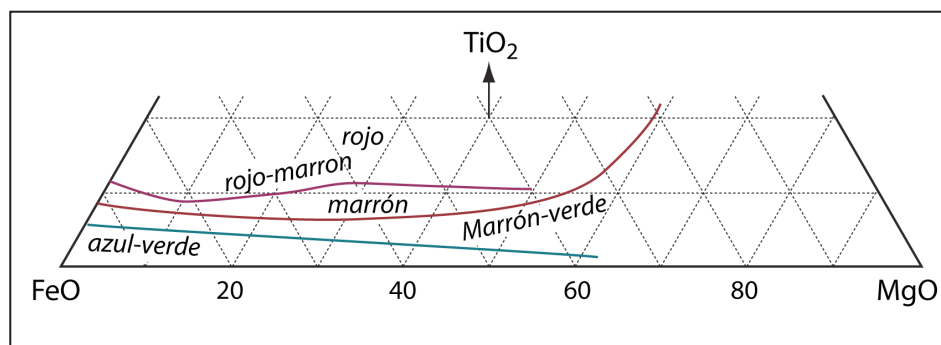


Figura 7.8 Diagrama de clasificación de biotita en función del color, según Stosch (2003)

A continuación, se presentarán las características de las biotitas de las diferentes suites, con el fin de combinar estos resultados con la química de roca total.

7.2.1 Suite Turamarca

El color de las biotitas de esta suite se dedujo de una muestra de gabro colectada en las cercanías del paraje de Chile, a aproximadamente 2 km de Limacpunko. De su estudio microscópico, se determinaron biotitas con colores que van

de marrón a marrón ligeramente rojizo (figura 7.9). Un apunte que se debe resaltar es la presencia de ocasionales cristales de Zinwaldita (mica litífera). Estos son minerales que incluyen, genéticamente, litio en su composición. Lamentablemente, al encontrarse a niveles traza, no representan mayor interés. Las características y las concentraciones de filosilicatos identificados se resumen en la tabla 7.1. De los colores, es posible inferir que el FeO es el principal componente de las biotitas de estas rocas. Asimismo, en algunos casos, podrían presentar concentraciones de TiO₂ que le aportan tonalidades rojizas.

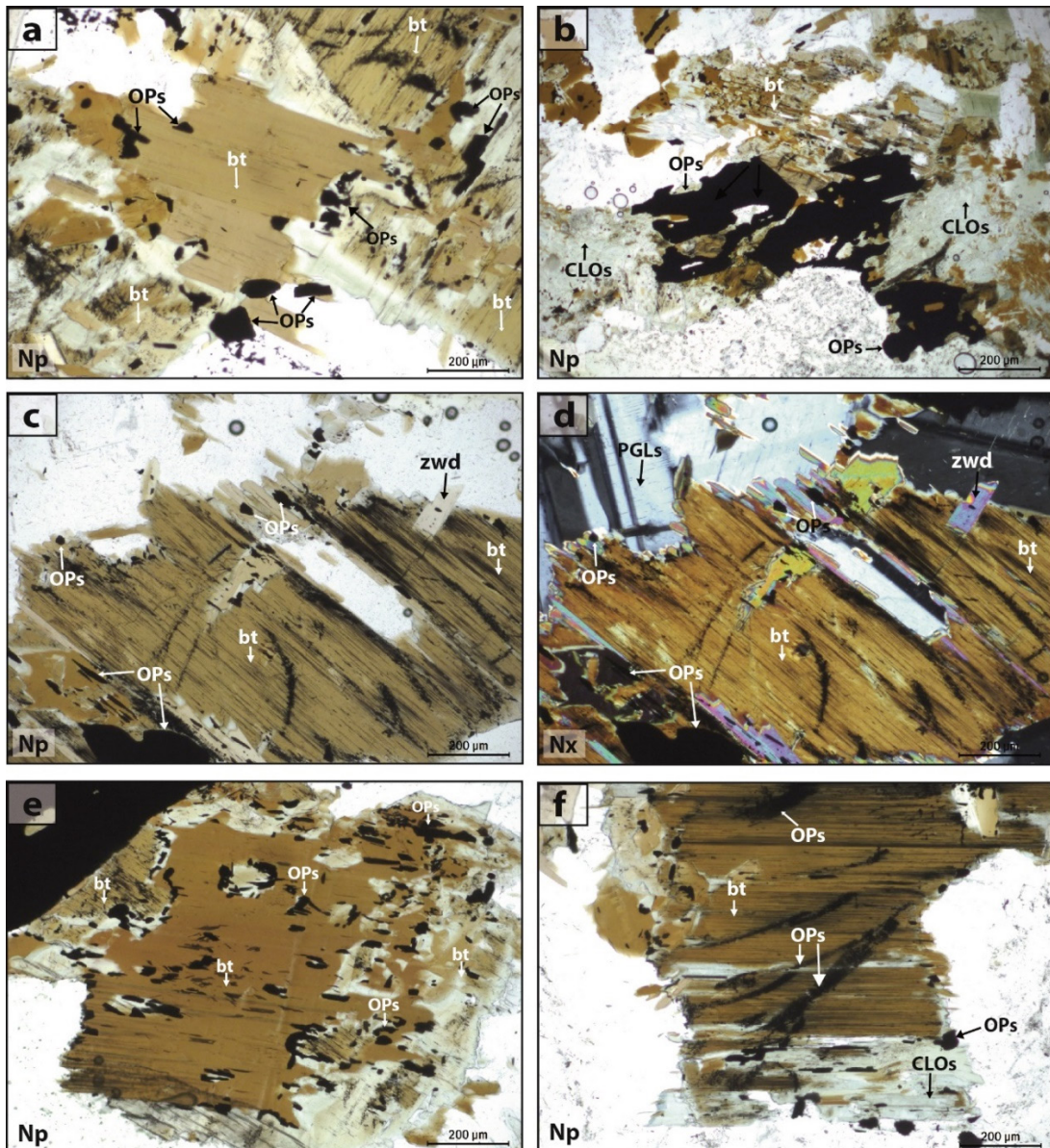


Figura 7.9 Cristales de biotitas en la muestra GR39A-15-222, que corresponde a un gabro de la Suite Turamarca, localizada a aproximadamente 2 km al E de Limacpunko; a y b) cristales de biotitas (bt) de color marrón, que se encuentran alterados a cloritas (CLOs) y están asociados a minerales opacos (OPs); c y d) cristales de biotitas de color marrón con ligera coloración rojiza, donde se observan cristales de zinnwaldita (zwd) hacia los bordes de los cristales; e) cristal de biotita de color marrón asociado a minerales opacos, que se encuentran dentro del cristal; f) cristal de biotita de color marrón alterado a cloritas y asociado a minerales opacos ubicados hacia los bordes del cristal

Tabla 7.1

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Turamarca: rutilo (rut), apatito (ap) y zircón (zr)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-azul	-	-	-	-
Verde-marrón	-	-	-	-
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro	zr, esf, ep y ap	2
Rojo-marrón	Tabular con bordes irregulares	-	rut, ap y zr	7
Rojo	-	-	-	-

7.2.2 Suite Aricoma

Dentro de esta suite, se reconoció una serie de granitoides. En su mayoría, exhiben biotitas con colores marrones a rojizos (figura 7.10) bajo el microscopio de polarización. Estos colores son el resultado de concentraciones de FeO y TiO₂, respectivamente.

Las biotitas se muestran con hábitos tabulares y bordes irregulares, hexagonales en algunos casos, con alteraciones como cloritización e impregnación de óxidos de hierro incipiente. Además, presenta inclusiones de zircón, apatitos, rutilos y zinwalditas (tabla 7.2).

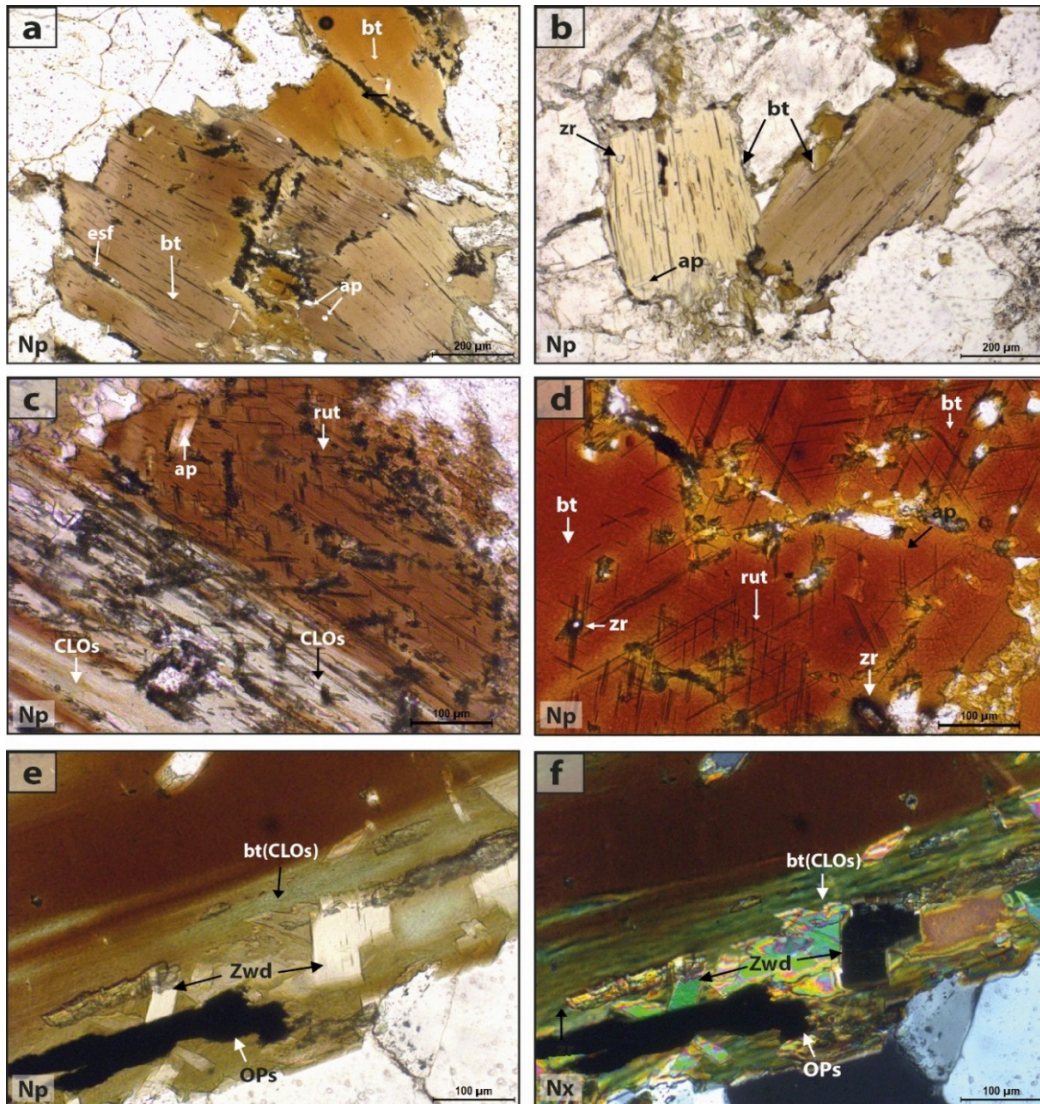


Figura 7.10 Cristales de biotitas en la muestra GR39A-15-006, de metamonzogranito de la Suite Aricoma, ubicado entre el cerro Colorado y la laguna Chocñecota; a y b) cristales de biotitas de color marrón, que presentan inclusiones de microcristales de esfena, apatito y zircones; c y d) cristales de biotitas de color marrón rojizo, que revelan inclusiones de rutilo en forma reticulada (textura sagenítica) y las inclusiones de zircones presentan halo metamictico; e) cristal de biotita de color marrón, alterado a clorita y asociado a cristales de zinwaldita y minerales opacos; f) imagen en Nx, del cristal de biotita y zinwaldita descrito en e)

Tabla 7.2

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Aricoma: rutilo (rut), apatito (ap), zircón (zr), opacos (OPs) y zinwaldita (zwd)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritización débil,	zr,ap, OPs y zwd	1
Rojo-marrón	Hexagonal, tabular con bordes irregulares	Cloritización, impregnaciones de OxFe	rut, ap y zwd	2
Rojo	Hexagonal, tabular	-	rut y ap	1

7.2.3 Suite Limbani

En relación con el color, las biotitas de la Suite Limbani presentan similitudes con la Suite Aricoma. Esencialmente, sus colores son marrones y, en menor proporción, marrón rojizo (figura

7.11). Es necesario mencionar que, en las tonalidades rojizas, se reconoció rutilo que genera textura sagenítica. La presencia de este mineral sugiere exsolución de TiO_2 , lo que explica las tonalidades rojizas de los filosilicatos.

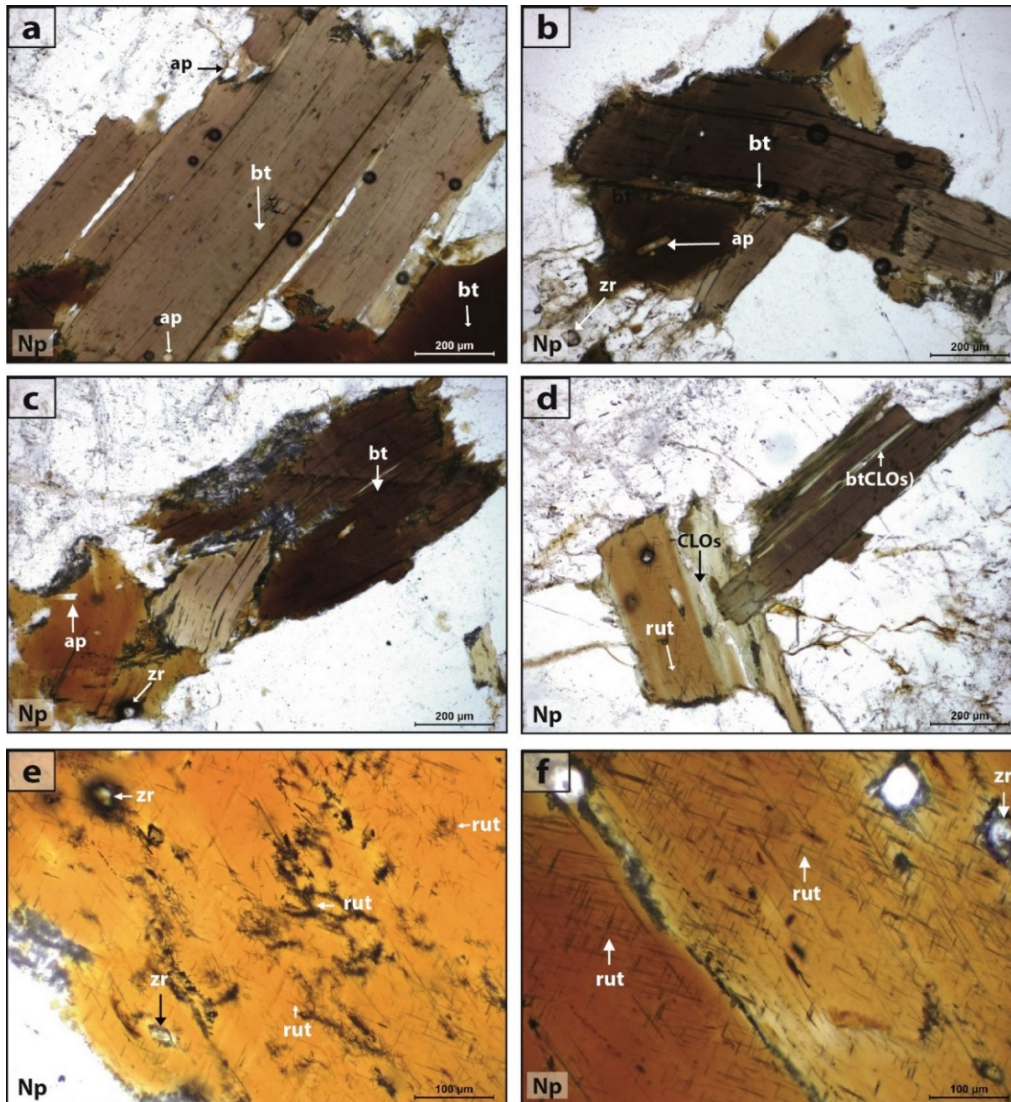


Figura 7.11 Cristales de biotitas en la muestra GR39B-16-009 de la Suite Limbani, ubicado al norte del paraje Jahuarcoma, en el río Huacasarani; a y b) cristales de biotitas (bt) de color marrón con inclusiones de apatito (ap); c) cristal de biotita de color marrón con inclusiones de zircon; d y e) cristales de biotitas de color marrón con inclusiones de rutilo (rut) y zircones (zr); f) cristales de biotitas de color marrón rojizo con inclusiones de rutilo, en forma reticulada (textura sagenítica)

Tabla 7.3

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Limbani: zircon (zr), rutilo (rut) y apatito (ap)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-azul	-	-	-	-
Verde-marrón	-	-	-	-
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritización	zr y ap	3
Rojo-marrón	Tabular con bordes irregulares	-	rut, ap y zr	2
Rojo	-	-	-	-

7.2.4 Suite Coasa

Los monzogranitos y los sienogranitos presentan biotitas con variaciones de color que van de marrones a verdes (figura 7.12). Esto indica que poseen concentraciones más altas de MgO.

Como ya mencionamos antes, Mg puede ser reemplazado por Li en los minerales magmáticos. Las biotitas de esta suite manifiestan hábitos tabulares con bordes irregulares, cloritización incipiente, e inclusiones de apatitos, zircones y minerales opacos (tabla 7.4).

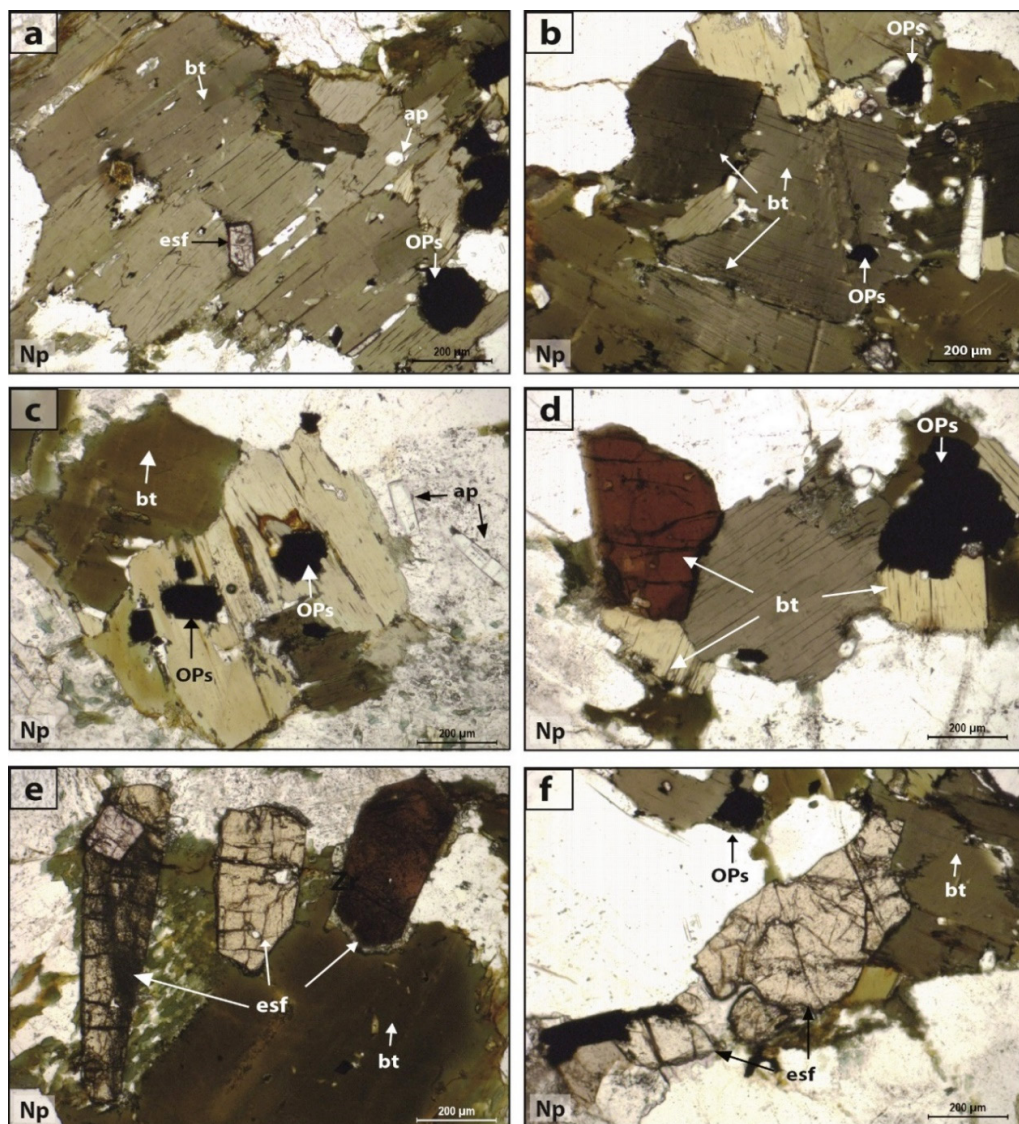


Figura 7.12 Cristales de biotitas en la muestra GR39B-16-040, de sienogranito de la Suite Coasa, ubicada entre Colpacucho y cerro Yana Salto; a) cristales de biotitas de color verde a marrón, con inclusiones de esfenas y apatitos; b, c y d) biotitas asociadas a minerales opacos; e y f) cristales de biotita de color verde marrón, asociados a cristales de esfenas

Tabla 7.4

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Súper Unidad Coasa: apatito (ap), zircón (zr) y opacos (OPs)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritización incipiente	ap y OPs	1
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Impregnaciones de óxidos de hierro y cloritización	zr, ap y OPs	2

7.2.5 Suite San Gabán

Los granitoides San Gabán presentan biotitas con variaciones de color que van de verde a marrón (figura 7.13). En este caso, el último es el que más se identificó (tabla 7.5). Además, se

observaron con hábito tabular y bordes irregulares. Asimismo, se aprecian impregnaciones de óxidos de hierro y minerales opacos. También, revelan alteración a cloritas e inclusiones de cristales de zircones y apatitos.

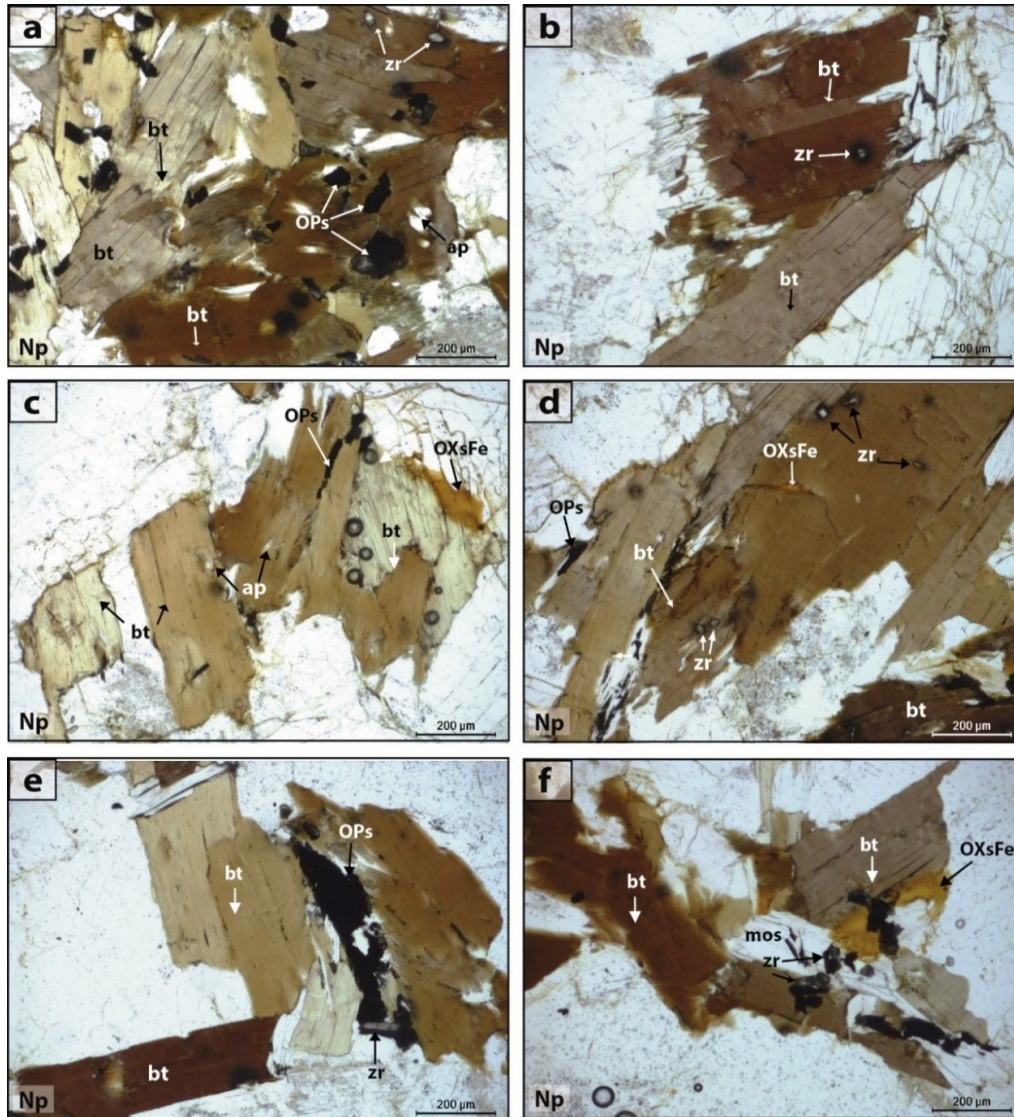


Figura 7.13 Cristales de biotitas (bt) en la muestra GR39A-15-146, que corresponde a la Suite San Gabán; a, c y e) cristales de biotitas de color verde-marrón a marrón, asociados a minerales opacos (OPs) e inclusiones de apatitos (ap); b, d y f) cristales de biotitas de color marrón, con impregnaciones de óxidos de hierro (OXsFe) e inclusiones de zircones (zr)

Tabla 7.5

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Suite San Gabán: zircón (zr), apatito (ap), óxidos de Fe (OXsFe) y minerales opacos (OPs)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-azul	-	-	-	-
Verde-marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro		3
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Impregnaciones de óxidos de hierro y minerales opacos	zr, ap, OXsFe y OPs	7

7.2.6 Suite Ollachea

Dentro de las variedades de sienita de esta suite, únicamente, se reconoció biotita en la variedad sienita de anfíbol-piroxeno. En estos especímenes, las biotitas manifiestan una variación de

color que comprende el intervalo marrón a marrón rojizo (figura 7.14). Asimismo, se observaron con forma tabular y bordes irregulares. Dentro de ellas, se identificaron algunas inclusiones minerales y alteraciones que se sintetizan en la tabla 7.6.

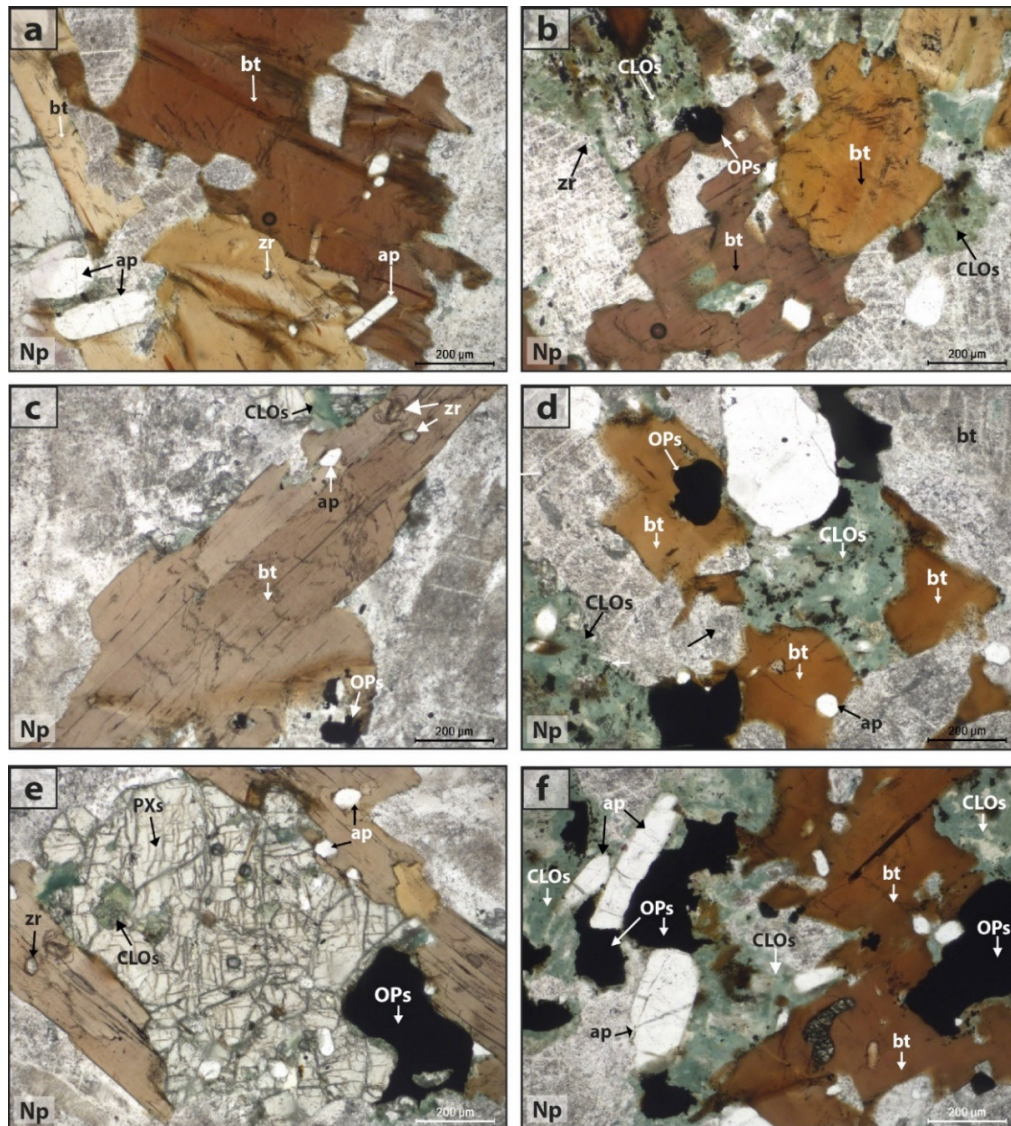


Figura 7.14 Cristales de biotitas correspondientes a la muestra GR39A-15-59, de sienita de la laguna Huascanicocha (Suite Ollachea); a y c) cristales de biotitas color marrón y rojo marrón de forma tabular con inclusiones de apatita y zircón; b, d y f) cristales de biotitas color rojo marrón con formas anhedrales e inclusiones de apatita y zircón, donde se observan minerales opacos diseminados y asociados a cloritas; e) cristales de biotita de color marrón asociado a piroxenos con alteración de cloritas y diseminación de minerales opacos

Tabla 7.6

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Suite Ollachea: minerales opacos (OPs), zircones (zr) y apatitos (ap)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritas e impregnaciones de minerales opacos	zr, ap, esf, OPs	2
Rojo-marrón	Tabular con bordes irregulares	-	OPs, zr	3

7.2.7 Suite Ojecocho

Los monzogranitos de la Unidad Ojecocho presentan una variación de verde a marrón en relación con el color de los

cristales de biotitas (figura 7.15). Asimismo, se aprecian en forma tabular y con bordes irregulares, y se encuentran alteradas a cloritas. Además, las biotitas manifiestan inclusiones de cristales de zircones, apatitos, esfenas y minerales opacos (tabla 7.7).

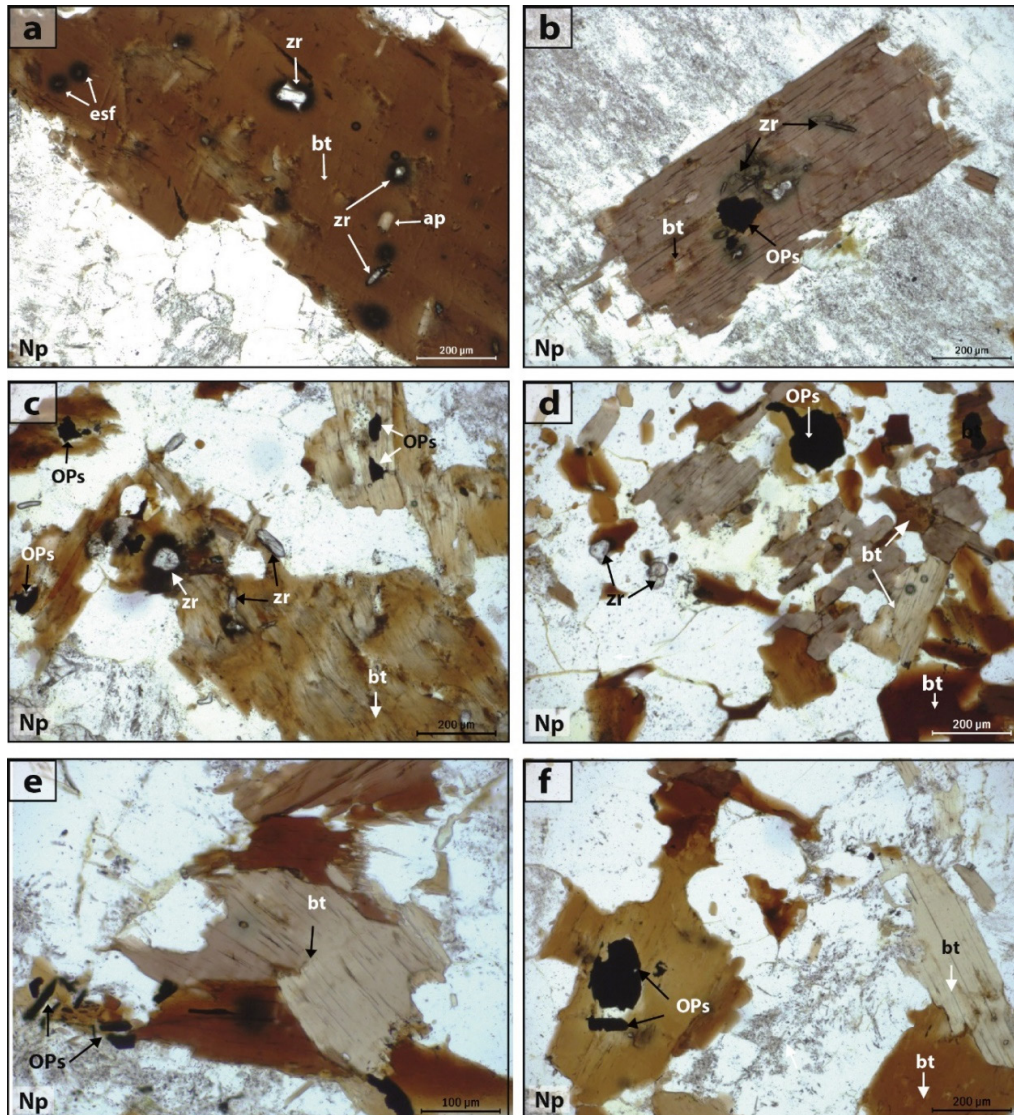


Figura 7.15 Cristales de biotitas de la muestra GR39A-15-184, de monzogranito de la Unidad Ojecocho, ubicada en la laguna Macho Cruz; a y b) cristales de biotitas de color marrón de forma tabular con inclusiones de zircones y apatitos; c y d) cristales de biotitas de color verde-marrón, asociadas a minerales opacos; e y f) cristales de biotitas de color marrón, en los intersticios, entre cristales y asociados a minerales opacos

Tabla 7.7

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Ojecocho: minerales opacos (OPs), zircones (zr), apatitos (ap) y esfenas (esf)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-marrón	Tabular con bordes irregulares	-	OPs, zr	2
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritas e impregnaciones de minerales opacos	zr, ap, esf, OPs	5

7.2.8 Suite Querayoc

Las granodioritas de la Suite Querayoc presentan coloraciones marrones en relación con el color de sus cristales de biotitas

(figura 7.16). Bajo el microscopio, estas se revelan con formas tabulares y bordes irregulares. Además, evidencian alteración a clorita e inclusiones de zircones, apatitos y opacos (tabla 7.8).

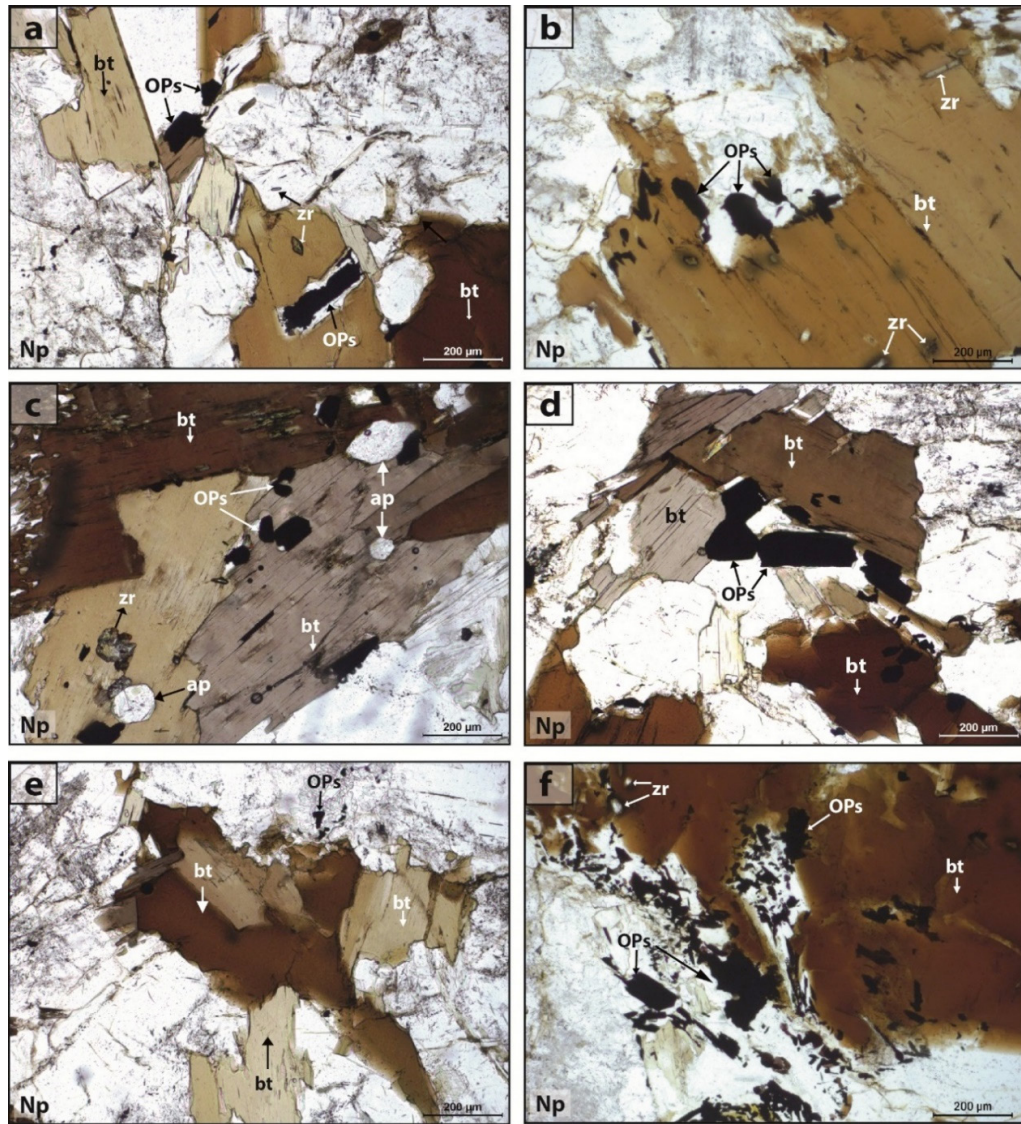


Figura 7.16 Cristales de biotitas de la muestra GR39A-15-163, en granodiorita del paraje Yanacochoa; a y b) cristales de biotitas de color marrón con inclusiones de zircones, donde se observan minerales opacos en los bordes; c, d y e) cristales de biotitas tabulares entre los intersticios de plagioclasas y feldespato potásico; f) cristales de biotitas de color marrón con bordes irregulares, asociados a minerales opacos, sobre todo en los bordes

Tabla 7.8

Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Querayoj: zircón (zr), apatito (ap) y minerales opacos (OPs)

Color	Hábito y Forma	Alteración	Inclusiones	%
Verde-azul	-	-	-	-
Verde-marrón				-
Marrón	Tabular con bordes irregulares	Cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro	zr, ap y OPs	3

7.3 GEOQUÍMICA DE FILOSILICATOS (BIOTITA)

Un componente muy común dentro de las rocas ígneas (y metamórficas) son los filosilicatos oscuros. También, estos son conocidos como "biotita". Este término no es adecuado para definir una especie mineral como tal. Siendo precisos, debe emplearse para referirse al nombre de una serie o grupo mineral que comprende micas trioctahédricas oscuras con composiciones entre flogopita-Annita y Eastonita-siderofilita (Rieder et al., 1998).

En el Perú y en el INGEMMET, la geoquímica de minerales mediante técnicas no destructivas no se encuentra bien desarrollada; en gran medida porque no se cuenta con una microsonda electrónica que permitiría realizar análisis cuantitativos puntuales de minerales. Para corroborar nuestras hipótesis a nivel de geoquímica de roca total y petrografía, fue necesario realizar una separación manual de filosilicatos oscuros con el fin de enviarlos a laboratorio. En total, solo disponemos de los resultados de 38 muestras de biotitas que fueron analizadas mediante ICP-OES e ICP-MS.

Dada la poca densidad de muestras y considerando que este acápite se encuentra relacionado con la determinación de concentraciones anómalas de ciertos elementos, solo presentaremos algunas generalidades en torno a la petrogénesis de los filosilicatos. En este sentido, las biotitas (si cabe el término) pueden ser clasificadas en 3 grandes series: Fe-Mg, Li-Fe y Li-Al. Entonces, es fácil entender que 2 de estas series se encuentran, genéticamente, relacionadas a Li. Es decir, este elemento se incorporó a la red cristalina del mineral de una forma natural y no como reemplazo de algún elemento compatible. En la tercera serie, los elementos predominantes son Fe-Mg (que es nuestro caso de estudio). Estos son elementos que se encuentran en todos los minerales ferromagnesianos, como la biotita.

Para definir la serie de los filosilicatos estudiados, hemos empleado 2 diagramas de elementos mayores que contrastan el Al_2O_3 y MgO contra SiO_2 (figura 7.17).

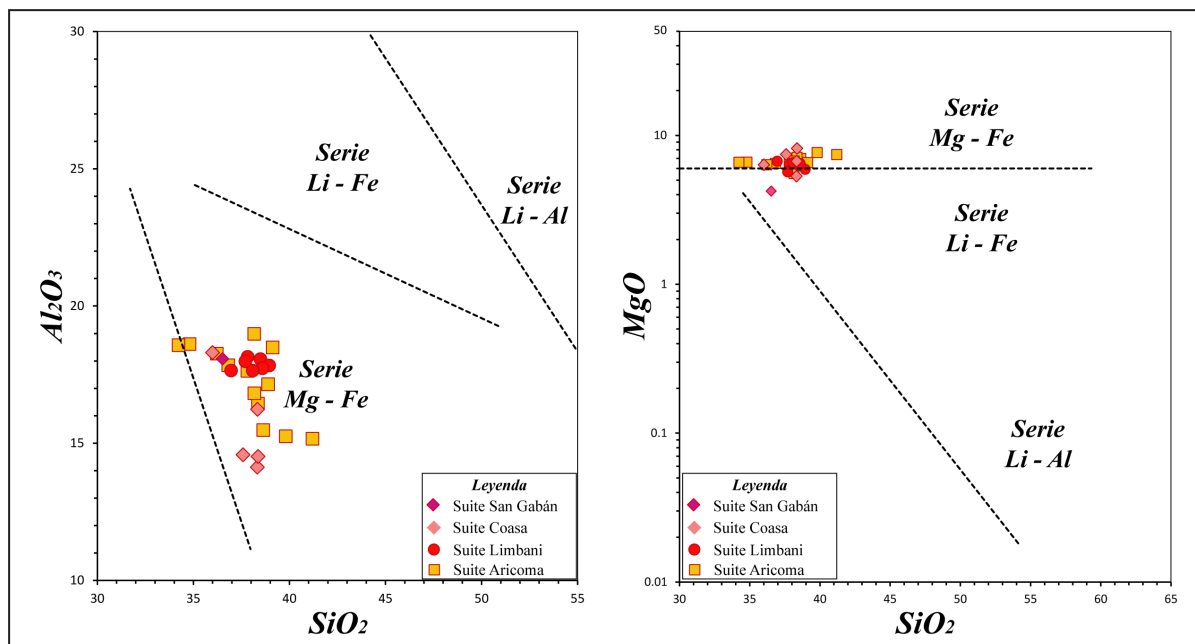


Figura 7.17 Diagramas para discernir la serie de las biotitas de las diferentes suites del Batolito de la Cordillera Oriental – Segmento Carabaya. Los diagramas fueron realizados en base al trabajo de Petrik (2014).

Del análisis de ambos gráficos, se concluye que los filosilicatos estudiados son de la serie Mg-Fe, lo que descarta una afinidad directa o natural del elemento Li en la génesis de estos minerales. Esto refuerza nuestra idea de que el Li se incorporó a la red cristalina de los filosilicatos en las fases finales de la cristalización, siguiendo los principios de compatibilidad de elementos traza.

Luego de esta breve introducción hacia la génesis de filosilicatos, se puede un diagrama de concentración de elementos (*spider*) para observar las concentraciones y algunas anomalías que podrían contrastarse con la geoquímica de roca total.

La mayor cantidad de análisis realizados permiten presentar diagramas para las suites Aricoma y Limbani (figura 7.18), así

como para la Suite Coasa (figura 7.19). En el primer caso, se podría mencionar que existen importantes anomalías positivas en los elementos metálicos Mo y W. De estos, únicamente, W era anómalo en la roca total. Si nos referimos a elementos estratégicos, en primer plano, analicemos Li. En el diagrama de la figura 7.18, se puede apreciar que, a nivel de valores normalizados, se observa una anomalía de concentración positiva que va de 10 a 100 veces el valor promedio de la Corteza Continental. Por otro lado, las concentraciones

de U y Th presentan un patrón similar a Li, ya que su concentración en las biotitas es de 2 a 20 veces el background de comparación (CC). También, Cs y Rb son elementos con altas concentraciones. En este caso específico, los valores detectados en las biotitas son machismo más elevado (10 veces más) que lo reportado para la roca total. Esto podría ser el resultado de la sustitución de los elementos anómalos por K, ya que estos elementos son compatibles en las últimas fases cristalinas de las rocas ígneas.

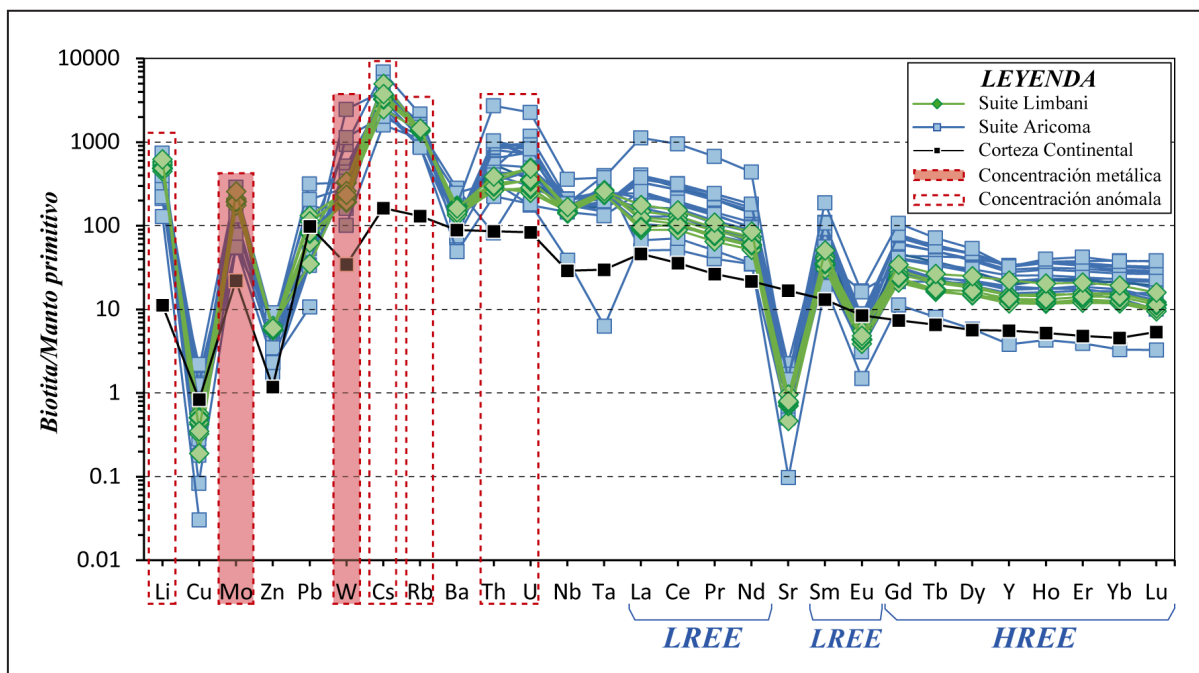


Figura 7.18 Diagrama de concentración de elementos para las biotitas de muestras de las suites Aricoma y Limbani. Los valores se encuentran normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).

Si se realiza un análisis del patrón general, se podrían inferir procesos de fraccionación. Esto es normal, debido a que estamos analizando solo una especie mineral. De todos modos, generan cierta alerta las anomalías de Sr y Eu, lo que sugiere que estos elementos ingresan en los minerales y se empobrecen en el fundido.

La figura 7.19 muestra la concentración de elementos para los granitos de la Suite Coasa. En forma general, este gráfico revela que las anomalías de concentración positiva son en los mismos elementos que los determinados para las suites Aricoma y Limbani. La diferencia más resaltante que se podría destacar es que las concentraciones de U y Th son mucho más altas. En algunos casos, son casi 100 veces mayores que la concentración normalizada en la Corteza Continental.

Se han presentado interpretaciones geoquímicas de roca total, petrografía de filosilicatos y algunos aspectos muy generales de la química de biotitas. El fin ha sido presentarle al lector algunas ideas que resulten interesantes para el entendimiento de la genética del magma y cómo esta se relaciona con las concentraciones de elementos metálicos y estratégicos. Además, es necesario mencionar que los diagramas spider son representaciones de valores que sufren una normalización. Necesariamente, no son los reportados por el laboratorio, pero resultan muy útiles para evaluar las concentraciones anómalas desde una visión petrogenética y no metalogenética. Si el lector quiere realizar una interpretación con los valores sin normalizar, estos pueden revisarse en los anexos de este boletín.

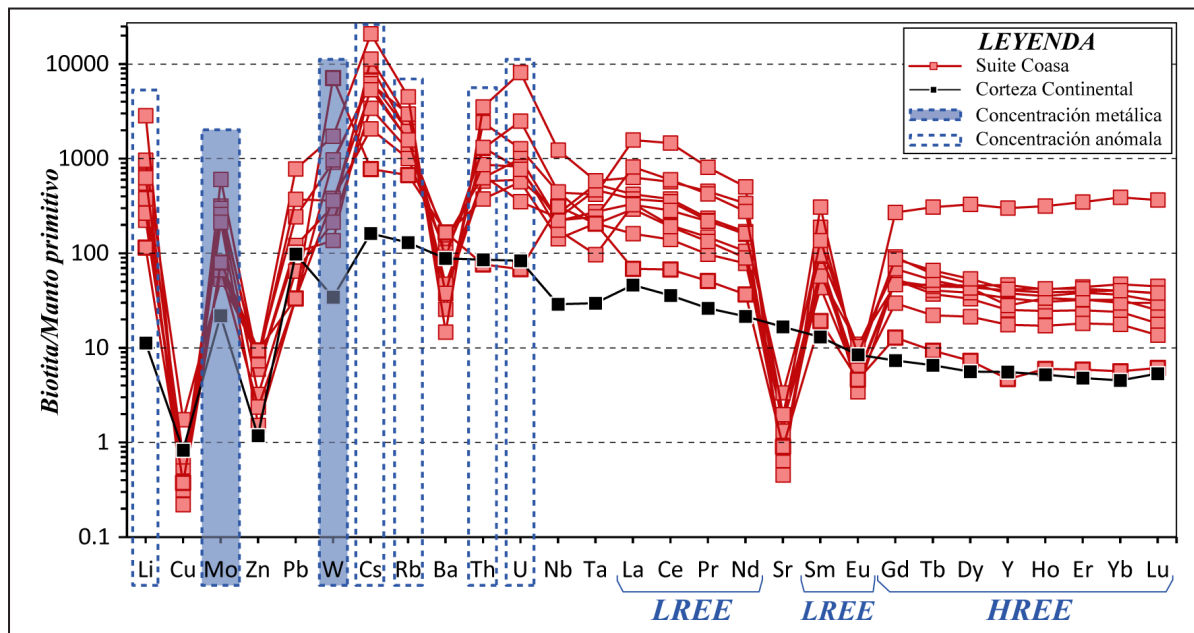


Figura 7.19 Diagrama de concentración de elementos para las biotitas de las muestras de la Suite Coasa

7.4 ZONAS DE ALTA CONCENTRACIÓN DE ELEMENTOS

En este apartado final, en base a mapas isovalóricos, queremos presentar las zonas de altas concentraciones de elementos estratégicos. Para lograrlo, emplearemos los resultados de la geoquímica de roca total y de filosilicatos. Sin embargo, antes de abocarnos a la descripción de los mapas, debemos precisar que solo se elaboraron isovalores para elementos estratégicos. Estos mapas fueron desarrollados, únicamente, dentro de los polígonos de las rocas intrusivas, debido a que se interpolaron muestras de facies ígneas. Por esta razón, realizar una extrapolación hacia los encajonantes resulta carente de sustento y sería poco apropiado intentar una interpretación con los valores actuales.

El primer elemento interpolado es litio (Li). En muchos países, este se perfila como un elemento estratégico o cercano a serlo. En la industria del aluminio, el vidrio, la cerámica, el caucho, las baterías, el aire acondicionado, el control de humedad, etc., su empleo es importante. Por ello, descubrir recursos de este elemento es más demandante con el paso de los años. Para la zona de estudio, se realizó la interpolación mediante la herramienta Kriging de ArcGis. Se consideró un valor de fondo de 17 ppm, es decir, el valor normal de este elemento en la Corteza Continental (Wedepohl, 1995).

Para el caso de las concentraciones en roca total, se tienen valores de hasta 459 ppm, lo que es 27 veces el valor normal. Si consideramos los resultados obtenidos en biotita, debemos mencionar que las concentraciones oscilan entre 182 ppm y 4535 ppm, es decir, entre 10.7 y 266.7 veces el valor normal.

Esto es comparable con los resultados reportados en las tobas de Macusani (Formación Quenamari), que son metalotecto de depósitos de U y Li.

Los isovalores de Li (figura 7.20) demuestran que las máximas concentraciones se encuentran dentro del plutón de Coasa. Principalmente, se ubican en los afloramientos de sienogranito. Estas concentraciones correlacionan, perfectamente, con la coloración de las biotitas (verdes), lo que refuerza la hipótesis de reemplazo de Li por Mg en las biotitas.

Seguidamente, analizamos los elementos Uranio (U) y Thorio (Th). Para el caso de U, se consideró un background de 1.7 ppm. Por su parte, para Th, el valor de fondo es 5.6 ppm. A nivel de roca total, la máxima concentración de este elemento asciende a 24.4 ppm, mientras que, para el caso de Th, la máxima concentración reportada es de 55.1 ppm. Esto permite precisar que los valores anómalos de ambos elementos alcanzan límites de 14.4 y 9.8 veces el valor de fondo, respectivamente.

Al analizar las concentraciones de los elementos en la biotita, para el caso de U, se puede observar que el valor más alto alcanza 163 ppm. Por su parte, el Th alcanza un máximo de 348 ppm, es decir, 95.8 y 62 veces el valor normal en la Corteza Continental. Asimismo, los mapas de isovalores de ambos elementos se muestran en las figuras 7.21 y 7.22, respectivamente.

Luego de analizar los 3 mapas isovalóricos, se puede concluir que la zona anómala es, esencialmente, la misma. Por esta razón, podríamos decir que U y Th podrán considerarse Pathfinder para la exploración de Li.

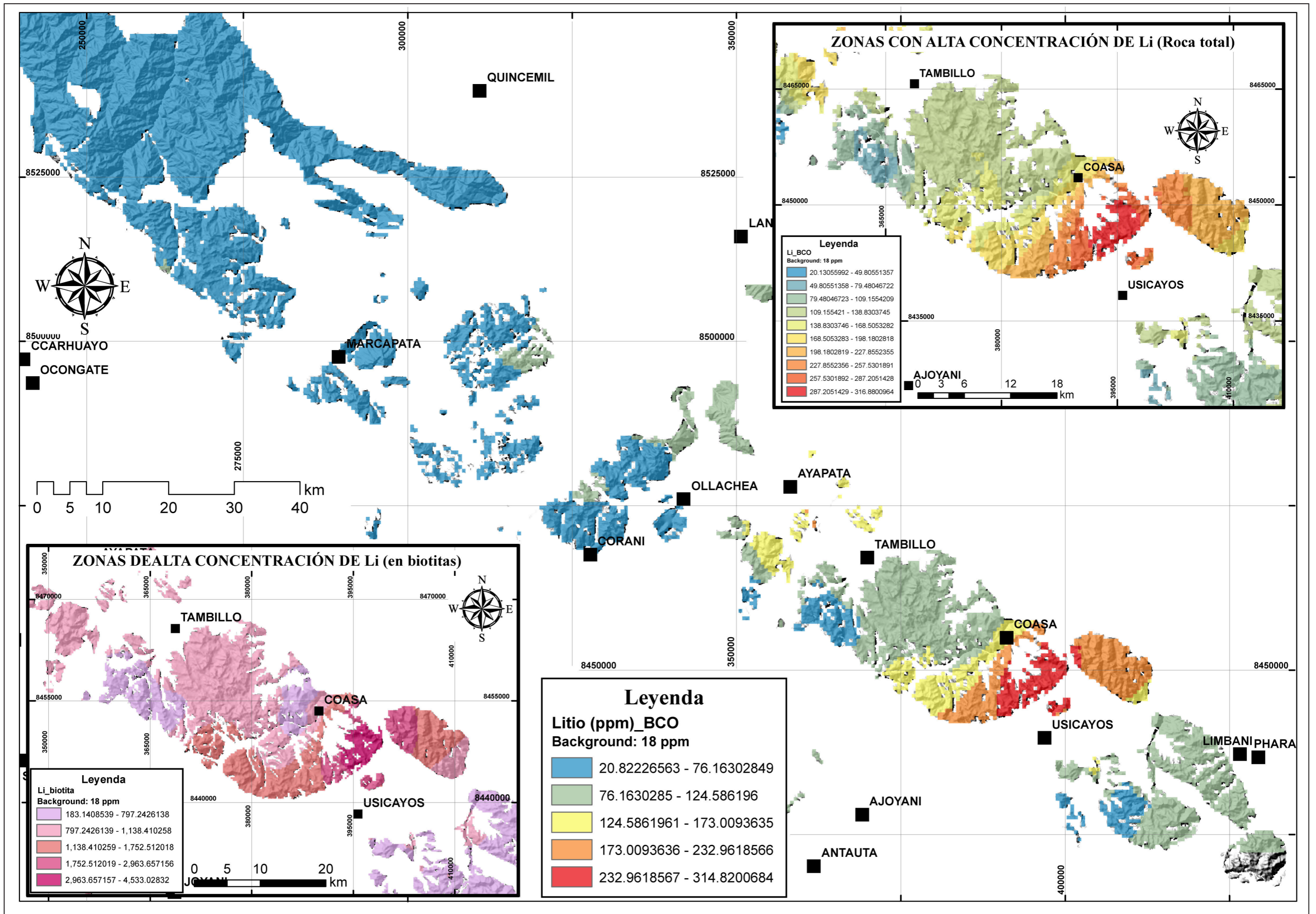


Figura 7.20 Mapas de isovalores de Li (roca total) para el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental. En la parte superior derecha, se observa una zona de alta concentración en base a química de roca total. Por otro lado, en la parte inferior izquierda, se aprecian las zonas anómalas en base a química de biotitas.

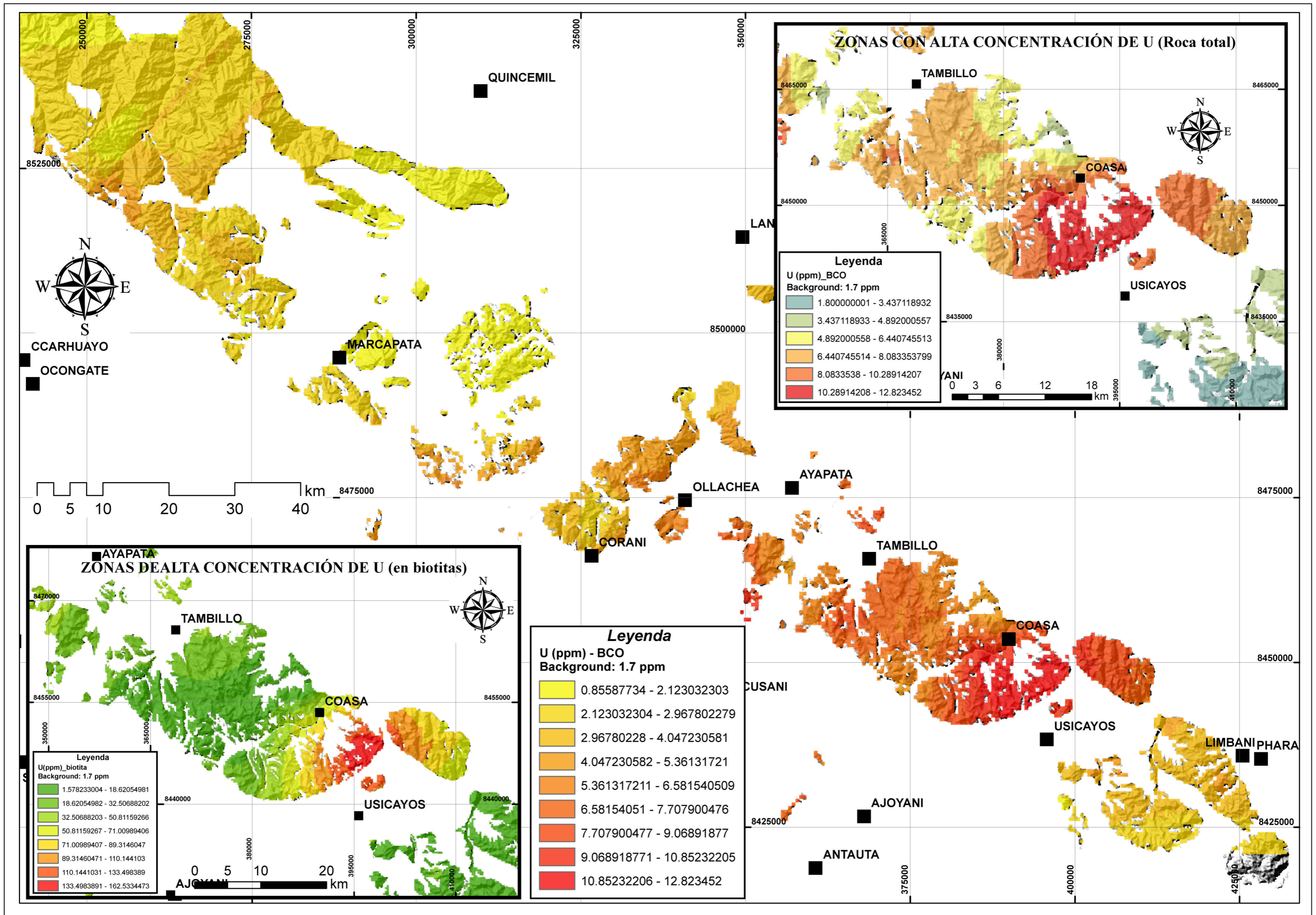


Figura 7.21 Mapas de isovalores de U (roca total) para el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental. En la parte superior derecha, se observa la zona de alta concentración en base a química de roca total. Por otro lado, en la parte inferior izquierda, destacan las zonas anómalas en base a química de biotitas.

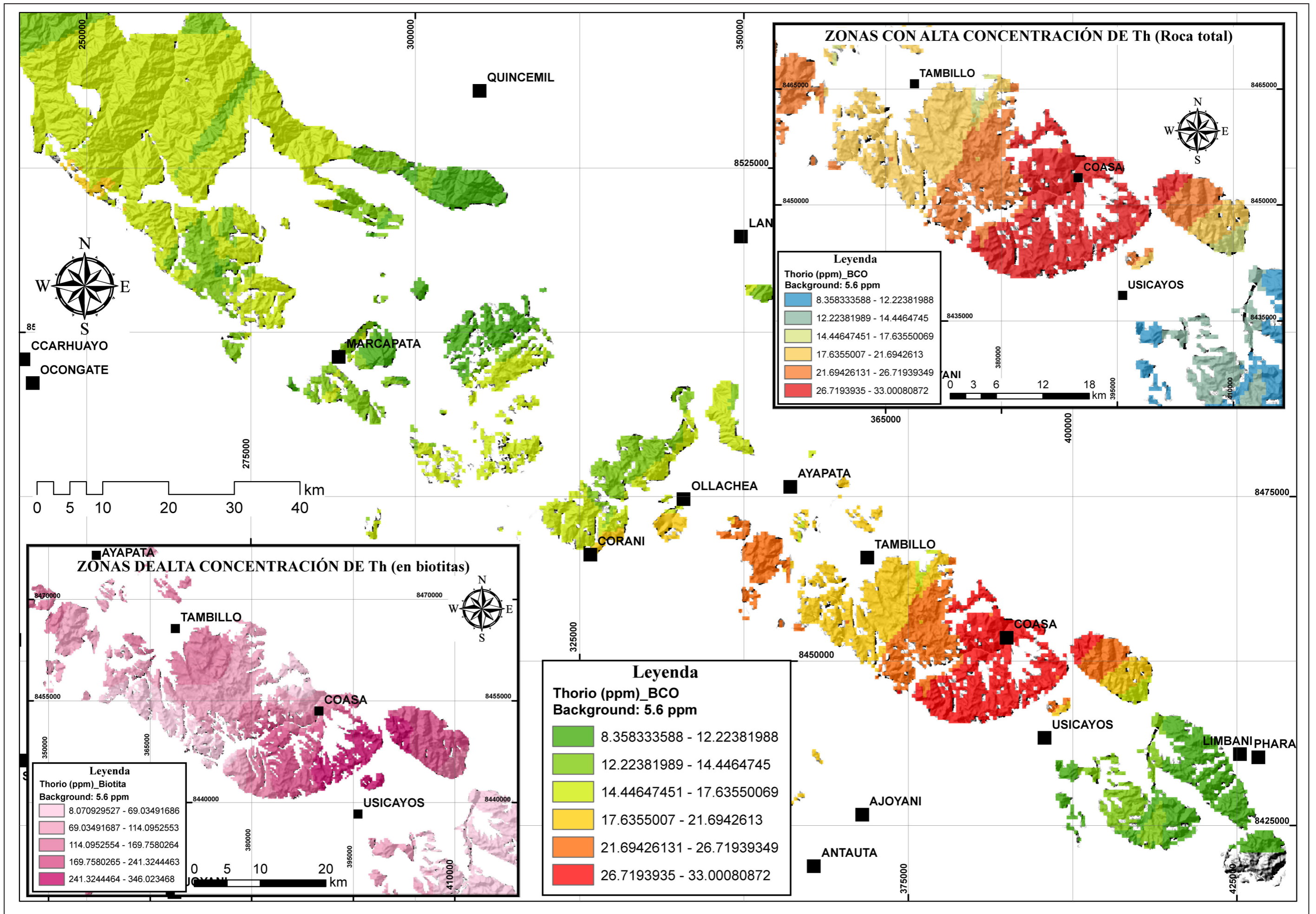


Figura 7.22 Mapas de isovalores de Th (roca total) para el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental. En la parte superior derecha, se observa la zona de alta concentración en base a química de roca total. Por otro lado, en la parte inferior izquierda, destacan las zonas anómalas en base a química de biotitas.

CONCLUSIONES

- **Estratigráficamente, se identificó el basamento Pre-cámbrico, así como unidades litoestratigráficas del Paleozoico inferior (Grupo. San José, formaciones Sandía y Ananea) y Superior (grupos Ambo, Tarma y Copacabana); así como también del Mesozoico (Gpo. Mitu). Estas actúan como encajonantes de los diferentes cuerpos ígneos que conforman el Batolito de la Cordillera Oriental en su segmento Carabaya. En este escenario, el encajonante principal es el Paleozoico.**
- **En el área de estudio, la base geológica 1: 100 000 reconoció un total de 7 plutones. En algunos casos, son llamados batolitos. En los estudios anteriores, esencialmente, la composición de los cuerpos reconocidos se consideraba granítica, con edad Pérmico-Triásico. En este trabajo, se reconocen variedades litológicas como gabros, dioritas y la serie de granitoides granodiorita-sienogranito.**
- **Las variedades litológicas de los diferentes plutones, fueron estudiados detalladamente por diferentes técnicas de geología aplicada (petrografía, geoquímica y geocronología). De estos análisis, como resultado, se determinaron 8 suites magmáticas. De este grupo, 6 presentan edades absolutas entre el Triásico medio y el Jurásico inferior. Por su parte, las restantes adolecen de ubicación temporal por ausencia de evidencia radiométrica.**
- **La Suite Turamarca (247 Ma) es la más antigua dentro de este segmento. Se constituye de variedades de gabros y dioritas. En la mayoría de los casos, se encuentran a manera de techos colgados sobre granitoides de las suites Aricoma y San Gabán. En esta unidad, el reconocimiento de gabros de olivino y las características geoquímicas sugieren que son producto del ascenso de material parental. De este, se desarrollan todas las facies de dioritoides, pero no parecen guardar relación alguna con el desarrollo de los granitoides.**
- **La Suite Aricoma (239 - 230 Ma) corresponde a la más variada y antigua de las suites de granitoides. En esta, es posible reconocer granodioritas, monzogranitos y sienogranitos. Además, presenta una distribución espacial que comprende varios plutones. Por ende, se le puede reconocer a lo largo de todo el segmento batolítico.**
- **La Suite Limbani (227 – 222 Ma) es, esencialmente, granítica. Sin embargo, esta se caracteriza por un metamorfismo**

sobreimpuesto, es decir, un efecto no observado en ninguna otra suite del Triásico. Por esta razón, se la separa de otros granitos con edades similares.
- **La Suite Coasa (227 - 216 Ma) es la última ubicada en el Triásico superior. Probablemente, esta es la más peculiar e importante de este segmento. En ella, se reconocieron monzogranitos y sienogranitos con feldespatos potásicos desarrollados de hasta 10 cm de largo y textura Rapakivi. Además, presenta características geoquímicas que la diferencian de todas las demás suites de este segmento y, probablemente, también del segmento de Vilcabamba, ubicado al NO de la zona de estudio.**
- **Las suites San Gabán y Ollachea se ubican en el Jurásico inferior. La primera comprende variedades de granitos y la segunda es, esencialmente, sienítica. La Suite San Gabán presenta cristales metamórficos y desarrolla un claro metamorfismo de contacto en sus encajonantes. Por su parte, las sienitas Ollachea solo se emplazaron dentro del Grupo Mitu y guardan una estrecha relación genética con el mismo. Esto concuerda con la edad de esta unidad. Actualmente, se sabe que es Triásico superior - Jurásico inferior.**
- **Las suites Ojecocho y Querayoc corresponden a intrusiones menores, que se localizan de manera puntual y muy restringida. Esencialmente, la primera consta de granitos. Dentro de estos, se reconocen xenolitos volcánicos, probablemente del Grupo Mitu. Por su parte, las intrusiones de la Suite Querayoc se caracterizan por sus tonalidades muy blanquecinas. En vista satelital, pueden confundirse con casquetes glaciares. Su emplazamiento parece obedecer, únicamente, a un esfuerzo magmático dominante, dado que presenta geometrías irregulares y una marcada disparidad respecto a las fábricas de sus encajonantes.**
- **A nivel geoquímico, de manera general, se puede concluir que la Suite Turamarca se encuentra dentro de la serie Alcalina, los granitoides corresponden a la serie calcoalcalina y las sienitas a la serie Peralcalina. Se deben exceptuar algunas muestras de los sienogranitos Coasa que pasan al campo alcalino por sus altas concentraciones de K₂O.**

- En términos de saturación de alúmina, es evidente que los dioritoides Turamarca se ubican en el campo metalumínico, mientras que los granitoides comparten los campos metalumínico y peralumínico. Por su parte, las sienitas Ollachea caen en el campo metalumínico, principalmente, aunque, por la escasez de muestras, su comportamiento, en este diagrama, no es del todo concluyente.
- Los diagramas *spider* revelan algunos aspectos genéticos importantes. Por ejemplo, la Suite Turamarca muestra anomalías positivas en Nb y Ta, lo que descarta procesos de subducción. En los granitoides, resaltan la Suite Coasa por su patrón horizontalizado en HREE que sugiere predominancia de fraccionación, como proceso magmático. Además, en las suites de granitoides, los altos valores en U y Th sugieren injerencia de la Corteza Continental (fusión) en la génesis. Por otro lado, en las suites San Gabán y Querayoc, el empobrecimiento de las HREE insinúan altos grados de contaminación o granate como mineral residual, lo que podría sugerir corteza engrosada.
- Del diagrama de coeficientes Th/Yb Vs Nb/Yb normalizados al valor del manto primitivo, se puede inferir que las rocas máficas, en este segmento, provienen de fuentes mantélicas. Asimismo, en las suites triásicas; mientras que la contaminación es el proceso que se reconoce principalmente en las suites jurásicas. Por lo tanto, en nuestra idea, es posible determinar la presencia de 3 probables fuentes de contaminación (rocas encajonantes); que serían las causales de la ocurrencia de depósitos de minerales económicos.
- El diagrama Sm/Yb Vs Sr/Y, empleado para calcular el espesor cortical, en cierta medida, podría ser solo discriminante del mineral residual. Sin embargo, en este trabajo, la correlación revela un patrón bien definido y apoya o refuerza la idea del rift Mitu, ya que, actualmente, se sabe que el inicio de la sedimentación del Grupo Mitu se produjo en el Triásico medio-superior, lo que es correlacionable con lo obtenido del diagrama presentado.
- Al analizar la relación genética de las intrusiones con los recursos económicos, de acuerdo con el gráfico FeOtotal Vs Eu/Eu*, se pudo concluir que la Suite Turamarca no tiene una correlación exacta. Sin embargo, se puede considerar que podría asociarse con el ensamble Fe-Au-Cu. Del mismo diagrama, se infirió la relación genética de la Suite Aricoma hacia Mo y Cu-Mo, y la Suite Limbani hacia Cu-Zn-Pb (Ag). La Suite Coasa correlaciona, genéticamente, hacia los elementos Sn y W, mientras que las suites jurásicas presentan un comportamiento errático en este gráfico, lo que dificulta su entendimiento.
- La abundancia de los elementos se analizó en diagramas spider. De este modo, se pudo determinar que los elementos metálicos Sn, W y Mo presentan mayores concentraciones en las rocas del triásico. Por su parte, las rocas jurásicas parecen contener mayores concentraciones en Mo y Pb. Respecto a los elementos estratégicos, las suites del triásico presentan altas concentraciones de Li, Cs, Rb, U y Th. En gran medida, esto se replica en las suites jurásicas, aunque las concentraciones son menores en estas últimas.
- El análisis petrográfico de biotita en función del color fue determinante para establecer que, únicamente, la Suite Coasa contenía biotitas con afinidad a contener Li. Esto correlaciona bastante bien con las concentraciones de este elemento en la roca total y la química de biotita. De esta manera, se puede plantear que las altas concentraciones de Li, U y Th se encuentran en rocas que sufrieron fraccionación y poseen biotitas de tonalidades verdosas.
- La concentración de REE, Li, U, Th, Cs solo puede suceder por un aspecto genético e ígneo. De acuerdo con esto, la meteorización puede remover y precipitar estos elementos en lugares favorables. Esto debe ser materia de profundización de estudios, pero orientados a resolver los temas metalogenéticos que no son materia de análisis de este boletín.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Rahman, A.F.M. (1994) - Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Bernal, J. & Railsback, L.B. (2008) - Introducción a la tabla periódica de los elementos y sus iones para ciencias de la tierra. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2): 236-246.
- Bonhomme, M.G.; Audebaud, E. & Vivier, G. (1985) - K-Ar ages of Hercynian and Neogene rocks along an east west cross section in southern Peru. *Comunicaciones (Universidad de Chile)*, (35): 27-30.
- Bonhomme, M.G.; Fornari, M.; Laubacher, G.; Sébrier, M. & Vivier, G. (1988) - New Cenozoic K-Ar ages on volcanic rocks from the eastern High Andes, Southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2): 179-183. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90035-1](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90035-1)
- Carlier, G.; Grandin, G.; Labaucher, G.; Marocco, R. & Mégard, F. (1982) - Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Earth Science Reviews*, 18(3-4): 253-283. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90040-X](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90040-X)
- Carlotto V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D.; Cerpa, L.; Mamani, M.; Diaz-Martínez, E.; Navarro, P.; Jaimes, F.; Velarde, K.; Lu, S. & Cueva, E. (2009) - Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 1-89.
- Carlotto, V.; Cárdenas, J. & Carlier, G. (2011) - Geología del cuadrángulo de Cusco, hoja 28-s, escala 1:50,000. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 138, 261 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/99>
- Chávez, A.; Salas, G.; Gutiérrez, E. & Cuadros, J. (1997) - Geología de los cuadrángulos de Corani y Ayapata, hojas: 28-u y 28-v. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 90, 128 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/47>
- Clark, A.H.; Farrar, E.; Kontak, D.J.; Langridge, R.J.; Arenas, M.; France, L.J.; McBride, S.L.; Woodman, P.L.; Wasteneys, H.A.; Sandeman, H.A. & Archibald, D.A. (1990) - Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Economic Geology*, 85(7): 1520-1583. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.7.1520>
- Clark, A.H.; Palma, V.V.; Archibald, D.A.; Farrar, E.; Arenas, M.J. & Robertson, R.C.R. (1983) - Occurrence and age of tin mineralization in the Cordillera Oriental, southern Peru. *Economic Geology*, 78(3): 514-520. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.78.3.514>
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S. & Taylor, W.P. (1977) - Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology*, 85(5): 625-631. <https://doi.org/10.1086/628342>
- Cobbing, E.J. (2000) - *The geology and mapping of granite batholiths*. Berlin: Springer-Verlag, 141 p. <https://doi.org/10.1007/3-540-45055-6>
- Dunbar, C.O. & Newell, N.D. (1946) - Marine early Permian of the central Andes and its fusuline-faunas. *American Journal of Science*, 244(6): 377-402. <https://doi.org/10.2475/ajs.244.6.377>
- De la Cruz, N. & Carpio, M. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Sandía y San Ignacio. Hojas: 29-y y 29-z. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 82, 165 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/38>
- De la Roche, H.; Leterrier, J.; 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): 183-210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)

- Didier, J. (1964) - *Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français*. Clermont-Ferrand: G. de Bussac, 254 p. Annales de la Faculté des sciences de l'Université de Clermont. Géologie, minéralogie, 23, fasc. 7.
- Didier, J. (1987) - Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76(1): 41-50. <https://doi.org/10.1007/BF01820572>
- Francis, G.H. (1956) - La geología de la zona entre Macusani y Ollachea, provincia de Carabaya, departamento de Puno. *Boletín Instituto Nacional de Investigación y Fomento Minero*, 15: 61-75.
- Glazner, A.F. & Stock, G.M. (2010) - *Geology underfoot in Yosemite National Park*. Mountain Press, 300 p.
- Kay, S.M.; Mpodozis, C. & Coira, B. (1999) - Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the Central Andes (22 to 33° S). En: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 27-59. <https://doi.org/10.5382/SP.07.02>
- Kontak, D.J.; Clark, A.H. & Farrar, E. (1984) - The magmatic evolution of the Cordillera Oriental, southeastern Peru. En: Harmon, R.S. & Barreiro, B.A., eds. *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*: Nantwich: Shiva Publishing, p. 203-219. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3_15
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E.; Archibald, D.A. & Baadsgaard, H. (1987) - Geochronological data for Tertiary granites of the southeast Peru segment of the Central Andean tin belt. *Economic Geology*, 82(6): 1611-1618. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.6.1611>
- 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): 213-230. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(90\)90004-K](https://doi.org/10.1016/0895-9811(90)90004-K)
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E.; Pearce, T.H.; Strong, D.F. & Baadsgaard, H. (1986) - Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro Moromoroni, Puno, southeastern Peru. *The Canadian Mineralogist*, 24(1): 117-135.
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E. & Strong, D.J. (1985) - The rift-associated permo-triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the andean orogeny. En: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, p. 36-44.
- Kuno, H., (1968) - Differentiation of basalt magmas. En: Hess, H.H. & Poldervaart, A. eds. *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York: Interscience Publishers, vol. 2, p. 623-688.
- Lacroix, A. (1890) - Sur les enclaves du trachyte de Menet (Cantal), sur leurs modifications et leur origine. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences*, 111: 1003-1006.
- Lacroix, A. (1893) - *Les enclaves des roches volcaniques*. Macon: Protat, 750 p. <https://archive.org/details/lesenclavesdesr00lacrgoog>
- Lalonde, A.E. & Bernard, P. (1993). - Composition and color of biotite from granites; two useful properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories. *The Canadian Mineralogist*, 31(1): 203-217.
- Laubacher, G. (1977) - Géologie des Andes Peruviennes. Géologie de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale au nord et nord-ouest du Lac Titicaca (Pérou). Thèse Docteur Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Académie de Montpellier, Montpellier, 116 p.
- Laubacher, G. (1978a) - Estudio geológico de la región norte del Lago Titicaca. *Instituto de Geología y Minería, Boletín*,
- Laubacher, G. (1978b) - *Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du lac Titicaca (Pérou)*. Paris : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer, 217 p. Travaux et Documents de l'ORSTOM, 95. Tesis de Doctor, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:09864>
- Laubacher, G.; Sébrier, M.; Fornari, M. & Carlier, G. (1988) - Oligocene and Miocene continental sedimentation, tectonics, and S-type magmatism in the southeastern Andes of Peru. (Crucero basin): Geodynamic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3): 225-238. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90001-6](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90001-6)
- Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.L.; Zanettin, B.; Le Bas, M.J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.;

- Efremova, S.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H. & Woolley, A.R. (2002) - *Igneous rocks; a classification and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. 2a. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.
- Llambías, E.J. (2001) - *Geología de los cuerpos ígneos*. Tucumán: Instituto Superior de Correlación Geológica, 232 p.
- López, J.C. (1996) - Geología del cuadrángulo de Nuñoa, Hoja 29-u. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 74, 171 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/197>
- Mamani, M.; Wörner, G. & Sempere, T. (2010) - Geochemical variation in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2): 162-182. <https://doi.org/10.1130/B26538.1>
- Masoudi, F. & Jamshidi, B.M. (2008) - Biotite and hornblende composition used to investigate the nature and thermobarometry of Pichagchi Pluton, Northwest Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 19(4): 329-338.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. (1995) - The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McLaughlin, D.H. (1924) - Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junin and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, 35(3): 591-632. <https://doi.org/10.1130/GSAB-35-591>
- Miskovic, A. (2009) - *Magmatic evolution of the Peruvian Eastern Cordilleran intrusive belt: insights into the growth of continental crust and tectonism along the proto-Andean Western Gondwana*. Thèse Docteur, Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, Genève, 267 p. <https://doi.org/10.13097/archive-ouverte/unige:2282>
- Miskovic, A.; Spikings, R.A.; Chew, D.M.; Košler, 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(9-10): 1298-1324. <https://doi.org/10.1130/B26488.1>
- Miyashiro, A. (1978) - Nature of alkalic volcanic rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1): 91-104. <https://doi.org/10.1007/BF00376089>
- Monge, R. & Zedano, J. (1996) - Geología del cuadrángulo de Limbani. Hoja 29-x. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 84, 181 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/40>
- Newell, N.D. (1949) - *Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia*. New York: Geological Society of America, 111 p. GSA Memoirs, 36. <https://doi.org/10.1130/MEM36>
- Newell, N.D.; Chronic, J. & Roberts, T.G. (1953) - *Upper Paleozoic of Peru*. New York: Geological Society of America, 276 p. GSA Memoirs, 58. <https://doi.org/10.1130/MEM58>
- Noble, D.C.; Vogel, T.A.; Peterson, P.S.; Landis, G.P.; Grant, N.K.; Jezek, P.A. & McKee, E.H. (1984) - Rare-element-enriched S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, andalusite and sillimanite, southeastern Peru. *Geology*, 12(1): 35-39. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12%3C35:RSATC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12%3C35:RSATC%3E2.0.CO;2)
- 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): 1356-1380. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1356:BTBOBP>2.3.CO;2)
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Petrík, I.; Čík, Š.; Miglierini, M.; Vaculovič, T.; Dianiška, I. & Ozdín, D. (2014) - Alpine oxidation of lithium micas in Permian S-type granites (Gemeric unit, Western Carpathians, Slovakia). *Mineralogical Magazine*, 78(3): 507-533. <https://doi.org/10.1180/minmag.2014.078.3.03>
- Pichavant, M.; Kontak, D.J.; Briqueu, L.; Valencia, J. & Clark, A.H. (1988) - The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(3): 325-338. <https://doi.org/10.1007/BF00379742>
- Pichavant, M.; Kontak, D.J.; Valencia, J. & Clark, A.H. (1988) - The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru.

- I. Mineralogy and magmatic evolution of a two- mica aluminosilicate-bearing ignimbrite suite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100(3): 300-324. <https://doi.org/10.1007/BF00379741>
- Pichavant, M.; Valencia, J.; Boulmier, S.; Briquieu, L.; Joron, J.; Juteau, M.; Marin, L.; Michard, A.; Sheppard, S.M.; Treuil, M. & Vernet, M. (1987) - The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. En: Mysen, B.O., ed. *Magmatic processes: physicochemical principles*. University Park, PA: Geochemical Society, Special Publication, 1, p. 359-373. <https://bit.ly/3Mf5yIz>
- Pitcher, W.S. (1993) - *The nature and origin of granite*. London: Blackie Academic & Professional, 321 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. Thèse Docteur, Université de Genève, Genève, 226 p. <https://doi.org/10.13097/archive-ouverte/unige:23095>
- Rieder, M.; Cavazzini, G.; D'yakonov, Y.S.; Frank-Kamenetskii, V.A.; Gottardi, G.; Guggenheim, S.; Koval, P.W.; Müller, G.; Neiva, A.M.R.; Radoslovich, E.W.; Robert, J-L.; Sassi, F.P.; Takeda, H.; Weiss, Z. & Wones, D.R. (1998) - Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5): 586-595. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- Rivera, R. & Condori, N. (2009) - *Resumen Informe Técnico Científico: Geología, caracterización geoquímica, isotópica y petromineralógica de los depósitos de uranio del sureste del Perú y su comparación con los modelos actuales [Informe preliminar]*. Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, 22 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3517>
- Rivera, R.; Condori, N. & Valencia, J. (2011) - Metalogenia del uranio en las regiones de Cusco y Puno. *INGEMMET, Boletín, Serie B: Geología Económica*, 23, 128 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/216>
- Rodríguez, R.; Choquehuanca, S.; Sánchez, E.; Fabián, C. & Del Castillo, B. (2021) - Geología de los cuadrángulos de Macusani (hojas 29v1, 29v2, 29v3, 29v4) y Limbani (hojas 29x1, 29x2, 29x3, 29x4). *INGEMMET, Boletín, Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1: 50 000)*, 4, 82 p., 8 mapas. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3112>
- Shand, S.J. (1969) - Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorites. New York: Hafner Publishing Company, 488 p.
- Sánchez, A. & Zapata, A. (2003a) - *Memoria descriptiva de la revisión y actualización de los cuadrángulos de Río Picha (25-p), Timpia (25-q), Chuanquiri (26-p), Quillabamba (26-q), Quebrada Honda (26-r), Parobamba (26-s), Pacaypata (27-p), Machupicchu (27-q), Urubamba (27-r), Calca (27-s), Chontachaca (27-t), Quincemil (27-u), Ocongate (28-t), Corani (28-u) y Ayapata (28-v), escala 1:100 000*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 51 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2073>
- Sánchez, A. & Zapata, A. (2003b) - *Memoria descriptiva de la revisión y actualización de los cuadrángulos de Sicuani (29-t), Nuñoa (29-u), Macusani (29-v), Limbani (29-x), Sandia (29-y), San Ignacio (29-z), Yauri (30-t), Azángaro (30-v), Putina (30-x), La Rinconada (30-y), Condoroma (31-t), Ocuviuri (31-u), Juliaca (31-v), Callalli (32-t) y Acora (32-x), escala 1:100,000*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 52 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2072>
- Sánchez, A.; Zapata, A & Sánchez, J. (2002a) - *Mapa geológico del cuadrángulo de Chontachaca, hoja 27-t, escala 1: 100 000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Versión revisada y actualizada. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2073>
- Sánchez, A.; Zapata, A & Sánchez, J. (2002b) - *Mapa geológico del cuadrángulo de Corani, hoja 28-u, escala 1: 100 000*. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Versión revisada y actualizada. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2073>
- Sandeman, H.A.; Clark, A.H.; Farrar, E. & Arroyo, G. (1997) - Lithostratigraphy, petrology and ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of the Crucero Supergroup, Puno department, SE Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 223-245. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00023-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00023-0)
- Santos, A. (2011) - *Magmatismo, geoquímica y su aplicación a la exploración de yacimientos en la cuenca Lancones – Perú*. Tesis ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca, 132 p.
- Shabani, A.A.; Lalonde, A.E. & Whalen, J.B. (2003) - Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian

- Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator?. *The Canadian Mineralogist*, 41(6): 1381-1396. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1381>
- Speer, J.A. (1984). Micas in igneous rocks. En: Bailey, S.W., ed. *Volume 13: Micas*. Madison, Wisconsin: Mineralogical Society of America, p. 299-356. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*.
- Soberón, D.; Ccallo, W.; Santos, A. & Choquehuanca, S. (2021) - Geología del cuadrángulo de Chontachaca (hojas 27t1, 27t2, 27t3, 27t4). *INGEMMET, Boletín, Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1: 50 000)*, 37, 53 p., 4 mapas. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/3212>
- 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. En: Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 10, Lima. *Resúmenes extendidos* Lima: Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, p. 115-119.
- Solie, D.N. & Su, S.C. (1987) - An occurrence of Ba-rich micas from the Alaska Range. *American Mineralogist*, 72(9-10): 995-999.
- Stosch, H.-G. (2009) - *Skript zur Kristalloptik II – Mineralmikroskopie*. Karlsruher Institut für Technologie; Institut für Angewandte Geowissenschaften, 162 p. <https://bit.ly/37EvecP>
- Tica, S. (2020) - Petrogénesis de los granitos del segmento Aricoma - Limbani (Permo - Triásico), sur del Batolito de la Cordillera Oriental e implicancias en la ocurrencia de minerales estratégicos. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional del Altiplano de Puno, 179 p. <http://repositorio.unap.edu.pe/handle/UNAP/14714>
- Valencia, M.; Paico, E. & Villarreal, E. (2010) - Depósitos orogénicos y la faja estañífera en la Cordillera Oriental del sureste peruano. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial, p. 660-663.
- Vargas, L. & Hipólito, A. (1998) - *Mapa geológico del cuadrángulo de Chontachaca, hoja 27-t*, escala 1: 100 000. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Versión revisada y actualizada. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/75>
- Wedepohl, K.H. (1995) - The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7): 1217-1232. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)

ANEXOS

Anexo I. Litogeoquímica

Anexo II. Petrográfico

Los anexos están disponibles en formato digital desde el Repositorio Institucional del INGEMMET en la siguiente dirección:

<https://hdl.handle.net/20.500.12544/4428>

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapa

Mapa 1 Mapa suites. Segmento Carabaya

Figuras

- Figura 2.1 Mapa de ubicación del área de estudio, considerando los límites departamentales
- Figura 2.2 Diagrama de clasificación de cuerpos ígneos, elaborado a partir de Llambías (2001)
- Figura 2.3 Ejemplo de plutones zonados, modificado de Paterson y Vernon (1995); en la izquierda, el plutón de Loch Doon (Escocia) y, en la derecha, el plutón de Bald Rock (Sierra Nevada en California)
- Figura 3.1 Esquema sintetizado de unidades litoestratigráficas (rocas de caja) y cuerpos ígneos que componen el Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya
- Figura 3.2 A) afloramiento masivo de gneis bandeado de grano grueso; B) vista ampliada de muestra de gneis; C) vista de afloramiento de esquistos con creanulación; D) vista ampliada de esquistos
- Figura 3.4 A) vista de afloramiento de rocas sedimentarias intensamente foliadas; B) vista de detalle de muestra de roca foliada, donde destacan estructuras tipo S-C; C) vista de detalle de rocas foliadas; D) muestra de roca foliada con blastos
- Figura 3.5 A) vista de afloramiento del Grupo San José (cuadrángulo de Ayapata); B) vista detallada de laminación paralela y deformación sinsedimentaria; C) vista de nódulos piritosos; D) vista de lentes de pirita
- Figura 3.6 A) afloramiento de pizarras con estratificación tabular; B) niveles de cuarcitas intercaladas con pizarras; C) vista de pizarras con desarrollo de cristales de Andalucita; D) vista de pizarra con desarrollo de cristales de biotita
- Figura 3.7 A) vista ampliada de muestra de esquisto de biotita-andalucita; B) vista ampliada de muestra extraída de zona de esquistos creanulados; C) vista ampliada de esquisto de biotita con cristales eventuales de granate; D) vista de muestras de gneis
- Figura 3.8 A y B) vista ampliada de grietas de desecación en la Formación Sandia; C y D) vista de detalle de afloramientos de la Formación Sandia con laminación paralela
- Figura 3.9 A) vista de afloramiento de areniscas de la Formación Sandia cortadas por monzogranito (ubicación: 2.5 km al norte de Cumpacucho; UTM: 8518449N, 267498E); B) vista de afloramientos de intercalación de areniscas gris oscuras con areniscas cuarzosas blanquecinas; C) vista de detalle de muestra de arenisca cuarzosa blanca con laminaciones paralelas
- Figura 3.10 A) vista panorámica de los afloramientos atribuidos al Grupo Ambo en la zona de Botarrica; B) vista ampliada de muestra de mano extraída de los afloramientos mostrados en la figura A
- Figura 3.11 A) vista panorámica de afloramiento de limolitas del Grupo Ambo, cortadas por sill granodiorítico en el cuadrángulo de Corani (28u3); B) vista de afloramientos de limolitas atribuidas al Grupo Ambo; C) vista ampliada de limolitas grises
- Figura 3.12 A) vista panorámica de afloramientos atribuidos al Grupo Tarma; B) vista de detalle de afloramiento de areniscas laminadas; C) vista ampliada de muestra de areniscas laminadas del Grupo Tarma

- Figura 3.13 Vista panorámica de las calizas del Grupo Copacabana, infrayaciendo a los volcánicos pardo rojizos del Grupo Ambo
- Figura 3.14 A) vista panorámica que muestra las 2 secuencias del Grupo Mitu; B) detalle de areniscas del Grupo Mitu; C) areniscas arcóscicas de la unidad sedimentaria del Grupo Mitu; D) detalle de lavas porfiríticas del Grupo Mitu
- Figura 3.15 Intercalación de calizas con niveles de lavas andesíticas; secuencias atribuidas al Grupo Mitu
- Figura 3.16 Formación Quenamari - Miembro Sapanuta; A) vista panorámica de los afloramientos de tobas riolíticas con erosión columnar; B) vista ampliada de afloramiento de tobas columnares, donde se nota la tonalidad blanquecina en el corte de carretera; C) vista de afloramientos de tobas riolíticas blanco amarillentas (ubicación: faldas del cerro Jasahuire, carretera Tantamaco-Corani; UTM: 330452E; 8464732N)
- Figura 3.17 Mapa regional que muestra la localización de los diferentes plutones comprendidos dentro del Segmento de Vilcabamba
- Figura 4.1 Mapa del área de estudio, donde se contrasta la ubicación espacial de los cuerpos ígneos y las estructuras geológicas (fallas)
- Figura 4.2 A) vista panorámica de la traza de la falla Huillolluni, que contacta los monzogranitos de la Suite Aricoma con las areniscas de la Formación Sandia; B) vista de la zona de falla en granodioritas; B') vista de detalle de estrías de falla que muestra su dirección (líneas amarillas discontinuas) y sus indicadores cinemáticos Riedel (líneas discontinuas rojas)
- Figura 4.3 A) vista panorámica de la traza de la falla Chachacumani (hoja 28u4), que contacta los monzogranitos de la Suite Ojecocho con las secuencias piroclásticas del Grupo Mitu; B y C) vista de zona de falla en monzogranitos, cuyas líneas discontinuas en amarillo son fracturas de Riedel
- Figura 4.4 A) vista panorámica de la traza de la falla Sombrerune (hoja 29x), que contacta los monzogranitos de la Suite Limbani con las secuencias metasedimentarias del Grupo San José; B) vista de la zona de falla, donde destaca la tonalidad amarillenta del plano de falla; C) vista de detalle de las estrías medidas en B
- Figura 4.11 A) vista panorámica del contacto entre las pizarras del Grupo San José y los monzogranitos de la Unidad Marcapata en el sector de cerro Colorado; B) zona de contacto donde se aprecian milonitas; B') vista de detalle de la foliación de las milonitas; C) superficies estriadas en el intrusivo monzogranito; C') producto de la falla, destacan xenolitos de pizarras grises mayor a 2 m
- Figura 5.1 Mapa de suites en el Segmento de Carabaya - Batolito de la Cordillera Oriental (13° 30' - 14° 30' latitud sur)
- Figura 5.2 A) afloramiento de gabros de la Unidad Turamarca a 1 km al sureste del poblado de Marcapata; fotografía tomada con vista al sureste; B) muestra de gabro de la Unidad Turamarca, donde se pueden observar abundantes cristales máficos (color gris oscuro)
- Figura 5.3 A y B) muestra de gabro, ubicado a 1 km al noreste del poblado de Limacpunko, en las inmediaciones de Turamarca (En la muestra, se pueden observar cristales desarrollados de piroxenos dentro de abundantes cristales de plagioclasas (PGLs). En algunas zonas, se manifiestan cúmulos de cristales de biotitas (bt) y piroxenos (PXs).); C y D) muestra de gabro tomado en el cerro Toro Orjona, cuya principal característica, en esta zona, es la presencia de abundantes cristales de olivino (OLVs), que forman cúmulos con piroxenos y biotitas (bt); E y F) muestra de dioritas de la zona Chontachaca - Santa Fe, donde se reconocen cristales diminutos de feldespatos potásicos (FPKs)
- Figura 5.4 A, C y E) muestra GR39A-15-224 de gabro, ubicada en el sector de Limac Punco y Turamarca, donde se aprecian cristales de piroxenos (PXs), plagioclasas en algunos sectores con alteración a sericita (PGLS-ser), biotitas (bt) con el color de interferencia de verde rozado; B, D, y F) muestra de gabro del cerro Toro Orjona, donde se aprecian abundantes cristales de olivino (OLVs) y piroxenos (PXs), plagioclasas (PGLs) desarrolladas y alteradas a sericita (ser) en F
- Figura 5.5 Mapa litológico del plutón Aricoma, modificado en base a los trabajos de campo y el trabajo de Tica (2020)

- Figura 5.6** Mapa litológico de la Suite Aricoma - Plutón Hatun Quico
- Figura 5.7** Granodiorita en el plutón Aricoma; A) vista al SE de afloramientos en el Cerro Quillo; B) vista de detalle de la muestra GR39B-16-017, donde destaca la proporción de minerales ferromagnesianos; C) vista ampliada de un sector de la muestra GR39B-16-019, donde resaltan las características texturales y los hábitos cristalinos de los especímenes minerales, tomado de Tica (2020)
- Figura 5.8** Granodioritas de la Suite Aricoma en el plutón Hatun Quico; A) vista de afloramientos moderadamente diaclasados en las cercanías del abra Reteccasa; B) vista detallada de afloramientos de granodioritas leucócratas con presencia de enclaves; C) vista de detalle de muestra de granodiorita, donde destacan las características texturales y los constituyentes minerales; D) vista de detalle de las granodioritas en el cerro Pasto Grande; E) vista bajo el estereoscopio de la muestra en D
- Figura 5.9** a y c) muestra de monzogranito tomada en la quebrada Parina y el cerro Pantioc, donde se observan cristales de feldespatos potásicos en formas alargadas y tabulares, cristales de cuarzo subredondeados y biotitas en forma de escamas en c; b y d) muestra de monzogranito tomado en el cerro Achaparqui, donde se aprecian cristales desarrollados de feldespatos potásicos con inclusiones de biotita (textura poiquilítica)
- Figura 5.10** Muestras de monzogranito colectadas dentro del plutón Hatun Quico: A) monzogranito del sector de Cochamarca (hoja 27t2), donde destacan su granulometría y su textura; B) vista bajo el estereoscopio de un sector de la muestra en A; C) vista de detalle de monzogranito del cerro Usanaco; D) vista de detalle al estereoscopio para resaltar los cúmulos de biotita
- Figura 5.11** Sienogranitos dentro del plutón Aricoma; A) vista de detalle de la muestra GR39B-17-140, donde se exhibe un buen ejemplo de textura Rapakivi (halo de plagioclasa rodeando un cristal de feldespatos potásicos); B) vista detallada de la muestra GR39B-16-050, donde resaltan los megacrístales de feldespatos y plagioclasas; C) un sector de la muestra GR39B-16-057, donde se aprecia un cristal de feldespatos potásicos con macla de Carlsbad; D) vista de detalle de un campo de la muestra GR39B-17-133, donde se aprecian los hábitos cristalinos y sus relaciones texturales
- Figura 5.12** Sienogranitos en el plutón Hatun Quico; A) vista ampliada de afloramientos de sienogranito, donde resaltan el tamaño y el hábito de los cristales de feldespatos; B) vista de detalle de la muestra en A, donde se aprecian las peculiaridades texturales, el hábito y el tamaño de los cristales de cuarzo, biotita y feldespatos potásicos; C) vista de afloramiento de sienogranitos en la zona de Hatun Queros, de manera similar a la figura A, donde resaltan los megacrístales de feldespatos potásicos; D) vista de detalle macroscópico de los sienogranitos descritos en C
- Figura 5.13** Granodioritas en el plutón Aricoma; A, B, C, D, E y F) plagioclasas, PGLs, con alteraciones de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); feldespatos potásicos, FPsK; biotita, bt; con alteración de cloritas, bt(CLOs); cuarzo, Cz
- Figura 5.14** Petrografía de las granodioritas de Hatun Quico; A, B, C, D, E y F) feldespatos potásicos, FPsK; plagioclasas, PGLs; plagioclasas con alteración a sericita, PGLs(ser); cuarzo, cz; y biotita, bt
- Figura 5.15** Fotomicrografías Nx de muestra de monzogranito en el plutón Aricoma; A, B, C, D y E) cristales de plagioclasas con maclas polisintéticas, PGLs; plagioclasas con alteración incipiente de sericita, PGLs(ser); plagioclasas con alteración de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); feldespatos potásicos con textura perfitica, FPsK; feldespatos potásicos con exsoluciones de plagioclasas, FPsK(PGLs); cuarzo intergranular, cz; y biotita con inclusiones de zircón, bt
- Figura 5.16** Fotomicrografía Nx de monzogranitos Hatun Quico; A, B, C y D) feldespatos potásicos con textura perfitica, FPsK; feldespatos alterados incipientemente a arcillas, FPsK(ARC); plagioclasas con macla polisintética, PGLs; plagioclasas alteradas a arcillas, PGLs(ARC); plagioclasas alteradas a sericita, PGLs(ser); cuarzo intergranular, cz; y biotita, bt
- Figura 5.17** Fotomicrografías Nx; A) plagioclasas, PGLs; con alteración moderada de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); feldespatos potásicos, FPsK; biotita, bt; y cuarzo intergranular, Cz; B) plagioclasas con alteración incipiente de arcillas, PGLs(ARCs); feldespatos potásicos perfiticos, FPsK; cuarzo intergranular, Cz; biotita, bt; y exsoluciones de cuarzo secundario, Cz II; C y D) feldespatos potásicos, FPsK; con exsoluciones de plagioclasas, FPsK(PGLs);

- plagioclasas con macla polisintética, PGLs; cuarzo intergranular, Cz; y cristales de biotita, bt; E) plagioclasas con alteración moderada de sericita y arcillas, PGLs(ser-ARCs); plagioclasas, PGLs; con alteración de débil de sericita, PGLs(ser); feldespatos potásicos perfiticos con alteración de arcillas y sericita, FPsK(ARCs-ser); cuarzo intergranular, Cz; y minerales opacos diseminados, OPs
- Figura 5.18** Fotomicrografía Nx de Sienogranitos Hatun Quico; A, B, C y D) feldespatos potásicos con textura perfitica, FPsK; feldespatos potásicos con exsoluciones de plagioclasa, FPsK(PGLs); plagioclasas con macla polisintética, PGLs; plagioclasas alteradas a sericita, PLGs(ser); cuarzo intergranular, cz; y biotita, bt
- Figura 5.19** Relaciones de contacto de las granodioritas de la Suite Aricoma; imágenes tomadas a lo largo de la carretera Marcapata-Japu; A y B) vista de detalle de xenolitos mesócratas dentro de las granodioritas; C y D) vista de detalle de los contactos de los xenolitos mostrados en A y B, donde destaca el contacto definido y la incompatibilidad de los minerales de una litología a otra; E) vista de detalles de xenolitos dioríticos (¿Suite Turamarca?) dentro de las granodioritas; F) vista ampliada y detallada de la relación de corte de las granodioritas respecto de las dioritas
- Figura 5.20** Relaciones de contacto de los monzogranitos de la Suite Aricoma; A) vista panorámica del contacto entre monzogranito y la Formación Sandia; vista tomada en las inmediaciones de la laguna Aricoma Chico; B y C) vista de detalle de xenolitos de arenisca (Formación Sandia), dentro de monzogranito; las imágenes se tomaron en el cerro Usanacorjo; D) vista general de afloramiento de monzogranito cortando a las areniscas Sandia a manera de apófisis; E) vista de detalle de una pequeña zona de la figura D, cuya línea discontinua en rojo marca la zona de contacto entre monzogranitos y arenisca; D y E) son tomas hechas en el cerro Pantioc (hoja 28u4)
- Figura 5.21** Relaciones de contacto entre especímenes graníticos; A) vista panorámica de la zona de contacto de monzogranitos con el Grupo San José y con sienogranitos dentro del plutón Aricoma; B) zona de contacto progresivo entre monzogranitos y sienogranitos a lo largo del camino Yanaruma-Cumpacucho (hoja 27t); C) zona de contacto, exhibiendo zona metamórfica entre monzogranito y sienogranito (hoja 27t)
- Figura 5.22** Diagramas de edades promedio y de concordia para muestras de la Suite Aricoma (plutón Aricoma): hacia la izquierda, los diagramas de edad promedio (average age); y a la derecha, los diagramas de edades de concordia (concordia age)
- Figura 5.23** A) vista panorámica de afloramientos de la Suite Limbani en el río Huancasarani, donde destaca la meteorización esferoidal y el grado de diaclasamiento leve a moderado; A') una vista de detalle de una muestra extraída de uno de los afloramientos remarcados en A
- Figura 5.24** Aspectos macroscópicos de los granitos Limbani; A, C y E) vistas de detalle de las muestras de los granitos Limbani, donde destacan las características texturales que se exhiben en cada figura; B) vista de detalle de monzogranitos, donde se aprecian claramente cúmulos de biotita; D y F) vistas de detalle bajo el estereomicroscopio, donde se observa la mineralogía y las relaciones cristalinas y texturales de los minerales constituyentes
- Figura 5.25** Fotomicrografías de muestras de la Suite Limbani; A, B, C y D) muestra de metamonzogranitos con textura hipidiomórfica inequigranular; E y F) fotomicrografía de metamonzogranitos con textura granoblástica
- Figura 5.26** Relaciones de contacto de los intrusivos Limbani con sus encajonantes; A) vista de la zona de contacto entre los metamonzogranitos de la Suite Limbani y las Pizarras del Grupo San José en las faldas del C° Colorado, donde destaca la foliación en la imagen de ampliación derecha y el clivaje de creanulación en la izquierda; B) vista panorámica del contacto de los intrusivos Limbani con las areniscas de la Formación Sandia (Ordovícico superior), en las inmediaciones del C° Uchuy Pinquillone
- Figura 5.27** Diagramas geocronológicos para las muestras fechadas dentro de la Suite Limbani
- Figura 5.28** Mapa tectónico-magmático de los plutones que conforman la Suite Coasa y sus litologías correspondientes (monzogranito y sienogranito)
- Figura 5.29** Vista panorámica de afloramientos de sienogranitos Coasa en el trayecto Jochachucho-Patajahu (cuadrángulo de Ayapata), donde destaca una imagen de detalle que exhibe la textura característica de estas rocas en la esquina inferior derecha

- Figura 5.30** Muestras de sienogranitos de la Súper Unidad Coasa; A y C) sienogranito del cerro Tulluloma, donde se observan cristales de feldespato potásico desarrollados con inclusiones de biotitas (textura poiquilítica); por otro lado, los cristales de biotitas bordean los cristales de feldespatos potásicos (textura Rapakivi); B) sienogranito del cerro Calasuca, donde se observan cristales de cuarzo globulares; D) sienogranito del paraje de Queunatira, donde se observan cristales de feldespatos potásicos agrupadas y con inclusiones de biotitas; en algunas zonas, se manifiestan cúmulos de biotitas.
- Figura 5.31** A) vista panorámica de afloramientos al norte de la laguna Chullutaje, donde destacan el diaclasado incipiente y los diques emplazados en fracturas preexistente (En la esquina inferior izquierda, se muestra una vista de detalle de la litología observada en esa zona.); B) afloramiento de monzogranitos en las cercanías de Tambillo, donde se aprecian 2 familias de fracturas y, en la esquina inferior derecha, una muestra de monzogranito con cúmulos de turmalina
- Figura 5.32** Imágenes macroscópicas de muestras de monzogranitos de la Suite Coasa; A y B) monzogranitos de la laguna Chullutaje; C y D) monzogranitos del cerro Hatun Huisjatira; E y F) monzogranitos de la zona de Corani - Laguna Mancacocha, donde se puede visualizar y referenciar el tamaño de los cristales y, por ende, la textura de las rocas en cada imagen
- Figura 5.33** A, C y E) muestra GR39B-16-039, de sienogranito del sector de cerro Calasuca y el poblado de Coasa, donde se observan cristales de feldespato con exolución de plagioclasas (FPKs (PGLs)) (textura antiperfítica), biotitas (bt) entre cristales de feldespato potásico, cristales de plagioclasas con alteración incipiente a sericita (ser); B, D y F) muestra GR39B-16-040, del sector de Colpacucho y cerro Yana Salto, donde se aprecian cristales de feldespato potásico con exolución de plagioclasas (textura perfítica) (FPKs (PGLs)), cristales de plagioclasa alterados a sericita (PGLs-ser), cuarzo con bordes irregulares, y enclaves de monzogranito con cristales de biotita alterados a clarita (bt-CLOs)
- Figura 5.34** a, c y e) muestra GR39B-16-039, de monzogranito del sector de Colpacucho y cerro Yana Salto, donde se observan cristales desarrollados de feldespatos potásicos con alteración incipiente a sericita (FPKs-ser) y con inclusiones de biotita (bt), y destacan cristales de anfíboles (ANFs) dentro de cristales de plagioclasas (PGLs) y cuarzo (Cz), y cristales desarrollados de turmalina (Tur); b, d y f) muestra GR39B-16-040, de monzogranito del sector de Pausipata y laguna Chullutaje, donde se observan cristales de plagioclasas (PGLs) y feldespatos potásicos con exolución de plagioclasas (FPKs(PGLs)), cristales de cuarzo (Cz) relleno de intersticios y biotitas (bt) aisladas, y cúmulos de microcristales de biotitas (bt) en algunas zonas
- Figura 5.35** A) vista panorámica del contacto entre las areniscas grises de la Formación Sandía y sienogranitos de la Súper Unidad Coasa en el cerro Tulluloma; B) muestra de sienogranito en la zona de contacto
- Figura 5.36** A) vista panorámica del contacto entre las pizarras gris oscuras del Grupo San José y los sienogranitos de la Súper Unidad Coasa, donde se observa el contacto irregular trazado con líneas amarillas discontinuas
- Figura 5.37** A) contacto entre areniscas del Grupo Ambo y monzogranitos de la Súper Unidad Coasa; B) muestra de sienogranito, donde se muestra fenocristales desarrollados de feldespato potásico; C) vista panorámica del contacto en el cerro Alpajaja
- Figura 5.38** A) afloramiento de monzogranitos de la Suite San Gabán en el cerro Chiantita Uray y la Quebrada Tapuri; B) muestra de monzogranito inequigranular extraída de los afloramientos descritos en A, donde destacan algunos cristales desarrollados de feldespatos potásico esporádico
- Figura 5.39** A y C) muestra de monzogranito ubicado en el cerro Padre Orjo, donde se observan zonas con cúmulos de cristales de biotitas, cuarzoes globulares y plagioclasas desarrolladas; B y D) muestra de monzogranito de Pucacancha y laguna Machucocha, donde se observan moscovitas en los intersticios entre plagioclasas y feldespatos, biotitas aisladas y en cúmulos en D, y cuarzoes globulares
- Figura 5.40** A, C y E) muestra GR39A-15-146, de monzogranito ubicado en el cerro Padre Orjo, al suroeste del paraje Tetera Cunca, donde se pueden observar cristales de feldespato potásico con inclusiones de plagioclasas (FPKs-PGLs), cúmulos de cristales de biotitas (bt), cristales de microclinas y ortosaclasa, y biotitas en los intersticios; B, D y F) muestra GR39A-15-253, de monzogranito ubicado en la quebrada Pucacancha y la laguna Machucocha,

donde se observan cristales de biotitas en los intersticios entre los cristales de feldespatos potásicos, cristales de plagioclasas alterados a sericita, y cristal de moscovita incluido en un feldespato potásico

- Figura 5.41 A) vista panorámica de los afloramientos de cuerpos sieníticos cortando al Grupo Mitu en las cercanías de los cerros Queuñaje y Minaspata; A') vista de detalle de muestra de sienita
- Figura 5.42 Muestra de sienitas de la Unidad Ollachea; A y C) sienita, ubicada al norte de la laguna Chungara, en el paraje Patachinchas, donde se observan abundantes cristales de feldespatos potásicos (FPKs) (5 mm), anfíboles (ANFs), así como alteración de óxidos de hierro (OXsFe) por sectores; B y D) sienita de grano medio, ubicado en la laguna Huacanicocha, donde se aprecian cristales de feldespatos potásicos (FPKs) (6 mm), anfíboles (ANFs) y nefelina (nef)
- Figura 5.43 Sienitas Ollachea; A y B) muestra GR39A-15-019, sienita de la laguna Huascanicocha; feldespatos con alteración a arcillas y sericita, FPKs(ARCs-ser); moldes de cristales reemplazados por agregados de sericita y arcillas, mol(ARCs-ser); minerales opacos, OPs; C y D) sienita del C° Minaspata; feldespato potásico con alteración de arcillas, FPKs(ARCs); plagioclasas, PGLs; carbonatos, CBs; y sericita, ser; E y F) sienita de Chillacori (Ollachea); feldespato potásico alterado a arcillas y sericita, FPKs (ARCs-ser); con piroxenos (PXs); anfíboles (ANFs); con alteración de carbonatos (CBs); y biotita (bt)
- Figura 5.44 Vista panorámica de afloramientos de monzogranitos de la Unidad Ojecocha en el cerro Hatun Hauyjo; A') muestra representativa de monzogranito de la Unidad Ojecocha, tomado a 2 km al noroeste del paraje de Ojecocha en el cerro Hatun Hauyjo
- Figura 5.45 Muestras de monzogranito de la Unidad Ojecocha; A y C) monzogranito, ubicado en la laguna Macho Cruz, donde se observan cristales desarrollados de feldespatos potásicos (FPKs) (5 mm) dentro de cristales de plagioclasas (PGLs), así como cristales de biotitas (bt) aisladas y, asociadas a estas, óxidos de hierro (OXsFe); B y D) monzogranito del cerro Yanaruma, de grano fino, donde se aprecian cristales de biotitas aisladas y, en algunos casos, con forma hexagonal
- Figura 5.46 A, C y E) muestra GR39A-15-184, de monzogranito, ubicado en la laguna Macho Cruz, donde se observan cristales de feldespato potásico con exsoluciones de plagioclasas (FPKs-PGLs) (textura perfitica), cristales de cuarzo (Cz) y biotita (bt) intersticial entre los cristales de feldespatos potásicos, cristal de plagioclasa (PGLs) dentro de microcristales de cuarzo y biotitas; B, D y F) muestra GR39A-15-196, de monzogranito, ubicado en el cerro Yanaruma, donde se observan cristales de feldespatos potásicos con inclusiones de plagioclasas y biotitas, cristales de plagioclasas maclados, cristales de feldespato potásico con alteración a sericita (ser) y con exolución de plagioclasas
- Figura 5.47 A) contacto entre andesitas del Grupo Mitu y monzogranitos de la Unidad Ojecocha en el cerro Chachacumane; B y C) xenolitos de naturaleza volcánica dentro de monzogranitos
- Figura 5.48 A) afloramiento de granodioritas de la Suite Querayoc en el cerro Padre Orjo, donde se aprecia cortando areniscas de la Formación Sandia; A') muestra de granodiorita leucócra con cristales de biotitas dispersas
- Figura 5.50 A, C y E) muestra GR39A-15-155, de granodiorita, ubicada en el cerro Padre Orjo, donde se observan cristales de feldespato potásico-microclina (FPKs), plagioclasas alteradas a sericita (PGLs-ser) y zonados, y biotitas y cuarzo intersticial; B, D y F) muestra GR39A-15-163, de granodiorita, ubicada en el paraje Yanacocha, donde se aprecian cristales de plagioclasas alteradas a sericita (PGLs-ser) con inclusiones de biotitas (bt), cuarzos y biotitas intersticiales entre cristales de plagioclasas
- Figura 5.51 Relaciones de contacto de la Suite Querayoc; A) vista panorámica de diques granodioríticos cortando a estratos de areniscas, donde las líneas discontinuas en amarillo y So marcan la estratificación de las areniscas; B) vista panorámica tomada a unos 500 m al E de la laguna Jomerochoa, donde se aprecian los techos colgados de areniscas, producto de la intrusión de las granodioritas
- Figura 6.1 Diagrama de TAS (SiO_2 Vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) para las suites triásicas del Segmento Carabaya. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite calcoalcalino-toleítico es establecido según Kuno (1968).

- Figura 6.2 Diagrama de clasificación multicatónica R1 Vs R2 (modificado de De la Roche et al., 1980) para las rocas suites triásicas del Segmento Carabaya
- Figura 6.3 Diagrama de Shand (1943) A/CNK vs A/NK discriminando rocas de composición metalumínico, peralumínico y peralcalino, aplicado a rocas de las suites del Triásico
- Figura 6.4 Diagrama de TAS para las suites jurásicas del Segmento Carabaya. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite calcoalcalino-toleítico fue establecido según Kuno (1968).
- Figura 6.5 Diagrama de clasificación multicatónica R1 Vs R2 (modificado de De la Roche et al., 1980) para las rocas suites jurásicas del Segmento Carabaya
- Figura 6.6 Diagrama de Índice de Saturación de Alúmina (ISA) propuesto por Shand (1943) A/CNK vs A/NK, empleado para discriminar rocas de composición metalumínico y peralumínico, aplicado a rocas de las suites del Jurásico
- Figura 6.7 Diagramas binarios de Harker elaborados para los dioritoides del Triásico. Se contrastan los diferentes elementos mayores contra el valor de la sílice (SiO₂).
- Figura 6.7 Diagramas de Harker para las suites de granitoides del Triásico del Batolito de la Cordillera Oriental - segmento Carabaya
- Figura 6.8 Diagramas de Harker para las suites de granitoides del Jurásico del Batolito de la Cordillera Oriental - segmento Carabaya. Se incluye la suite de sienitas Ollachea.
- Figura 6.9 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los dioritoides de la Suite Turamarca. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.10 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la Suite Aricoma. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.11 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la Suite Limbani. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.12 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la Suite Coasa. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.13 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la Suite San Gabán. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.14 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para las sienitas de la Suite Ollachea. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.15 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la Suite Ojecocho. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.16 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para los granitoides de la Suite Querayoc. Los valores de REE están normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 6.17 Diagrama Th/Yb Vs Nb/Yb normalizado al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995) para discriminar procesos mantélicos, de fraccionación y contaminación de los magmas
- Figura 6.18 Diagrama Eu/Eu* Vs SiO₂, esquema empleado para diferenciar magmas secos e hidratados
- Figura 6.19 Diagrama de razones Sm/Yb Vs Sr/Y para estimar espesor y composición cortical, donde la profundidad de asimilación se asume en base a los trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2010)
- Figura 6.20 Identificación del contexto geodinámico de las rocas del Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya, según los diagramas Nb vs Y y Rb Vs Y+Nb (Pearce et al., 1984)
- Figura 7.1 Diagrama de Eu/Eu* Vs FeOtotal para determinar la mineralización asociada a las diferentes suites magmáticas del Batolito de la Cordillera Oriental - Segmento Carabaya.
- Figura 7.2 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Aricoma, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC

- Figura 7.3 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Limbani, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC
- Figura 7.4 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Coasa, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC
- Figura 7.5 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para las Suites del Jurásico, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC
- Figura 7.6 Diagrama de concentración de elementos (*spider*) para la Suite Ollachea, donde se señalan los valores de concentración elevados de ciertos elementos respecto de la CC
- Figura 7.7 Diagrama binario de cocientes Th/Yb Vs Nb/Yb normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995), empleado para discriminar procesos magmáticos y relacionarlos con concentración de elementos metálicos y estratégicos
- Figura 7.8 Diagrama de clasificación de biotita en función del color, según Stosch (2003) Figura 7.9 Cristales de biotitas en la muestra GR39A-15-222, que corresponde a un gabro de la Suite Turamarca, localizada en el sector de Chile; a y b) cristales de biotitas (bt) de color marrón, que se encuentran alterados a cloritas (CLOs) y están asociados a minerales opacos (OPs); c y d) cristales de biotitas de color marrón con ligera coloración rojiza, donde se observan cristales de zinwaldita (zwd) hacia los bordes de los cristales; e) cristal de biotita de color marrón asociado a minerales opacos, que se encuentran dentro del cristal; f) cristal de biotita de color marrón alterado a cloritas y asociado a minerales opacos ubicados hacia los bordes del cristal
- Figura 7.9 Cristales de biotitas en la muestra GR39A-15-222, que corresponde a un gabro de la Suite Turamarca, localizada a aproximadamente 2 km al E de Limacpunko; a y b) cristales de biotitas (bt) de color marrón, que se encuentran alterados a cloritas (CLOs) y están asociados a minerales opacos (OPs); c y d) cristales de biotitas de color marrón con ligera coloración rojiza, donde se observan cristales de zinwaldita (zwd) hacia los bordes de los cristales; e) cristal de biotita de color marrón asociado a minerales opacos, que se encuentran dentro del cristal; f) cristal de biotita de color marrón alterado a cloritas y asociado a minerales opacos ubicados hacia los bordes del cristal
- Figura 7.10 Cristales de biotitas en la muestra GR39A-15-006, de metamonzogranito de la Suite Aricoma, ubicado entre el cerro Colorado y la laguna Chocñecota; a y b) cristales de biotitas de color marrón, que presentan inclusiones de microcristales de esfena, apatito y zircones; c y d) cristales de biotitas de color marrón rojizo, que revelan inclusiones de rutilo en forma reticulada (textura sagenítica) y las inclusiones de zircones presentan halo metamórfico; e) cristal de biotita de color marrón, alterado a clorita y asociado a cristales de zinwaldita y minerales opacos; f) imagen en Nx, del cristal de biotita y zinwaldita descrito en e)
- Figura 7.11 Cristales de biotitas en la muestra GR39B-16-009 de la Suite Limbani, ubicado al norte del paraje Jahuarcoma, en el río Huacasarani; a y b) cristales de biotitas (bt) de color marrón con inclusiones de apatito (ap); c) cristal de biotita de color marrón con inclusiones de zircones; d y e) cristales de biotitas de color marrón con inclusiones de rutilo (rut) y zircones (zr); f) cristales de biotitas de color marrón rojizo con inclusiones de rutilo, en forma reticulada (textura sagenítica)
- Figura 7.12 Cristales de biotitas en la muestra GR39B-16-040, de sienogranito de la Suite Coasa, ubicada entre Colpacucho y cerro Yana Salto; a) cristales de biotitas de color verde a marrón, con inclusiones de esfenas y apatitos; b, c y d) biotitas asociadas a minerales opacos; e y f) cristales de biotita de color verde marrón, asociados a cristales de esfenas
- Figura 7.13 Cristales de biotitas (bt) en la muestra GR39A-15-146, que corresponde a la Suite San Gabán; a, c y e) cristales de biotitas de color verde-marrón a marrón, asociados a minerales opacos (OPs) e inclusiones de apatitos (ap); b, d y f) cristales de biotitas de color marrón, con impregnaciones de óxidos de hierro (OXsFe) e inclusiones de zircones (zr)
- Figura 7.14 Cristales de biotitas correspondientes a la muestra GR39A-15-59, de sienita de la laguna Huascanicocha (Suite Ollachea); a y c) cristales de biotitas color marrón y rojo marrón de forma tabular con inclusiones de apatita y zircones; b, d y f) cristales de biotitas color rojo marrón con formas anhedrales e inclusiones de apatita y zircones, donde se observan minerales opacos diseminados y asociados a cloritas; e) cristales de biotita de color marrón

asociado a piroxenos con alteración de cloritas y diseminación de minerales opacos

- Figura 7.15** Cristales de biotitas de la muestra GR39A-15-184, de monzogranito de la Unidad Ojecocho, ubicada en la laguna Macho Cruz; a y b) cristales de biotitas de color marrón de forma tabular con inclusiones de zircones y apatitos; c y d) cristales de biotitas de color verde-marrón, asociadas a minerales opacos; e y f) cristales de biotitas de color marrón, en los intersticios, entre cristales y asociados a minerales opacos
- Figura 7.16** Cristales de biotitas de la muestra GR39A-15-163, en granodiorita del paraje Yanacochoa; a y b) cristales de biotitas de color marrón con inclusiones de zircones, donde se observan minerales opacos en los bordes; c, d y e) cristales de biotitas tabulares entre los intersticios de plagioclasas y feldespato potásico; f) cristales de biotitas de color marrón con bordes irregulares, asociados a minerales opacos, sobre todo en los bordes
- Figura 7.17** Diagramas para discernir la serie de las biotitas de las diferentes suites del Batolito de la Cordillera Oriental – Segmento Carabaya. Los diagramas fueron realizados en base al trabajo de Petrik (2014).
- Figura 7.18** Diagrama de concentración de elementos para las biotitas de muestras de las suites Aricoma y Limbani. Los valores se encuentran normalizados al valor del manto primitivo de McDonough y Sun (1995).
- Figura 7.19** Diagrama de concentración de elementos para las biotitas de las muestras de la Suite Coasa
- Figura 7.20** Mapas de isovalores de Li (roca total) para el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental. En la parte superior derecha, se observa una zona de alta concentración en base a química de roca total. Por otro lado, en la parte inferior izquierda, se aprecian las zonas anómalas en base a química de biotitas.
- Figura 7.21** Mapas de isovalores de U (roca total) para el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental. En la parte superior derecha, se observa la zona de alta concentración en base a química de roca total. Por otro lado, en la parte inferior izquierda, destacan las zonas anómalas en base a química de biotitas.
- Figura 7.22** Mapas de isovalores de Th (roca total) para el Segmento Carabaya del Batolito de la Cordillera Oriental. En la parte superior derecha, se observa la zona de alta concentración en base a química de roca total. Por otro lado, en la parte inferior izquierda, destacan las zonas anómalas en base a química de biotitas.

Tablas

- Tabla 6.1** Síntesis de las suites del Batolito de la Cordillera Oriental - segmento Carabaya
- Tabla 6.2** Composición porcentual de elementos mayores en suites magmáticas del Triásico
- Tabla 7.1** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Turamarca: rutilo (rut), apatito (ap) y zircón (zr)
- Tabla 7.2** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Aricoma: rutilo (rut), apatito (ap), zircón (zr), opacos (OPs) y zinwaldita (zwd).
- Tabla 7.3** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Limbani: zircón (zr), rutilo (rut) y apatito (ap)
- Tabla 7.4** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Súper Unidad Coasa: apatito (ap), zircón (zr) y opacos (OPs)
- Tabla 7.5** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Suite San Gabán: zircón (zr), apatito (ap), óxidos de Fe (OXsFe) y minerales opacos (OPs)
- Tabla 7.6** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Suite Ollachea: minerales opacos (OPs), zircones (zr) y apatitos (ap)
- Tabla 7.7** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Ojecocho: minerales opacos (OPs), zircones (zr), apatitos (ap) y esfenas (esf)
- Tabla 7.8** Clasificación en base al color de los cristales de biotitas de la Unidad Querayoj: zircón (zr), apatito (ap) y minerales opacos (OPs)



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1- 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

www.gob.pe/ingemmet

comunicacion@ingemmet.gob.pe