PERÚ Ministerio de Energía y Minas

SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLÓGICO, MINERO Y METALÚRGICO

INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 41

Geología del Batolito de la Cordillera Oriental en el Segmento de Vilcabamba, sur del Perú

Lima, Perú
2023

INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 41

Geología del Batolito de la Cordillera Oriental en el Segmento de Vilcabamba, sur del Perú

Dirección de Geología Regional

Equipo de Investigación:

Dante Soberón Ortiz
Eber Cueva Tintaya
Sandra Tica Mamani

Lima, Perú
2023

Geología del Batolito de la Cordillera Oriental en el Segmento de Vilcabamba, sur del Perú
INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 41

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2023-03535

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, mayo 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, Omar La Torre Borda.

Revisor Externo: Aldo Alvan De La Cruz.

Corrección gramatical y de estilo: Nelly Córdova Núñez.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Vista panorámica del contacto entre monzogranitos (Suite Pumasillo) y dioritas (Chucuito - Taparayo), correspondiente al flanco izquierdo de la quebrada Cayara, cuadrángulo de Machupicchu (27q4).

Referencia bibliográfica
Soberón, D.; Cueva, E. & Tica, S. (2023) - Geología del batolito de la cordillera oriental en el segmento de Vilcabamba, sur del Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales,* 41, 179 p.

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 5

ABSTRACT 7

CAPÍTULO I 9
INTRODUCCIÓN 9

CAPÍTULO II 13
ASPECTOS GENERALES 13

CAPÍTULO III 15
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL 15
3.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS 16
3.2 ROCAS INTRUSIVAS 34

CAPÍTULO IV 41
CONTEXTO ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO 41

CAPÍTULO V 51
SUITES DEL BATOLITO 51
5.1 SUITE CHUCUITO - TAPARAYO 52
5.2 SUITE PISCACUCHO 55
5.3 SUITE MACHUPICCHU 66
5.4 SUITE CAPACSAYA 77
5.5 SUITE CHICÓN 83
5.6 SUITE QUILLOC 85
5.7 SUITE OCOBAMBA – YANAMAYO 89
5.8 SUITE YANATILE 96
5.9 SUITE PUMASILLO 102
5.10 PLUTÓN CHOQUETACARPO 106
5.11 PLUTÓN CIRIALO – CONCEVIDAYOC 114
5.12 PLUTÓN CHOQUEZAFRA 118

CAPÍTULO VI 123
GEOQUÍMICA DE LAS INTRUSIONES 123
6.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES 124
6.2 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TRAZA 128

CAPÍTULO VII 143
GRANITOIDES Y SU RELACIÓN CON LOS RECURSOS GEOLÓGICOS 143
7.1 PROSPECTO CAPACSAYA 144
7.2 PERSPECTIVAS EN BASE AL ANÁLISIS GEOQUÍMICO 146

CONCLUSIONES....165
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS....167
ANEXOS....171
RELACIÓN DE ILUSTRACIONES....173

RESUMEN

El Batolito de la Cordillera Oriental en el sur del Perú consta de dos grandes segmentos magmáticos que se denominan Carabaya y Vilcabamba, siendo el segundo materia de esta investigación. Este segmento recibe este nombre por encontrarse intruido dentro de la Cordillera de Vilcabamba, extendiéndose desde el cuadrángulo de Urubamba (27r) hasta el cuadrángulo de Pacaypata (27p).

Esta parte del batolito se caracteriza por encontrarse emplazado dentro de una zona estructuralmente compleja, como lo es la conocida Deflexión de Abancay, además por presentar una historia de intrusión múltiple, difícil y complicada de discernir en ausencia de estudios analíticos esenciales. El lector podrá encontrar en este boletín una profunda caracterización petrográfica, geoquímica y en la mayoría de los casos sustento radiométrico (geocronología U-Pb) para las diferentes hipótesis que se formularán a lo largo de este boletín.

El desarrollo de esta investigación atravesó por diferentes etapas, las cuales siguieron un orden metodológico; estas fases de trabajo comprenden la cartografía geológica y el análisis e interpretación de resultados. Cada etapa a su vez comprende una serie de actividades que hace que el proceso sea continuo y dinámico.

Estructuralmente, el segmento parece ser controlado en todos sus bordes por estructuras geológicas muy importantes, destacando los sistemas de fallas Lucma – Chaullay – Patacancha (SFLCP) y Abancay – Andahuaylas – Totos (SFAAT) como controles N y S, respectivamente; mientras que la zona oriental coincide aparentemente con el inferido sistema estructural Patacancha – Tamburco (SFPT). En este estudio no hemos abarcado el límite occidental por lo que no conocemos en detalle el control, pero este podría asociarse al Sistema San Vicente – Oxapampa (SFSVO).

En total se plantea la existencia de nueve suites magmáticas y tres grandes plutones, los cuales no han podido relacionarse con alguna de las suites por carecer de algún estudio esencial por lo que el lector debe familiarizarse con la idea de que una suite magmática solo puede nombrarse al corroborar una similitud petrográfica, geoquímica y geocronológica. Las edades de las suites oscilan entre el Ordovícico inferior hasta el Oligoceno superior, siendo el periodo Pérmico el que mayor volumen magmático desarrolló.

A nivel petrográfico se reconocieron cuerpos de dioritas – monzodioritas, granodioritas con anfíbol y metamonzogranitos en el Paleozoico inferior; mientras que el Paleozoico superior son esencialmente granitoides, aunque debemos mencionar la presencia de facies de sienita en el Pérmico inferior. Las suites Pumasillo y Yanatile se constituyen esencialmente de granitos y metasienogranitos, respectivamente, cuyos aspectos petrográficos son notoriamente diferentes al resto de unidades y los metagranitos destacan por una foliación notoria desde el nivel macroscópico.

A nivel geoquímico se puede resaltar la correspondencia de las diferentes intrusiones a las series calcoalcalinas de medio y alto potásico; su índice de saturación de alúmina es preponderantemente peraluminoso y los procesos magmáticos identificados son fraccionación y contaminación cortical. Respecto a la hidratación de los magmas se puede mencionar que todos caen en el campo de magmas hidratadados, aunque los dioritoides se encuentran en el límite de hidratación. El ambiente tectónico se determinó mediante el empleo de diagramas de Pearce y de función discriminante, obteniéndose que las rocas estudiadas se formaron en un ambiente de arco volcánico durante el Ordovícico - Carbonífero y en ambientes de *rift* continental durante el Pérmico; además, se evidenció intrusiones del Oligoceno que se asocian con ambientes de arco volcánico.

ABSTRACT

The Eastern Cordillera Batholith in southern Peru consists of two large magmatic segments called Carabaya and Vilcabamba, the second being the subject of this research. This segment receives this name because it is intruded within the Vilcabamba Cordillera, extending from the Urubamba quadrangle (27r) to the Pacaypata quadrangle (27p).

This part of the batholith is characterized by being located within a structurally complex area, such as the well-known Abancay Deflection; also because it presents a history of multiple intrusion, difficult and complicated to discern in the absence of essential analytical studies. The reader will be able to find in this bulletin a deep petrographic and geochemical characterization and in most cases radiometric support (U-Pb geochronology) for the different hypotheses that will be formulated throughout this bulletin.

The development of this research went through different stages, which followed a methodological order; These work phases include geological cartography and the analysis and interpretation of results. Each stage in turn comprises a series of activities that makes the process continuous and dynamic.

Structurally, the segment seems to be controlled on all its edges by very important geological structures, highlighting the Lucma - Chaullay - Patacancha (SFLCP) and Abancay - Andahuaylas - Totos (SFAAT) fault systems as N and S controls respectively; while the eastern zone apparently coincides with the inferred Patacancha - Tamburco structural system (SFPT). In this study we have not covered the western limit, so we do not know the control in detail, but it could be associated with the San Vicente - Oxapampa system (SFSVO).

In total, the existence of nine magmatic suites and three large plutons is raised, which have not been able to be related to any of the suites because they lack some essential study; so the reader should become familiar with the idea that a magmatic suite can only be named by corroborating a petrographic, geochemical and geochronological similarity. The ages of the suites range from the Lower Ordovician to the Upper Oligocene, the Permian period being the one that developed the greatest magmatic volume.

At the petrographic level, bodies of diorites - monzodiorites, granodiorites with amphibole, and metamonzogranites were recognized in the Lower Paleozoic; while the Upper Paleozoic are essentially granitoids, although we must mention the presence of syenite facies in the Lower Permian. The Pumasillo and Yanatile suites are essentially made up of granites and metasienogranites, respectively, whose petrographic aspects are markedly different from the rest of the units, and the metagranites stand out for their noticeable foliation from the macroscopic level.

At the geochemical level, it is possible to highlight the correspondence of the different intrusions to the medium and high potassium calcoalkaline series, their alumina saturation index is predominantly peraluminous and the magmatic processes identified are fractionation and cortical contamination. Regarding the hydration of magmas, it can be mentioned that they all fall into the hydrated magma field, although the dioritoids are at the hydration limit. The tectonic environment was determined by using Pearce diagrams and discriminant function, obtaining that the rocks studied were formed in a volcanic arc environment during the Ordovician - Carboniferous and in continental rift environments during the Permian; In addition, Oligocene intrusions were evidenced that are associated with volcanic arc environments.

CAPÍTULO I
INTRODUCCIÓN

El Batolito de la Cordillera Oriental es una compleja estructura ígnea que se extiende a lo largo de todo el Perú. Al ser una estructura tan grande, se la puede reconocer por segmentos, considerando para ello los aspectos genéticos, estructurales y temporales para nombrarlos. El segmento de Vilcabamba es el más complejo de los segmentos identificados en el sur del Perú, dado que presenta una amplia variación geológica y periodos de intrusión múltiple que va desde el Ordovícico al Oligoceno.

Este estudio regional es el resultado del cartografiado a escala 1:50 000 y de la investigación geológica del proyecto GR39B entre los años 2017 y 2018. De la misma manera que se hizo con la investigación en la Cordillera de Carabaya, ponemos a disposición del país y de la comunidad geológica esta investigación con el afán de que sirva de base para estudios petrogenéticos más profundos.

En este boletín, el lector podrá encontrar importantes conclusiones acerca de las intrusiones, su división en suites, sus características petrogenéticas y una breve aproximación a su potencial por recursos geológicos económicos y estratégicos. Si el lector revisa la investigación en el Segmento de Carabaya podrá fácilmente notar que Vilcabamba es sumamente más complejo y con una historia mucho más complicada que el otro segmento mencionado.

Objetivos

El Ingemmet, al formular el proyecto de investigación del Batolito de la Cordillera Oriental, consideró como objetivo esencial investigar la petrogénesis básica de la mega estructura ígnea en el sur del Perú. Desde el inicio del proyecto en el año 2015 hasta el 2018, año en el que fue rezagado, se desarrollaron únicamente etapas de cartografiado geológico, pero en esencia se persiguieron los siguientes objetivos:

- Investigar la petrogénesis del Batolito de la Cordillera Oriental por segmentos; en este caso, el Segmento de Vilcabamba, haciendo uso de las diferentes herramientas y técnicas de geología aplicada y el 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 la evolución magmática basándose en petrografía de detalle, geoquímica de rocas y geocronología U-Pb.
- Contribuir con el conocimiento del magmatismo, tectónica, petrología y geocronología de la Cordillera Oriental del sur del Perú, estableciendo eventos magmáticos de importancia regional.

Metodología

Los estudios regionales se ejecutan en varios años, aunque de forma general comprenden dos periodos bien definidos: la primera etapa implica el trabajo cartográfico a escala 1:50 000 (actualización de la Carta Geológica Nacional) y la segunda etapa concierne los trabajos analíticos y su posterior interpretación. A simple vista, podría parecer una secuencia simple y fácil, pero es más bien una sucesión de tareas que hace una metodología vigorosa. Cada etapa tiene subetapas, las que a menudo se interrelacionan y hacen un proceso continuo y dinámico; seguidamente, presentamos en síntesis cada uno de los trabajos realizados.

Fase de trabajo cartográfico

La Dirección de Geología Regional (DGR) es la encargada de mantener actualizada la Carta Geológica Nacional (CGN), a diferentes escalas; actualmente, se está desarrollando el cartografiado a escala 1:50 000, por lo que el proyecto de investigación se generó bajo esta misión. Actualizar una hoja geológica tiene una metodología ya establecida por la DGR, la misma que consta de dos etapas de gabinete y una etapa de campo en el intermedio.

Etapa de gabinete precampo. - Esta etapa es la base de todo el trabajo cartográfico, dado que aquí se realizan los trabajos básicos previos al trabajo en el terreno, los cuales conciernen una recopilación y síntesis bibliográfica, además de la interpretación de imágenes aéreas y satelitales.

Recopilación de información. - La recopilación de información comprende la revisión de artículos, boletines, tesis de grado, maestría y doctorado; de estos trabajos se extrae información concerniente a geología regional, rocas intrusivas, estudios de petrografía, geoquímica, geocronología e isotopía si hubiese. El resultado de la recopilación de información se plasma en la elaboración de una síntesis bibliográfica, la que será utilizada en la etapa de gabinete postcampo.

Fotointerpretación. - Sobre mapas topográficos a escala 1:50 000 (base topográfica del IGN), se realiza la fotointerpretación preliminar, haciendo uso de fotografías aéreas con un estereoscopio de bolsillo, imágenes de alta resolución descargadas gratuitamente desde SasPlanet e imágenes de Google Earth. Se hace uso también de sensores remotos (teledetección), proporcionados por el área de teledetección del Ingemmet.

Etapa de campo. - Esta etapa comprende los trabajos en el terreno; para esto se realiza un plan de cartografiado, teniendo en cuenta las rutas que cubran la mayor parte de los afloramientos de rocas plutónicas, así como el número de brigadas que realizarán el trabajo. Los trabajos desarrollados en esta etapa corresponden al cartografiado geológico y la colección de muestras de rocas.

Cartografiado geológico a escala 1:50 000.- El cartografiado geológico se realizó sobre una base topográfica a escala 1:50 000 (fuente IGN), la que fue proporcionada por el área de cartografía del Ingemmet. Para la elaboración del mapa geológico se toman datos de rumbo y buzamiento de estratos, diaclasamiento, foliación y esquistosidad, así como también datos de rumbo, inclinación y pitch de planos de fallas.

Un dato esencial que se toma en esta etapa 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. La fotointerpretación, así como la cartografía obtenida de la literatura son corroboradas en esta etapa.

Muestreo de rocas plutónicas. - El muestreo de rocas se determina mediante la observación in situ. Las muestras colectadas fueron extraídas utilizando martillo y 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 que si la roca es de facie fina, 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. Esto se hace con el fin de realizar un buen cuarteo y obtener representatividad de la muestra. Las muestras seleccionadas para su envío al laboratorio estuvieron completamente limpias, sin pátinas de meteorización, sin la presencia de vetillas, xenolitos y otras características que podrían alterar sus características primarias.

Etapa de gabinete postcampo. - En esta etapa se remitieron las muestras colectadas en campo a los laboratorios de ALS del Perú; además, se combinan los productos de las etapas anteriores y se elabora el mapa geológico final con su respectiva leyenda y sección geológica. Los mapas finales se elaboraron sobre la base topográfica del IGN; posteriormente, se llevaron a digitalización y estandarización.

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 lo que cada actividad desarrollada en esta parte es esencial para elaborar este trabajo. Concluida la fase de trabajo cartográfico, quedan por ejecutarse algunos trabajos especializados antes de realizar la interpretación final; estos comprenden microscopía óptica de rocas, litogeoquímica de roca total y minerales individuales y geocronología U-Pb. Las actividades desarrolladas en cada trabajo especializado se presentan a continuación:

Microscopía óptica. - La microscopía óptica, conocida también como petrografía, es una rama fundamental de la geología, la cual realiza la clasificación de rocas basándose en la descripción sistemática e interpretación de la mineralogía constituyente de una roca (Le Maitre, 2004); en el caso de este estudio se empleó para dos aspectos esenciales: el primero para determinar las características esenciales de las rocas y el segundo para establecer una clasificación de biotitas en función del color.

Petrografía de rocas. - La petrografía de rocas fue realizada parcialmente por el equipo de investigación; mientras que después de la recesión del proyecto, la Dirección de Laboratorio ejecutó algunos estudios petrográficos que quedaron pendientes de las últimas etapas de campo. En el caso del equipo de investigación, se empleó un microscopio de polarización Leica, modelo DM 750P.

El conocimiento de las propiedades texturales es un aspecto esencial para inferir algunos procesos desarrollados durante la cristalización de las rocas, mientras que la composición modal nos facilita nombrar la roca de acuerdo con los diagramas QAPF (basado en el trabajo de Streckeisen, 1973).

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

Geoquímica de roca total. - Se remitieron a los laboratorios de SGS del Perú y ALS muestras para el análisis químico de elementos mayores, menores y traza. 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).

Geocronología. - Dentro del Segmento de Vilcabamba se realizaron dataciones U-Pb sobre zircones mediante SHRIMP, para lo cual se remitieron muestras a la Dirección de Laboratorios con el fin de realizar chancado primario, secundario y tamizados hasta la malla +200. Seguidamente, el proyecto realizó la concentración de minerales pesados mediante bateo con agua y platos metálicos para finalmente efectuar la selección manual de por lo menos 100 granos de zircón. Los concentrados de zircón se enviaron a los laboratorios de la Universidad de Sao Paulo – Brasil, donde fueron sometidos al fechamiento radiométrico.

Agradecimientos

El proyecto GR39B tuvo durante su tiempo de acción la participación de varios geólogos, a los cuales queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento. Es necesario reconocer el apoyo de los ingenieros Omar Latorre, Rildo Rodríguez, Walter Ccallo y Juan Martínez, así como también a los geólogos (bachilleres en geología en ese entonces) Adrián Carhuamaca, Jhonathan Huamaní y Yuder Espíritu; todos profesionales que actuaron durante los trabajos de cartografiado geológico. Además, es preciso reconocer al Dr. Colombo Tassinari y al Dr. Arthur Takashi por sus aclaraciones en los estudios de datación.

Es menester agradecer también a los amigos conductores que con su experiencia nos ayudaron a acceder lo más posible a las diferentes zonas de trabajo; también, a cada uno de los compatriotas que nos guiaron por los diferentes caminos de herradura que recorrimos durante nuestro trabajo de campo. Para cada una de las personas mencionadas, nuestra gratitud infinita.

CAPÍTULO II
ASPECTOS GENERALES

Ubicación y extensión del área de estudio

El área de estudio comprende terrenos comprendidos en los cuadrángulos de Urubamba (27r), Machupicchu (27q) y Pacaypata (27p). Geográficamente se localiza entre los meridianos -72° 30' y 73° 15' de longitud oeste y los paralelos 13° 00' y 13° 15' de latitud sur (figura 2.1), abarcando un área aproximada de 4000 km^2. Políticamente se localiza dentro del departamento de Cusco, en las provincias de La Convención, Urubamba, Anta y Calca.

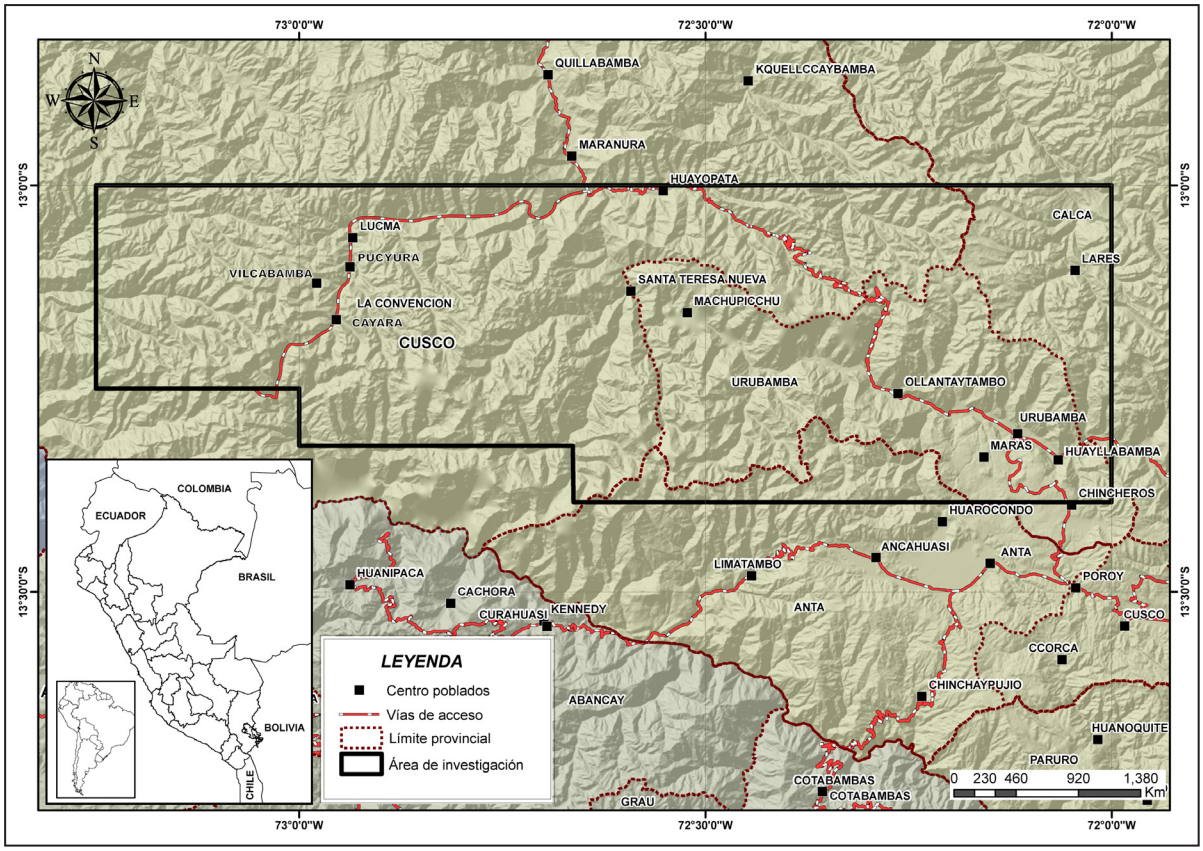


Figura 2.1 Mapa de ubicación del área de estudio, considerando los límites departamentales y provinciales.

Accesibilidad

Para llegar a esta zona, la accesibilidad es restringida dado los pocos accesos por carretera que existen; pero, en contraposición, existe un buen número de caminos de herradura que se usaron para acceder a los diferentes afloramientos, aunque estos no pudieron recorrerse en su totalidad por el factor de tiempo; por consiguiente, se priorizó estratégicamente cada uno de los trayectos recorridos.

El acceso principal es mediante la carretera Cusco – Urubamba – Abra Málaga – Quillabamba; de esta vía principal se pueden tomar dos desvíos que permiten acceder a las trochas Santa María – Santa Teresa – Yanatile – Yanama, así como también a la trocha Santa María – Oyara – Pucyura – Choquetira.

Otro acceso importante y que se recorrió a pie fue la línea férrea Piscacucho – Aguas Calientes – Hidroeléctrica; pero el camino con mayor importancia fue probablemente el Camino Inca Piscacucho – Wallabamba – Chaquicocha – Winaywayna – Machupicchu. Otros senderos importantes que se pueden citar son los caminos Yanatile – Racachaca – Huancacalle, Yanatile – Río Sacsara – Sacsarayoc y Cayara – C° Mandorccasa – Mandor – Nevado Pumasillo.

Trabajos anteriores (Resumen del estado del arte)

Un buen trabajo regional y quizá el primero es la tesis doctoral de Marocco (1978), la que incluye un mapa de la Deflexión de Abancay a escala 1:500 000; posterior a este trabajo se desarrollaron los primeros trabajos de cartografiado geológico a escala 1:100 000 de los cuadrángulos de Pacaypata (Cárdenas et al., 1997), Urubamba (Carlotto et al.,1996) y Machupicchu (Carlotto et al.,1999), los mismos que fueron actualizados por Sánchez y Zapata (2003).

Es necesario mencionar que en esta parte del Perú no se desarrollaron trabajos de petrogénesis en detalle, pero sí se intentó entender la historia geológica de los Andes en base a geocronología U-Pb. El trabajo representativo de la zona de trabajo es la tesis de Miskovic (2009) y su posterior artículo científico (Miskovic et al., 2011). Posteriormente, Reitsma (2012) presentó un número considerable de dataciones radiométricas U-Pb, lo que resultó una importante data geocronológica la cual fue empleada en la presente investigación. Es necesario precisar que el trabajo de Reitsma (2012) intenta determinar las características del Grupo Mitu y no de los granitoides específicamente. Otros trabajos en materia de geocronología que debemos citar son los de Lancelot (1980), y Egeler y De Booy (1961).

CAPÍTULO III
MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

En el presente capítulo, se describen las diferentes unidades estratigráficas e intrusiones identificadas en el área de investigación, para lo cual se propone el cuadro estratigráfico adjunto (figura 3.1). Las unidades litoestratigráficas comprenden rocas del Precámbrico (Complejo Iscaybamba), Paleozoico (formaciones Ollantaytambo, Verónica, Málaga, Sandia Ananea y los grupos San José, Ambo y Mitu), Mesozoico (formaciones Huancané, Paucarbamba, Maras, Ayabaca, Puquin/Vilquechico) Cenozoico (formaciones Auzangate, Muñani, Chincheros, Rumicolca, San Sebastián y los grupos Puno, Tacaza).

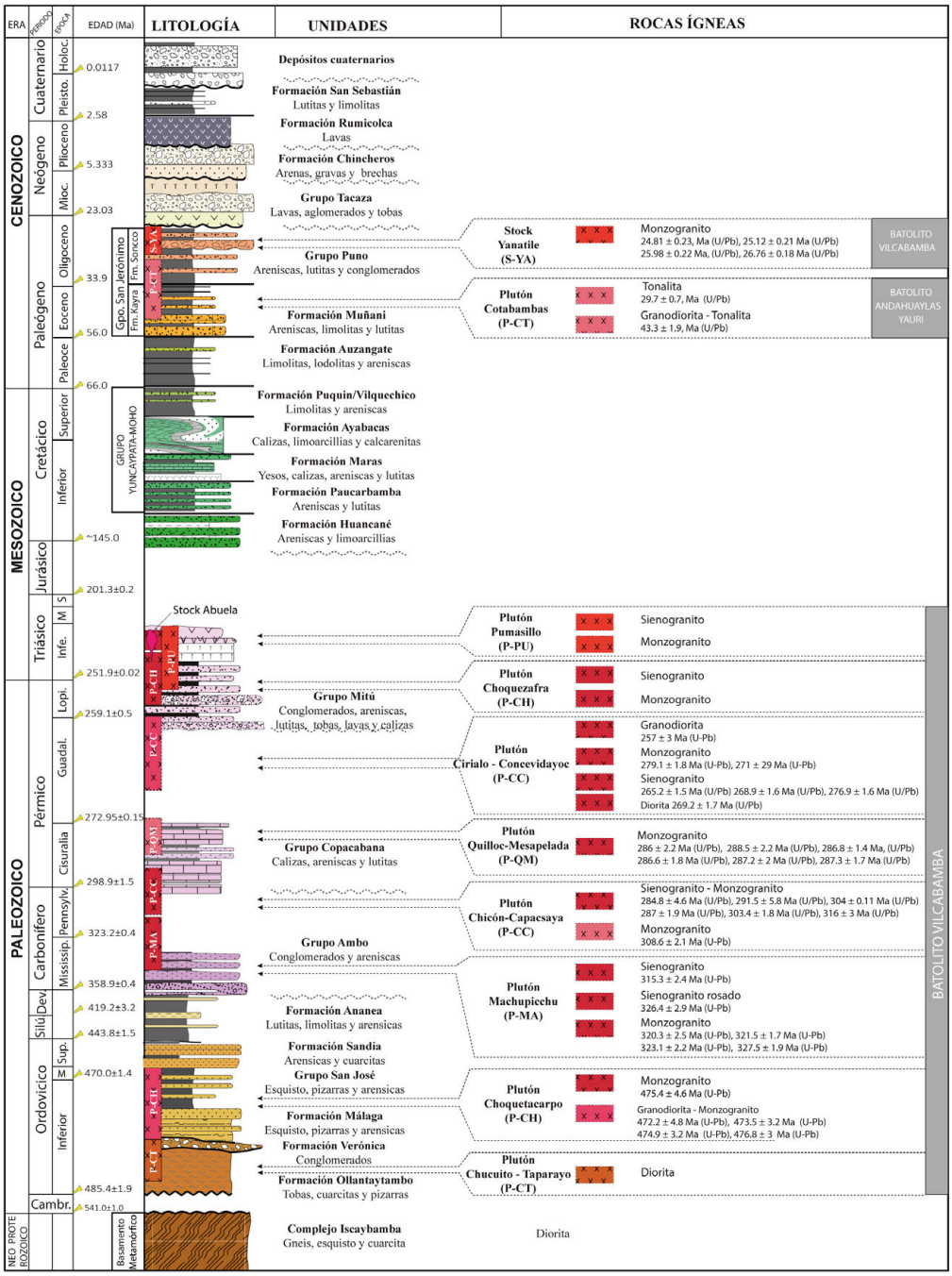


Figura 3.1 Esquema de unidades litoestratigráficas y cuerpos ígneos identificados en el Segmento Vilcabamba.

3.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Precámbrico

Este periodo del tiempo geológico está representado por una sucesión de rocas metamórficas denominadas como Complejo Iscaybamba (Fornari et al.,1981). La localidad tipo de esta unidad se encuentra en el valle de Marcapata – Río Araza, distrito de Marcapata, provincia de Quispicanchi, región de Cusco. La zona de trabajo se encuentra bien expuesta y hacia el sur de las intrusiones (cuadrángulo de Machupicchu). Se desarrollan varias facies distintivas que el lector puede revisar en el trabajo de Arcos y Soaña (2021); aunque desde una perspectiva regional podríamos mencionar que dentro de este complejo metamórfico afloran gneis cuarzoso – micáceo, anfíbol, micaesquisto, cuarcitas y mármol.

En el cuadrángulo de Machupicchu (27q) se logró diferenciar hasta tres sucesiones a las que denominaremos inferior, medio y superior (para fines prácticos). La secuencia inferior (figura 3.2) consiste en una intercalación de gneises, micaesquistos en la parte basal; mientras que hacia el tope se interpretaron posibles niveles de cuarcitas blanquecinas de grano medio, las que presentan laminaciones y aparente alineamiento de cristales. Por otro lado, la secuencia media (figura 3.3) consiste en una intercalación de cuarcitas y micaesquistos; las cuarcitas son de tonalidades grises a gris claras y a menudo presentan laminaciones horizontales, mientras que los esquistos son oscuros y ocurren eventualmente. Finalmente, la secuencia superior (figura 3.4) constituye esencialmente de niveles de micaesquistos masivos, en varios sectores con clivaje de creanulación, brillo sedoso y tonalidades plateadas debido a la presencia de moscovita.

Figura 3.2 Complejo Iscaybamba – Secuencia inferior: a) vista afloramientos de gneises, micaesquistos y cuarcitas en estratos medianos a gruesos; b) y c) detalle de muestra de gneises; d) detalle de muestra de micaesquisto y e) detalle de cuarcita laminada blanquecina. Ubicación: Quebrada Pillona – Sur del poblado La Calzada (755850E; 8532225 N).

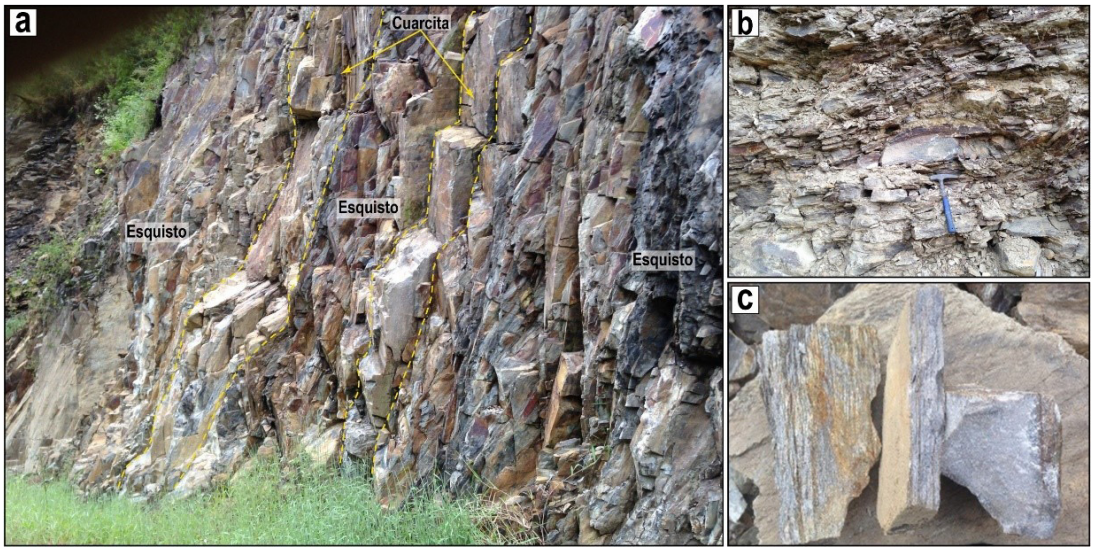


Figura 3.3 Complejo Iscaybamba - Secuencia Media: a) vista de intercalación de cuarcitas de grano fino a medio con niveles de micaesquistos; b) detalle de micaesquistos con niveles de cuarcitas de grano medio a manera de nódulos; c) detalle de cuarcitas de grano medio y micaesquistos. Ubicación: Norte de Lucmabamba (759566E; 8542155N).

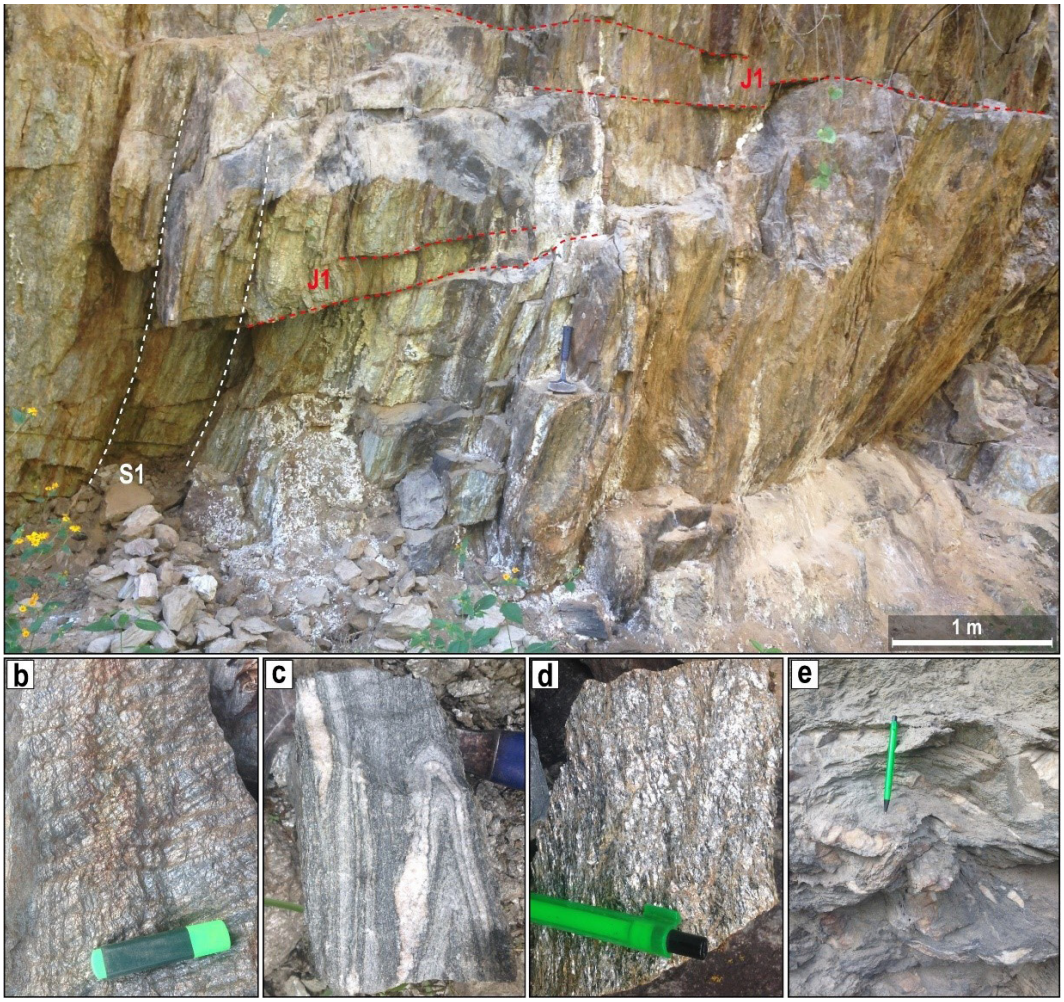


Figura 3.4 Complejo Iscaybamba - Secuencia Superior: a) afloramiento masivo de micaesquistos; b) vista de detalle de nivel de esquisto con clivaje de creanulación; c) vista de muestra de micaesquistos con tonalidades plateadas y brillo sedoso; d) niveles de gneis, nótese la deformación y bandeamiento; e) nivel de esquistos con segregación de cuarzo. Ubicación: Sur de Lucmabamba (757840E; 8537360 N).

En el cuadrángulo de Urubamba (27r), también se lo identificó. En primera instancia, en el extremo noroeste de hoja 27r4, ahí se reconocieron micaesquistos y cuarcitas, que afloran en el núcleo de un anticlinal de orientación NO-SE. El segundo sector se ubica en el extremo noreste de la hoja 27r1, donde está constituido por gneis y esquistos micáceos, los que presentan cristales desarrollados hexagonales de biotita y andalucita, los cuales se encuentran cortados por sienogranitos y monzogranitos del Plutón Quilloc Mesapelada (Pérmico).

Paleozoico

Las unidades litoestratigráficas de este periodo conforman las rocas encajonantes de la mayoría de los cuerpos ígneos y, por ende, es necesario presentarlos con especial detalle.

Grupo Ollantaytambo

Esta unidad inicialmente es definida como Serie Ollantaytambo (Marocco et al., 1978) y posteriormente es tratada como formación por Carlotto et al. (1996). La categoría de grupo (que desde nuestro parecer es inapropiada) fue adoptada por Sánchez y Zapata (2003); esta última categorización la define como una unidad constituida de una secuencia volcánica deformada y otra sucesión volcanoclástica con bajo grado de metamorfismo; trabajos recientes advierten que la parte volcánica es mucho más joven que su par volcanoclástico (Hodgin et al., 2021).

La edad de la unidad se asume al Cámbrico – Ordovícico inferior, que podría ser la edad de la sucesión volcanoclástica (Bahlburg et al., 2006), dado que la geocronología U-Pb en las rocas volcánicas han arrojado edades carboníferas (Reitsma et al., 2012; Hodgin et al., 2021).

Esta unidad metamórfica fue ampliamente reconocida en toda el área de estudio. Las facies volcánicas se reconocieron esencialmente dentro del cuadrángulo de Urubamba (27r); litológicamente se trata de lavas andesíticas porfiríticas de color pardo, tobas líticas gris blanquecinas y tobas de cristales de tonalidades grises, verdosas y violáceas de composición andesítica, las que hacia el cuadrángulo de Machupicchu varían a volcánicos afaníticos con esquistosidad intensa y brechas de tonalidad verdosa. Por otro lado, las rocas sedimentarias observadas en la hoja 27r3 constan de cuarcitas y areniscas cuarzosas de coloración gris verdosa con aparente esquistosidad y en estratos gruesos (figura 3.5). En el cuadrángulo de Machupicchu se reconocen pizarras esquistosas intercaladas con cuarcitas de grano fino, ambas litologías con tonalidades gris verdosas; en algunos niveles se reconocieron minerales oscuros que se presume podría corresponder a sillimanita (figura 3.6).

A diferencia de lo escrito anteriormente en el cuadrángulo de Pacaypata, se reconocen principalmente esquistos y micaesquistos de coloración gris verdosa con brillo sedoso, intercalados con niveles de cuarcitas verdosas y pizarras de coloración gris a gris oscuro que afloran al centro y norte de la hoja de Pacaypata (27p1).

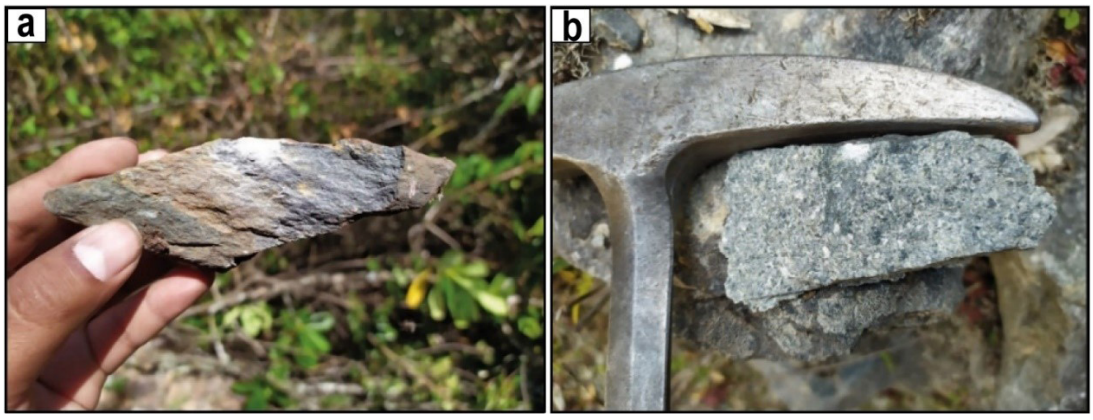


Figura 3.5 Grupo Ollantaytambo en el margen derecho del río Cusichaca (UTM WGS84: 776297E; 8531720N): a) areniscas de coloración gris verdosa; b) lava porfirítica de composición andesítica.

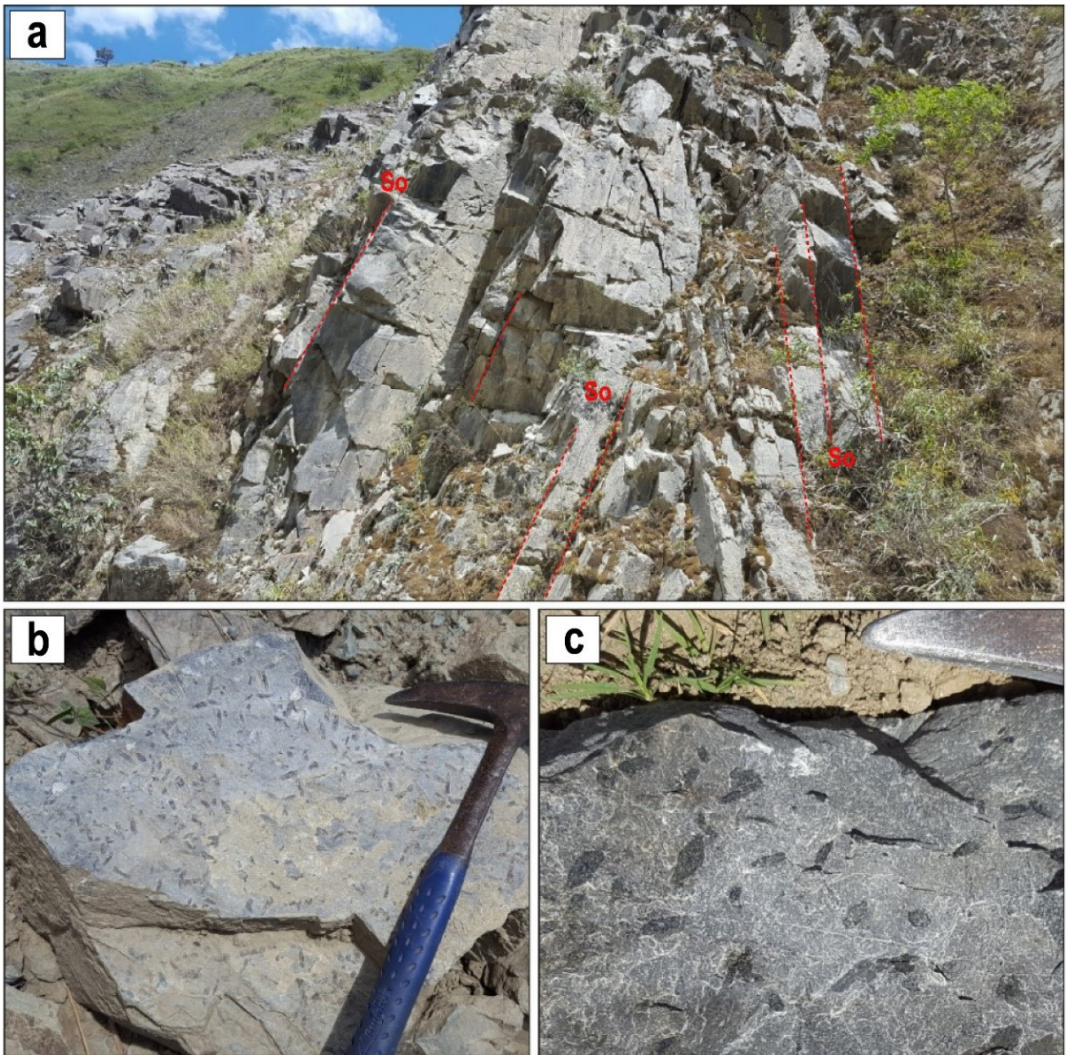


Figura 3.6 Grupo Ollantaytambo – Secuencia litológica Santa Teresa: a) vista de afloramiento de niveles tabulares de cuarcitas grises; b) vista de detalle de muestra de pizarras con aparentes cristales de sillimanita; c) detalle de cuarcita gris, también con cristales de sillimanita. Ubicación: Carretera Santa Teresa – Baños Cocalmayo (760803E; 8548078 N).

Formación Verónica

Esta es una unidad muy peculiar, aunque en nuestro entender debería tratarse como una unidad informal o asociarla a la Formación Málaga, dado que esta se desarrolló muy localmente y no cumple con las condiciones necesarias para estar en la categoría de formación. Esta unidad estratigráfica fue mencionada por varios autores, entre los que resalta Marocco (1974 y 1978), quien reporta la presencia de conglomerados que descansan concordantemente sobre la del Grupo Ollantaytambo; aunque en nuestra observación es más probable una discordancia erosional, dado que todos los clastos de los conglomerados son del Grupo Ollantaytambo. La categorización de formación fue dada por Carlotto et al. (1996) quien le asigna una edad Ordovícico basal y hace énfasis que esta sobreyace en discordancia a la metamorfitas Ollantaytambo, lo que es coincidente con nuestras observaciones.

Sobre sus afloramientos, como ya se mencionó, estos son restringidos a la hoja 27r4 (cuadrángulo de Urubamba), que es donde se le definió inicialmente (figura 3.7); aunque es necesario mencionar que en la hoja de Pacaypata (27p1) se identificó una sucesión similar muy restringida en las faldas del nevado Panta. Sobre su litología podemos citar que en esa zona se reconocen conglomerados polimícticos clasto soportados de tonalidades gris verdosas, intercalados con niveles lenticulares de areniscas grises. Los mencionados clastos son subredondeados y alargados, con diámetros que varían de 2 cm a 10 cm, formando una marcada granodecrecencia (figura 3.8) y de naturaleza sedimentaria y volcánica. La matriz es arenosa de coloración violácea – verdosa.

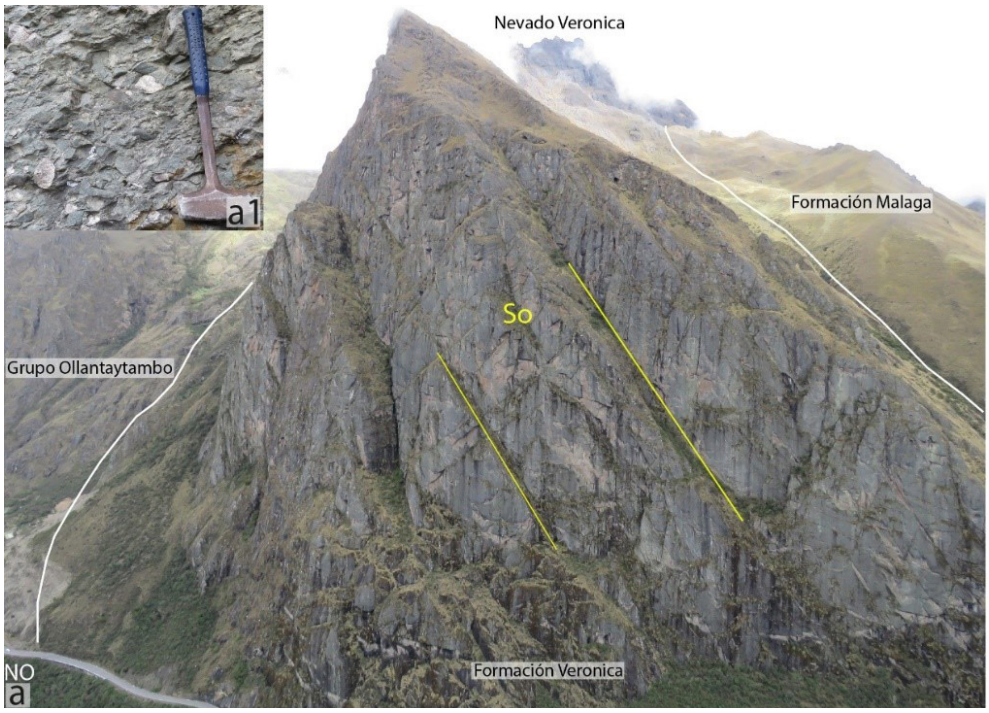


Figura 3.7 Formación Verónica y su relación de contacto: a) afloramiento al este del nevado Verónica (794378; 8542792.) con vistas al oeste. Se observa el estrato tipo de la Formación Verónica, compuesto por conglomerados de color gris verdoso, monomíctico, clasto soportado (a1).

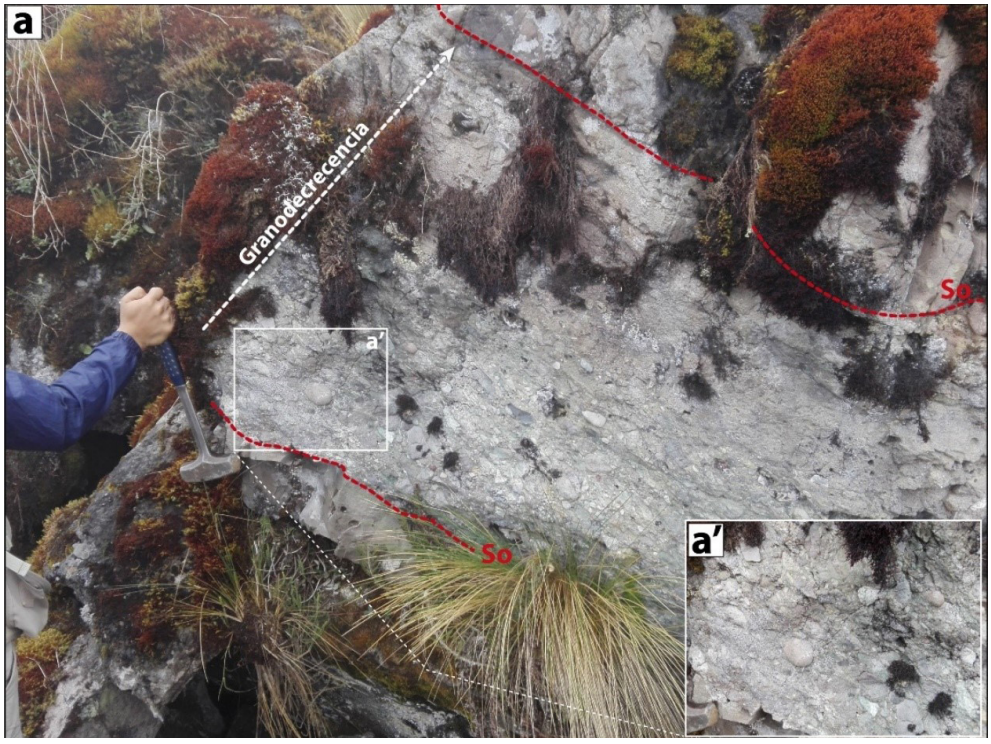


Figura 3.8 Formación Verónica: a) conglomerados de clastos de cuarcitas donde se observan alineamiento de estos; a') detalle de conglomerado donde se observan clastos alargados. Ubicación: Camino de Choquetira a Piscacocha (701946 E, 8531070 N).

Formación Málaga (Sánchez & Zapata, 2003)

La Formación Málaga fue reconocida y definida durante los trabajos de la revisión y actualización de la carta geológica a la escala 1:100 000 (Sánchez & Zapata, 2003). Dentro del área de trabajo esta formación sobreyace en forma discordante al Grupo Ollantaytambo y a la Formación Verónica, e infrayace del mismo modo al Grupo San José.

La unidad se reconoció ampliamente en el cuadrángulo de Urubamba (hojas 27r1 y 27r4), en donde se divide en tres miembros (informalmente) que se denominan inferior, medio y superior. El miembro inferior está constituido por delgados niveles de pizarras gris oscuras a negras, esquistos de color gris oscuro a verdoso, intercalados con niveles de areniscas finamente laminadas (figura 3.9).

El miembro medio está conformado hacia la base por paquetes de arenisca masiva gris blanquecina a blanco rosácea, de grano medio a grueso y laminaciones esporádicas; sobre estas se tienen areniscas gris blanquecinas de grano fino a medio, en estratos delgados a moderados, tabulares con eventuales niveles de pizarras gris oscuras intercaladas (figura 3.10). Finalmente, el miembro superior está constituido por areniscas gris oscuras de grano fino, intercaladas con escasos niveles de pizarras negras (figura 3.11). La característica principal de esta unidad se encuentra en las areniscas, las que presentan laminaciones horizontales (figura 3.11b) centimétricos de areniscas blanquecinas con ondulitas y aparente clivaje de creanulación (figura 3.11c).

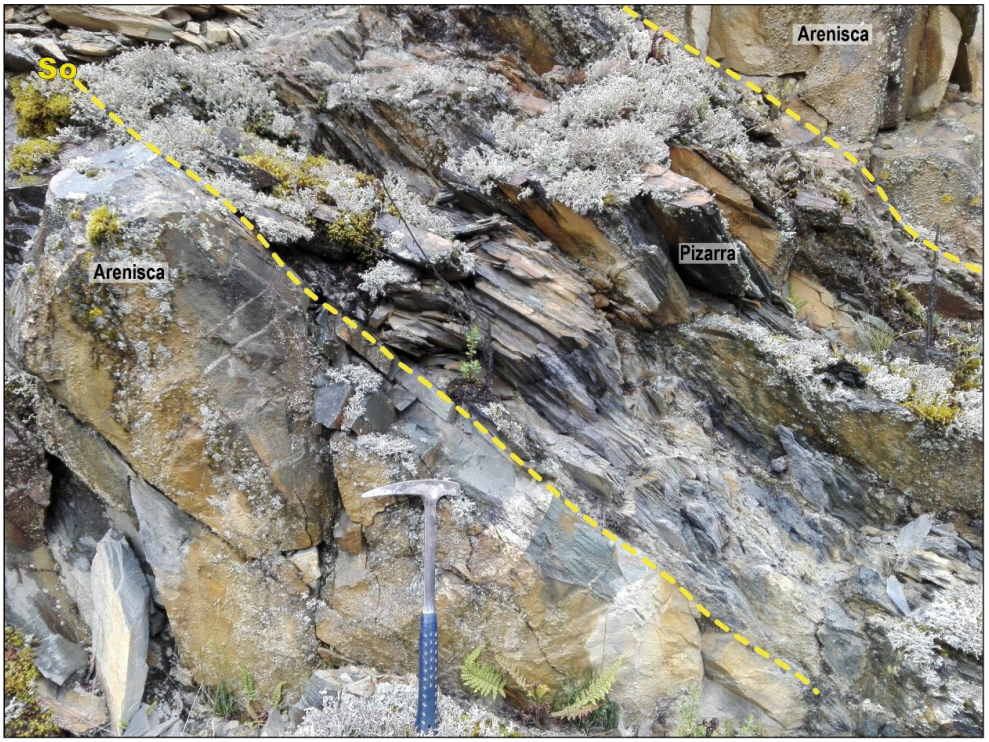


Figura 3.9 Formación Málaga: a) vista de afloramiento del miembro inferior de la Formación Málaga, nótese la tabularidad de los estratos de pizarra. Areniscas: Ax; pizarras (Pz).

Figura 3.10 Formación Málaga: a) vista panorámica de afloramientos de areniscas gris blanquecinas a blanco amarillentas del miembro medio de la Formación Málaga, el nivel marcado con líneas discontinuas amarillas simboliza el inicio de este miembro infrayaciendo pizarras intercaladas con delgados niveles de areniscas laminadas gris verdosas; b) vista de afloramiento de las areniscas del miembro medio, las líneas en amarillo muestran la inclinación de los estratos (So).

Figura 3.11 Formación Malaga: a) vista panorámica de estratificación (So) de los afloramientos del miembro superior de la Formación Málaga, tomada en la carretera Ollantaytambo – Abra Málaga; b) vista de detalle laminaciones características de las areniscas de este miembro; c) vista de detalle de areniscas cuarzosas laminadas mostrando clivaje de creanulación.

Grupo San José

De La Cruz y Carpio (1996) le asignaron la categoría de grupo en el cuadrángulo de Sandia (29y). En el Segmento de Vilcabamba, no se pudo diferenciar las formaciones que componen este grupo. En ese sentido, se lo considera indiviso. Sobre sus relaciones de contacto es conocido que sobreyace en forma discordante a las formaciones Málaga y Ollantaytambo, e infrayace concordantemente a la Formación Sandia. Su edad se estima en el Ordovícico inferior a medio.

En el área de trabajo, esta unidad estratigráfica aflora al borde del Complejo Iscaybamba y a la del Grupo Ollantaytambo. Se observa principalmente al norte del cuadrángulo de Urubamba, hojas 27r1 y 27r4; asimismo, se observa al norte del cuadrángulo de Machupicchu, hojas 27q1 y 27q4; en ambos casos, tiene una

dirección preferente de noroeste a sureste. Litológicamente se constituye de esquistos en la zona basal, seguidos de una potente sucesión de pizarras negras fuertemente foliadas (figura 3.12), los que muestran plegamientos de orientación NO-SE; también, se ha podido observar escasos niveles centimétricos de areniscas laminadas, los cuales se observan principalmente hacia la parte superior de las secuencias. Los afloramientos presentan esquistosidad intensa, en algunos sectores con diseminación de sulfuros (pirita) y también pequeñas vetas de cuarzo emplazadas entre los planos de foliación. Por la composición litológica de esta unidad, nos indica un ambiente de sedimentación marino profundo con algunas condiciones marinas más someras a litorales.

Figura 3.12 Grupo San José: a) vista panorámica de afloramientos de pizarras del Grupo San José en el corte de carretera Lares – Rosaspata (UTM 818980E, 8550763N); b) vista de afloramientos del Grupo San José en la carretera Quelcanca - Yanamayo; c) vista detallada de buzamiento casi vertical de pizarras en el corte de carretera Ollantaytambo – Ocobamba (UTM 799852E, 8548470N).

Formación Sandia

La Formación Sandia es una unidad guía en la estratigrafía del Paleozoico inferior; fue definida por Laubacher (1973). Su localidad tipo se encuentra en el valle de Sandia (Puno); dentro de la zona de estudio, en los cuadrángulos de Urubamba y Machupicchu, sobreyacen al Grupo San José. En estos cuadrángulos, no se determinó la unidad suprayacente, pero dentro del cuadrángulo de Pacaypata (hoja 27p1) se nota claramente que subyacen a una sucesión de pizarras grises que se atribuyen a la Formación Ananea. Su edad se asigna tradicionalmente al Ordovícico superior.

A nivel litológico, se debe mencionar que esta unidad litoestratigráfica está constituida principalmente de estratos delgados a moderados (~40 cm) de metareniscas grises a negras y eventuales niveles delgados de areniscas cuarzosas gris blanquecinas. En los diferentes niveles areniscosos, se puede identificar laminación horizontal (figura 3.13a) y rizaduras asimétricas de corriente (figura 3.13b), la misma que en algunos sectores se presentan deformados. De acuerdo a trabajos anteriores, esta unidad correspondería a un ambiente marino somero sobre la base de mareas de tormenta.

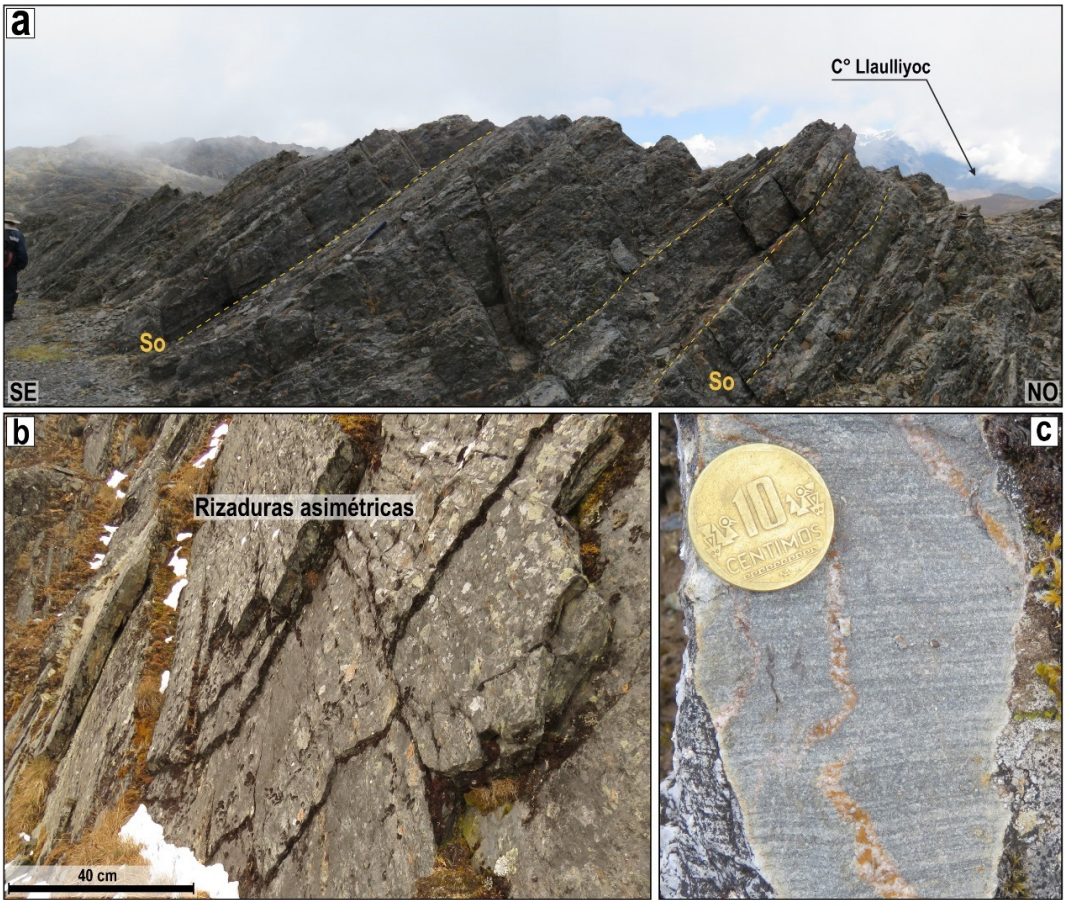


Figura 3.13 Formación Sandia: a) afloramiento de areniscas grises en estratos de 20 cm a 40 cm, fotografía tomada con vistas al sureste; b) afloramiento de areniscas de grano medio con rizaduras asimétricas.

Formación Ananea

Fue definida por Laubacher (1973) en la región de Puno, encontrándose su localidad típica en el distrito homónimo. En el área de trabajo, la unidad sobreyace a la Formación Sandia y con respecto a la unidad suprayacente no se pudo observar debido a que los afloramientos son controlados por fallas o fueron intruidos por cuerpos ígneos. En la zona de estudio solo se tienen registrados dos afloramientos: el primero se encuentra ubicado al sureste de la hoja 27p1, donde sobreyace a la Formación Sandia la cual es intruida por rocas intrusivas correspondiente a la Suite Chucuito – Taparayo; y el segundo afloramiento se encuentra en el extremo este de la hoja 27r1, donde está controlado por dos fallas.

Litológicamente está compuesta por lutitas y limolitas grises intercaladas con niveles areniscas cuarzosa blanquecinas y pizarras de color negro y aspecto carbonoso. Por su composición litológica fina, esta unidad correspondería a un ambiente marino algo profundo. Sobre la edad de esta unidad es preciso conocer que, de acuerdo con la posición estratigráfica, sumado a estudios regionales que muestran la presencia de restos paleontológicos, los cuales indican edades entre Wenlockiano – Eifeliano, se asume una edad para el área de trabajo entre el Silúrico a Devónico medio.

Grupo Ambo

Esta unidad litoestratigráfica tiene una historia poco conocida, por lo que haremos una breve síntesis de lo que se ha estudiado de esta unidad. Inicialmente, fue definida por Newell et al. (1949); posteriormente, es mencionada por muchos autores, entre los más importantes se tienen los trabajos de Allende (1996), quien divide el Grupo Ambo en Formación Chunqui y Formación Gollgay; así mismo Zapata et al. (2004), quienes dividen en localidad tipo al Grupo Ambo en las formaciones Buena Vista, Yanaj y Chunomaja, considerando marcadores litoestratigráficos y bioestratigráficos. Por lo mencionado, aún existen problemas en cuanto a su denominación a nivel regional. Para el presente trabajo, nombraremos esta unidad en forma general como grupo. En cuanto a su relación estratigráfica, esta unidad sobreyace en forma discordante al Grupo Ollantaytambo e infrayace también

en forma discordante al Grupo Copacabana por lo que se le asigna una edad Carbonífero inferior (Mississippiano).

Los afloramientos del Grupo Ambo se observan principalmente en el cuadrángulo de Pacaypata, hoja 27p1, y se proyecta hacia el cuadrángulo de Machupicchu, hoja 27q4, con una dirección NO-SE.

Litológicamente, se reconocieron conglomerados de origen fluvial, con clastos subredondeados y alargados constituidos principalmente de cuarcitas y volcánicos hacia la base, mientras que hacia la parte superior está compuesta por areniscas cuarzosas de grano medio y de coloración gris oscuro (figura 3.14). Estas mismas facies son observadas en el cuadrángulo de Machupicchu, hoja 27q4 (figuras 3.15 y 3.16). Las características bioestratigrafías de los sedimentos que conforman el Grupo Ambo indican condiciones de depositación transicional entre continental (llanura aluvial) y costero.

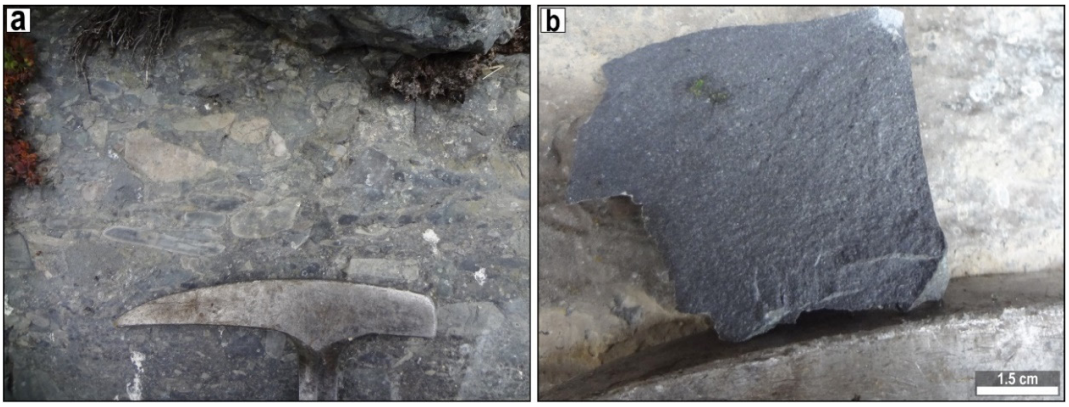


Figura 3.14 Grupo Ambo: a) conglomerados de clastos subangulosos y alargados de cuarcitas; b) arenisca cuarzosa de grano medio y coloración gris oscura en el trayecto de Chaycha hacia Porcay (711956 E; 8547715 N).

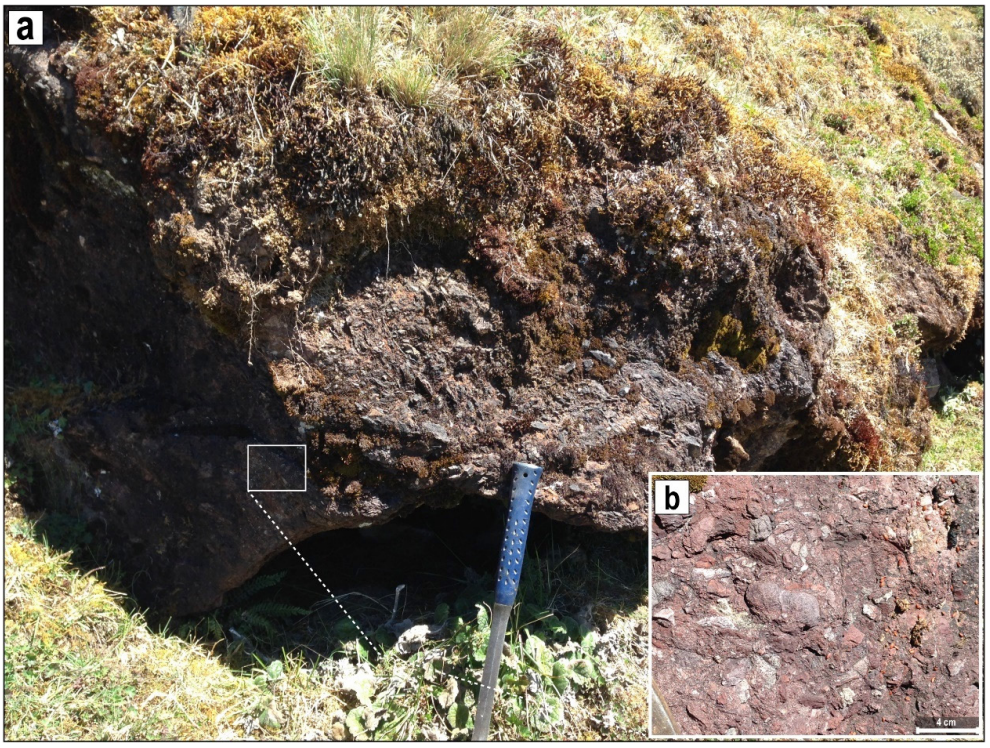


Figura 3.15 Grupo Ambo: a) conglomerados de clastos angulosos a subangulosos; b) detalle de conglomerado mostrando clastos de cuarcitas. Ubicación: Quebrada Tunisca (720012 E; 8544899 N).

Figura 3.16 Grupo Ambo: a) afloramiento de arenisca cuarzosa en estratos delgados; b) Vista ampliada de un sector de la a), mostrando la estratificación y niveles con laminación cruzada. Ubicación: Quebrada Tunisca (719865 E; 8545197 N).

Grupo Copacabana

Cabrera y Petersen (1936) describen esta unidad como formación; luego, Newell, N. (1949) la eleva a la categoría de grupo consignando al Pérmico inferior; Mendívil, S. (1978) separa el Grupo Copacabana en dos formaciones: Chuquicahuana y San Salvador; asimismo, Mendívil y Dávila (1994) diferencian cuatro formaciones: Tinta, Chuquicahuana, San Salvador y Yaucat; posteriormente, es mencionada por varios autores, los que amplían las comparaciones regionales. De lo escrito anteriormente, podemos afirmar que existe todavía mucha controversia con respeto de las formaciones que componen el Grupo Copacabana; es así como para el presente trabajo consideraremos a esta unidad, en forma general, como grupo. Con respecto a la posición estratigráfica, esta unidad en los cuadrángulos de Pacayapata (hoja 27p1) y Machupicchu (hoja 27q4) sobreyacen en forma discordante al Grupo Ambo e infrayace de la misma forma al Grupo Mitu. Su edad es considerada desde el Pensilvaniano al Pérmico – Cisuraliano.

Sus afloramientos se reconocieron principalmente en el cuadrángulo de Pacaypata, hoja 27p1, proyectándose hacia el cuadrángulo de Machupicchu, hoja 27q4, con una dirección de NO – SE.

Litológicamente, consta de calizas *mudstone* de color gris en muestra fresca y parda amarillenta por alteración. Se reconocen también calcarenitas blanquecinas dispuestas en estratos tabulares seguidos de delgados niveles de lutitas oscuras, además de algunos niveles de *chert*.

Mesozoico

El mesozoico es un periodo clave para entender la evolución andina; en esta parte del Perú, está representado en su base por el Grupo Mitu, una unidad que ha sido materia de constantes estudios. Hay muchas hipótesis y casi ninguna conclusión aceptada en el ámbito geológico nacional. El Mesozoico, en nuestras observaciones, no actúa como caja del batolito, por lo menos no en las localidades revisadas; pero dado que existen intrusiones jóvenes, no se puede descartar que en algún punto estas unidades actúen como encajonante.

Grupo Mitu (Newell et al.,1949)

Probablemente, el mayor aporte realizado a la comprensión de esta unidad es el propuesto por Mendívil y Dávila (1994), cuando dividen el Grupo Mitu en las formaciones Pisac y Pachatusán; posteriormente, Sempere et al. (2002) publican una datación

de 236 ± 6 Ma, la que proviene de un nivel de lava debajo de la Formación Huancané, y más tarde Carlotto et al. (2011) en base a dataciones de zircones propusieron para esta unidad una edad que oscila entre el Triásico medio - Jurásico inferior. En el presente estudio se identificaron tanto secuencias sedimentarias como volcánicas, pero en la mayoría de los casos no se las pudo separar dada una aparente intercalación de estas. Las relaciones estratigráficas de este grupo, en el área de trabajo, sobreyacen en forma discordante a la Formación Málaga y a los grupos San José y Copacabana, e infrayacen también en forma discordante a las formaciones Huancané y Ayabacas.

En relación con la litología, se pudo reconocer que en la base de la unidad se tienen tobas y lavas andesíticas de coloración violácea con cristales desarrollados de plagioclasa; sobre estas se tienen estratos métricos de conglomerados, limolitas esquistosas rojizas y areniscas cuarzosas bien estratificadas, laminaciones paralelas, tonalidades gris blanquecinas y granulometría que va de medio a grueso (figura 3.17).

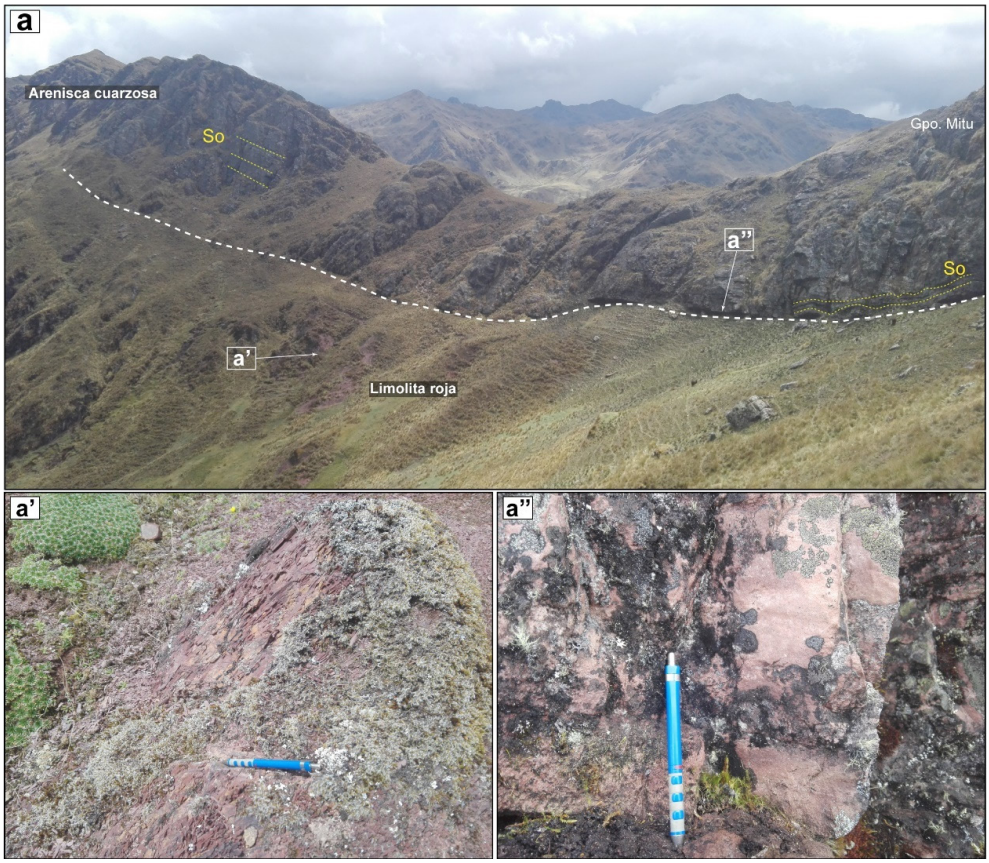


Figura 3.17 Grupo Mitu: a) vista panorámica de la zona de contacto entre areniscas gris blanquecinas a rojizas del Grupo Mitu con una secuencia de limolitas rojizas fuertemente foliadas (Secuencia Pre Grupo Mitu); a´) vista de detalle de afloramientos de limolitas pardo rojizas infrayacentes a areniscas del Grupo Mitu; a´´) vista de nivel de areniscas cuarzosas gris rojizas. Ubicación: Sur del cerro Quelcanca (UTM 800750E, 8551282N).

Los conglomerados presentan clastos subredondeados de volcánicos, areniscas cuarzosas y calizas en una matriz limo – arenosa de coloración rojiza, mientras que las areniscas son rojizas de grano medio, con laminaciones, de naturaleza feldespática. La parte superior de este grupo está constituida por tobas líticas de color pardo blanquecino (figura 3.18b), y en algunos sectores se observan lavas de color pardo violáceos, de composición andesitas y dacitas de color pardo violáceo (figura 3.19b), subangulosos de 5 cm -15 cm de diámetro envueltos en una matriz de ceniza de color gris blanquecina; sobre estas se observan lavas andesíticas de coloración violácea con cristales desarrollados de plagioclasa. Asimismo, se observan niveles de brechas y conglomerados con clastos polimícticos de naturaleza volcánica, intrusiva y sedimentaria.

Figura 3.18 Grupo Mitu: a) afloramiento de tobas de líticos y cristales en el cerro Lanlajuyoc; b) muestra de toba de líticos de color pardo blanquecino, presenta líticos andesíticos pardos y subangulosos.

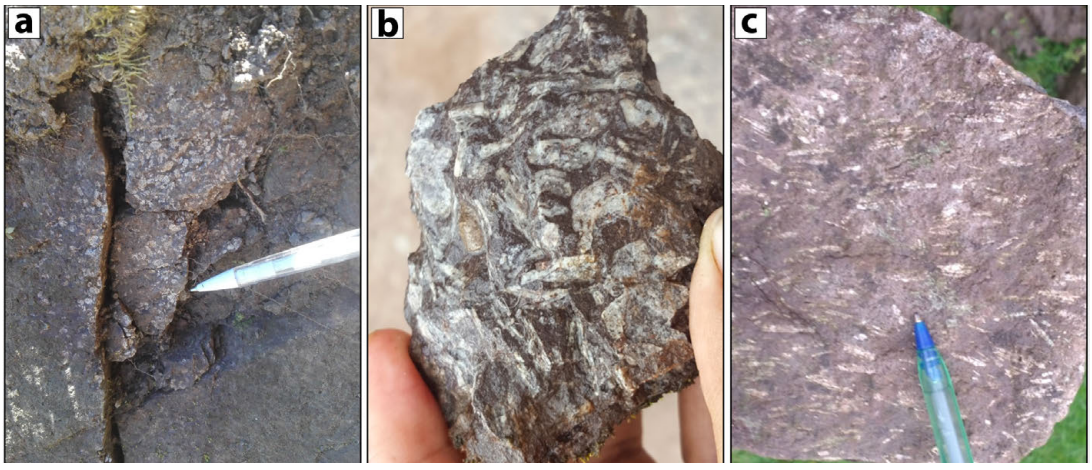


Figura 3.19 Grupo Mitu: a) Vista de detalle de lava andesítica de textura porfirítica localizada en los alrededores de Pucyura; b) muestra de mano de lava andesítica, con tonalidad gris oscura; c) muestra de mano de toba andesítica de matriz violácea

Formación Huancané

La denominación proviene de la región del lago Titicaca (Newell, 1949). En la región de Cusco, que es la que contiene el área de trabajo, se la llamó inicialmente como Formación Bambanuso; pero este nombre quedó en desuso debido a que investigaciones posteriores emplearon la denominación Formación Huancané. Respecto de sus relaciones estratigráficas es bastante conocido que sobreyacen en discordancia al Grupo Mitu e infrayacen concordantemente a las formaciones Paucarbamba, Maras y Ayabacas.

En cuanto a su distribución, esta unidad se encuentra muy restringida debido a su poco espesor; es así como solo se observa al sur el cuadrángulo de Urubamba (figura 3.20) en forma alargada con una dirección E-O; del mismo modo se observa al noreste de cuadrángulo de Pacyapata (figura 3.21) y en forma aislada se observa al noroeste del cuadrángulo de Machupicchu (hoja 27q4). Litológicamente, se reconocieron areniscas cuarzosas de grano fino a medio en la base de la unidad, intercaladas con algunos niveles de lutitas negras y limoarcillas grises, mientras que hacia la parte superior de la unidad presenta areniscas de grano fino color rojizo.

Figura 3.20 Contacto en discordancia angular entre el Grupo Ollantaytambo y la Formación Huancané en la quebrada Cachijasa (789382E; 8526890).

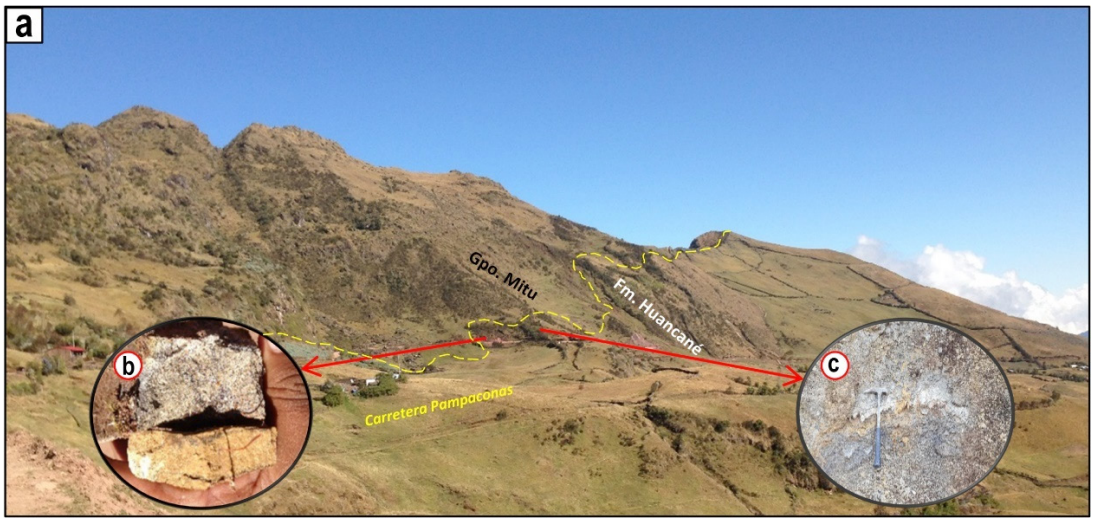


Figura 3.21 Formación Huancané en la carretera hacia Pampaconas (714979 E; 8550955 N): a) vista panorámica de la carretera a Pampaconas (hoja 27p1), donde se observa la Formación Huancané sobreyaciendo al Grupo Mitu; b) detalle de arenisca gris y limoarcillita de coloración amarillenta; c) limoarcillas de coloración gris.

Grupo Yuncaypata

Inicialmente denominado como Formación Yuncaypata por Kalafatovich (1957) y posteriormente elevado a categoría de grupo por Carlotto et al. (1991). En 1996, Carlotto et al. dividen al Grupo Yuncaypata en cuatro formaciones denominadas Paucarbamba, Maras, Ayabacas y Puquín. Mas tarde, Sánchez y Zapata (2003) sugieren que esta unidad debe considerarse dentro del Grupo Moho. De lo mencionado anteriormente es claro indicar que existe en la actualidad problemas en la nomenclatura regional de las diferentes unidades litoestratigráficas sedimentarias del Cretácico inferior y superior entre las regiones de Cusco y Puno. En nuestro parecer, la propuesta de Carlotto et al. (1996) es la más adecuada y por eso se adopta esta nomenclatura.

Formación Paucarbamba (Carlotto et al., 1996)

Únicamente se reconoció esta unidad dentro del cuadrángulo de Urubamba (27r); litológicamente, se conforma de una alternancia de areniscas calcáreas, lutitas amarillas, rojizas y verdes, formando secuencias granoestrato crecientes depositadas en una plataforma litoral (Carlotto et al., 1996). En cuanto a sus relaciones estratigráficas, esta formación reposa concordantemente sobre la Formación Huancané e infrayace a la Formación Maras; pero debemos hacer hincapié que en la hoja 27r3 se encuentra en contacto fallado con las formaciones Vilquechico y Muñani, además de ser cortada por el intrusivo Cotabambas. Por sus relaciones de contacto se le atribuye una edad Albiano inferior.

Formación Maras (Carlotto et al., (1996)

Se observa principalmente a sureste del área de trabajo, específicamente en los cuadrángulos de Urubamba, hojas 27r2 y 27r3, y del cuadrángulo de Machupicchu, hoja 27p2. Los cuadrángulos antes mencionados aparentemente son los límites de depositación de la Formación Maras, la cual tiene como un alto estructural al Grupo Ollantaytambo y al Complejo Iscaybamba, dado que ya no se tiene más afloramientos de esta unidad al norte y noroeste del área de trabajo. Esta formación consta de niveles de yeso, calizas, areniscas y limolitas rojizas que se presentan intercalados caóticamente en afloramientos de aspecto terroso; en general, son depósitos poco compactos de aspecto caótico. Respecto a sus relaciones estratigráficas, sobreyace en forma discordante a las formaciones Ollantayatambo y Paucarbamba, e infrayace también en forma discordante a las formaciones Ayabacas, Kayra y Soncco. Su edad se atribuye tradicionalmente al Albiano medio.

Formación Ayabacas

Carlotto et al. (1996) describen esta formación como parte del Grupo Yuncaypata y correlacionan esta unidad con las calizas del Grupo Moho de la región de Puno. Esta unidad aflora de forma aislada y caótica debido probablemente al resultado de deslizamientos sinsedimentarios. En cuanto a su distribución se observan en forma aislada de cuerpos de calizas, cartografiadas principalmente en las hojas 27r2, 27r3 (cuadrángulo de Urubamba) y 27p1 (cuadrángulo de Pacaypata). Litológicamente, consta de niveles de calizas grises (por partes dolomitizadas) en estratos decimétricos fuertemente plegadas a manera de *slumps* y afectadas por la presencia de fallas; eventualmente se presentan brechadas. Mientras que en el cuadrángulo de Pacaypata, hoja 27p1, está constituido hacia la base por calizas grises en estratos tabulares, seguido de niveles de limoarcillas calcáreas de color gris y hacia el tope de la unidad presenta calcarenitas con laminación planar de color amarillento. En cuanto al ambiente sedimentario correspondería a una plataforma carbonatada poco profunda. Por otro lado, las diferencias de espesores observadas en ambos cuadrángulos son producto de la presencia de fallas normales sinsedimentarias y *slumps*; del mismo modo, los niveles de brechas sugieren que el relieve era ligeramente accidentado (Carlotto, 1992) y que durante la sedimentación ocurrían deslizamientos importantes. Respecto a sus relaciones estratigráficas se reconoció que se sobreyacen en discordancia al Grupo Mitu (figura 3.22). La edad de la unidad es atribuida al intervalo Albiano superior - Turoniano (Cretáceo inferior- superior).

Formación Vilquechico (Newell, 1949)

La definición de esta unidad proviene de la región de Puno, mientras que en la región Cusco se la conoce bajo la denominación de Formación Puquín (Carlotto et al.,1991; Carlotto, 1992 y Mendívil & Dávila,1994); su edad se atribuye al intervalo Campaniano - Maastrichtiano. La estratigrafía de la región de Cusco difiere probablemente en litofacies y, por supuesto, en nombre. En este trabajo se considera que las formaciones Vilquechico y Puquín son correlacionables. Se empleará únicamente la denominación de Formación Vilquechico, ya que esta es más conocida y empleada a nivel regional. Si el lector precisa revisar más en detalle la estratigrafía de la región Cusco, puede acudir al trabajo de Carlotto et al. (2011).

Figura 3.22 Vista detallada del contacto en discordancia erosional de la Formación Ayabacas sobre el Grupo Mitu.

Esta unidad estratigráfica se distribuye principalmente al sur del cuadrángulo de Urubamba (hojas 27r2 y 27r3); también, se observaron afloramientos aislados como lo registrado en las hojas 27p1 y 27q4, específicamente al sureste del poblado de Lucma.

Litológicamente, esta unidad se compone hacia la base de limolitas rojas con niveles de areniscas de grano fino, seguido de secuencias de areniscas cuarzosas de grano fino color blanquecinas, lutitas grises con niveles finos de areniscas cuarzosas blancas (figura 3.23). En cuanto a las relaciones estratigráficas, esta unidad sobreyace en forma discordante a las formaciones Maras y Ayabacas, e infrayace en forma concordante a la Formación Auzangate.

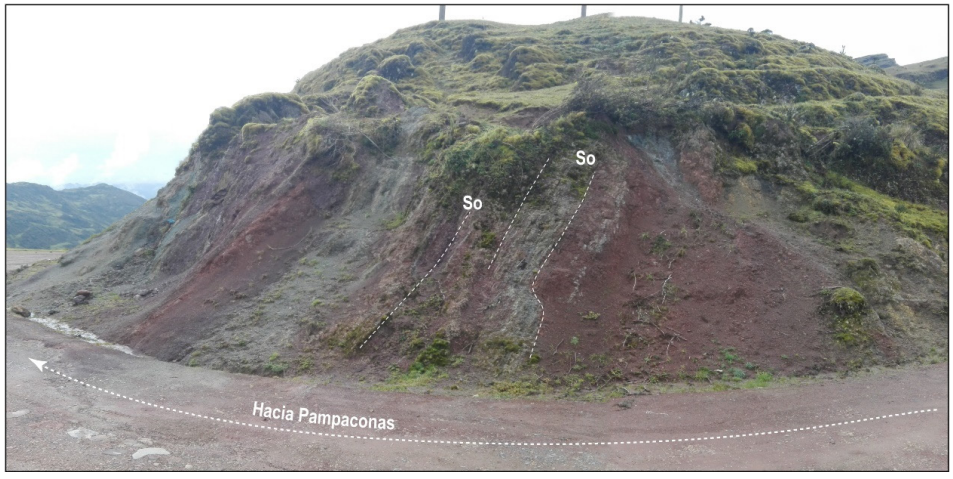


Figura 3.23 Formación Vilquechico en la carretera hacia Pampaconas (717294 E; 8550382 N).

Cenozoico

Formación Auzangate

Se trata de una unidad definida en los alrededores del nevado Auzangate (Audebaud, 1967). Se la correlaciona con las formaciones Quilque y Chilca (Carlotto & Cárdenas, 2003). Son estos últimos autores los que colectaron carofitas fósiles por primera en la región de Cusco, con las que asignaron a la unidad una edad Paleoceno superior – Eoceno inferior. Su posición estratigráfica, en ambos casos, es discordante, sobreyace a la Formación Vilquechico e infrayace a la Formación Muñani (o Grupo San Jerónimo).

Esta unidad estratigráfica se distribuye principalmente al sur del cuadrángulo de Urubamba (27r2 y 27r3); también, se pudo observar afloramientos en forma aislada entre las hojas 27p1 y 27q4, específicamente al SE del poblado de Lucma. En el cuadrángulo de Urubamba (27r2 y 27r3), la litología consta de una intercalación de limolitas y lodolitas de color rojizo en estratos delgados y laminados; mientras que en el cuadrángulo de Pacaypata, hoja 27p1, consiste principalmente de secuencias de limolitas rojas con niveles de areniscas de grano fino (figura 3.24).

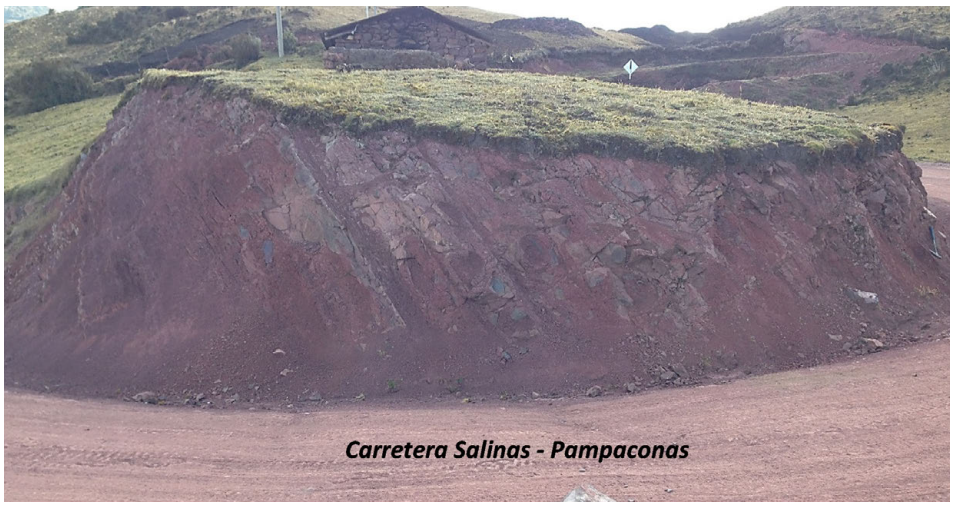


Figura 3.24 Afloramiento de limolitas rojizas intercaladas con areniscas blanquecinas y rojizas pertenecientes a la Formación Auzangate.

Formación Muñani (Newell, 1945)

En la región de Cusco se tiene una potente serie roja de origen continental conocido como Grupo San Jerónimo, el cual fue dividido en tres formaciones: Kayra, Soncco y Punacancha (Córdova, 1986). La Formación Kayra vendría a ser regionalmente la prolongación lateral de la Formación Muñani descrita en la región de Puno (Newell, 1945). En el presente trabajo denominaremos Formación Muñani a la secuencia inferior del Grupo San Jerónimo (Formación Kayra). En cuanto a las relaciones de contacto, esta unidad estratigráfica sobreyace en forma discordante a las formaciones Auzangate y Maras, e infrayace también en forma discordante a las formaciones Soncco, San Sebastián y al Grupo Tacaza.

Con relación a su distribución se observa principalmente al sur del cuadrángulo de Urubamba (hojas 27r2 y 27r3); por otro lado, también se registraron afloramientos aislados entre las hojas (27p1 y 27q4).

Las observaciones de campo permitieron diferenciar tres miembros: el miembro inferior (figura 3.25) está compuesto por niveles de areniscas cuarzosas de grano medio a fino de color rojiza y con presencia de laminaciones e intercaladas con delgados niveles de limolitas; mientras que el miembro medio consta de secuencias rítmicas de areniscas rojizas de grano medio a fino con niveles de limolitas y lodolitas de color rojizo (figura 3.26); finalmente, el miembro superior está compuesto por una intercalación de limolitas y lutitas rojizas con escasos niveles de areniscas rojizas de grano fino al tope (figura 3.27).

La composición litológica en el cuadrángulo de Pacaypata 27p1 y su proyección hacia el cuadrángulo de Machupicchu, hoja 27q4, corresponden a secuencias repetitivas de limolitas rojas masivas, areniscas de grano medio a grueso con laminación planar, y conglomerados masivos con clastos polimícticos de tamaños variables y clastos subredondeados a subangulosos.

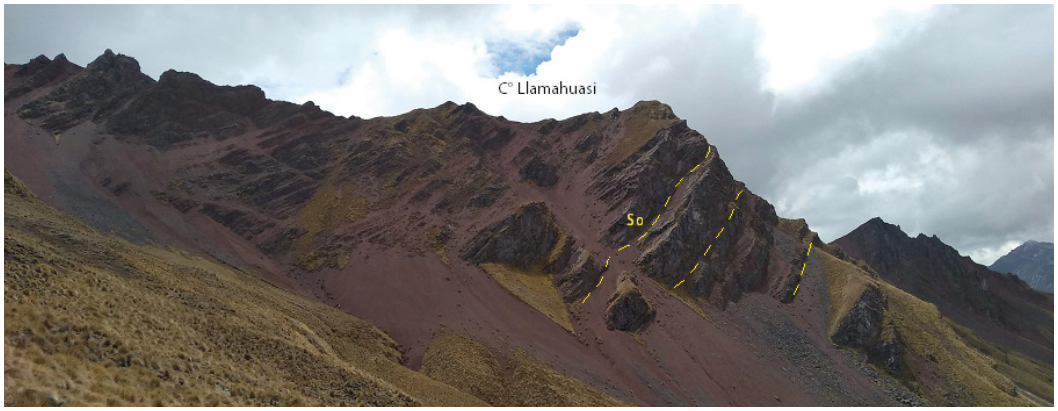


Figura 3.25 Afloramientos de areniscas rojizas bien estratificadas pertenecientes al miembro inferior de la Formación Muñani, en el cerro LLamahuasi (775707E; 8521051N).

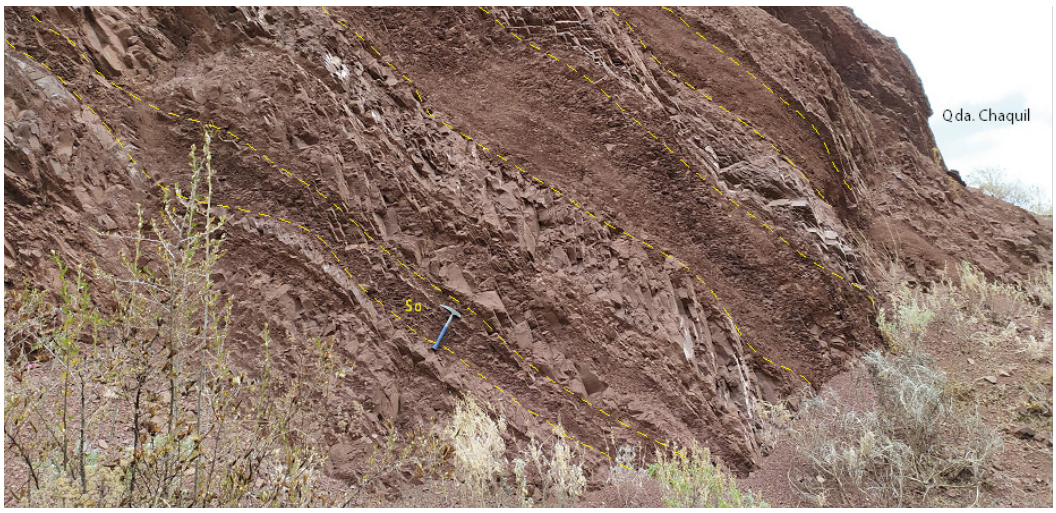


Figura 3.26 Secuencias rítmicas de areniscas bien estratificadas y limolitas finas rojizas, pertenecientes al miembro medio de la Formación Muñani, en las cercanías de la quebrada Chaquil (779924E; 8515565N).

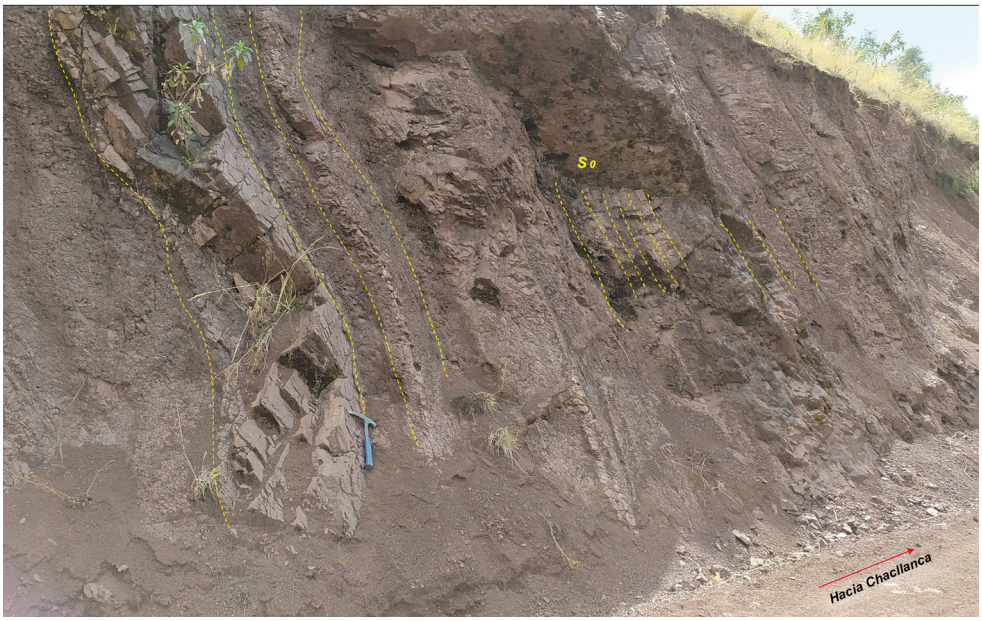


Figura 3.27 Predominancia de limolitas finas rojizas con eventuales niveles de areniscas de grano fino pertenecientes al miembro superior de la Formación Muñani, en la carretera hacia Chacllanca (783245E; 8513653N).

3.2 ROCAS INTRUSIVAS

En este subtítulo, abordaremos de manera muy general los diferentes cuerpos ígneos, dado que las suites magmáticas se presentarán en el capítulo V, en el cual se abordarán las características en mayor detalle. Las intrusiones de este segmento batolítico fueron descritas inicialmente por Marocco (1977), quien dividió el Batolito de Vilcabamba en dos grandes grupos: el primero denominado como el plutonismo eohercianino (representado por el domo de Ampares), mientras que el segundo plutonismo lo denomina como plutones permianos; dentro de este último grupo se tienen los denominados macizos de Quillabamba, Machupicchu, Urubamba, Pumasillo y Choquezafra, que son generalmente de gran tamaño y alargados en una dirección ONO-ESE. Posteriormente, durante los trabajos de la Carta Geológica Nacional a escala 1:100 000 son mencionados y descritos por Carlotto et al. (1996), Cárdenas et al. (1997) y Carlotto et al. (1999); estos trabajos mencionan a los macizos de Mesapelada, Urubamba, Panta, Pumasillo, Machupicchu y el macizo de Quillabamba (figura 3.28); litológicamente, según los autores antes mencionados, se reconocen granitos y menos frecuentes de sienitas, granodioritas y cuarzo monzodioritas.

Se pensaba que la edad de los granitoides era del Pérmico – Triásico; pero los trabajos posteriores a las actualizaciones de la CGN permitieron redefinir la edad de las intrusiones en base a dataciones radiométricas U-Pb (Mišković et al., 2009; Reitsma, 2012), además de nuevos estudios radiométricos que se desarrollaron en el marco de la presente investigación. Estos se expondrán en el capítulo de Suites del Batolito.

Seguidamente haremos breves descripciones de cada cuerpo ígneo reconocido con el fin de situar al lector en una perspectiva muy regional acerca de la distribución espacial, temporal y la evolución del estado del arte en materia de las rocas ígneas.

Plutón Chucuito – Taparayo

Se trata de un conjunto de afloramientos de dioritoides localizados dentro de los cuadrángulos de Pacaypata (27p) y Machupicchu (27q), nombrados bajo esta denominación por Sánchez y Zapata (2003). Aunque la denominación inicial fue Macizo de Panta (Cárdenas et al., 1997), autor que refiere también la existencia de otro macizo de diorita que llama Macizo de Taparacuyoc; ambos localizados en el cuadrángulo de Pacaypata (27p). Otros cuerpos dioríticos se reportan dentro del cuadrángulo de Machupicchu, donde son nombrados como Stock de Cayara (Carlotto et al. 1999), tratándose de la prolongación de las dioritas de Panta.

Estos cuerpos intrusivos se tratan principalmente de dioritas mesócratas de textura equigranular de grano fino a medio (figura 3.30). La descripción macroscópica muestra principalmente cristales de plagioclasa (45 %), cuarzo (10 %), feldespato potásico (5 %) y máficos (40 %).

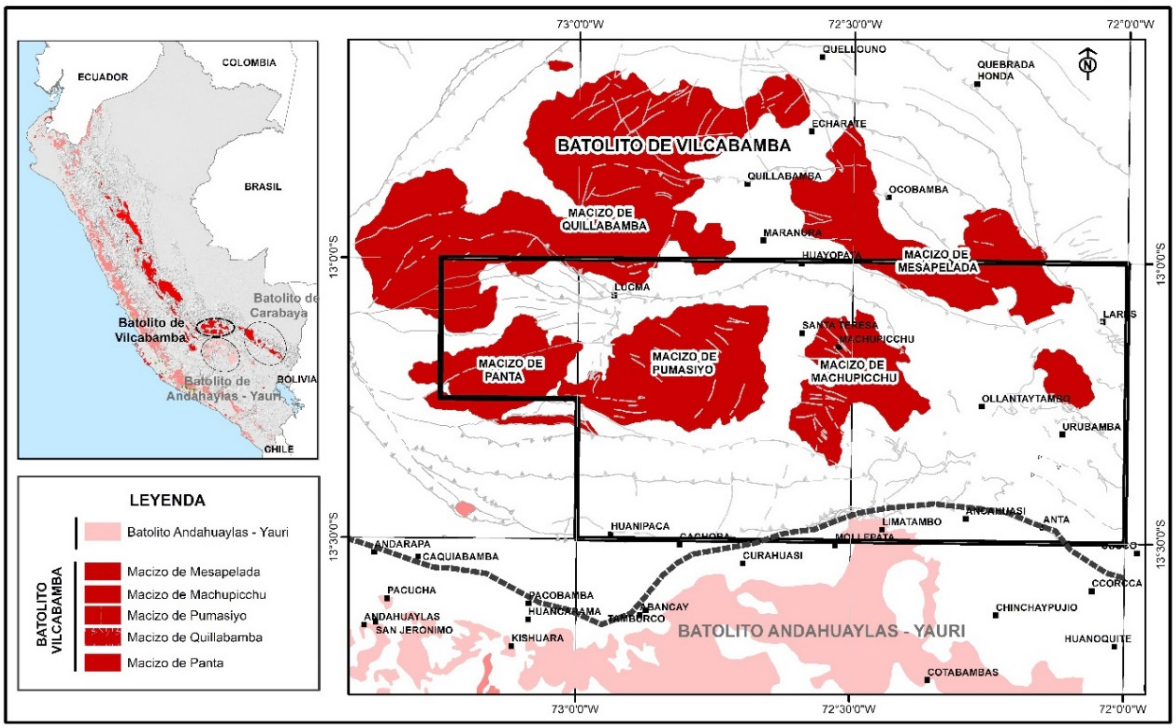


Figura 3.28 Batolito de Vilcabamba y los diferentes macizos que la conforman, tomado de Marocco (1977) y modificado.

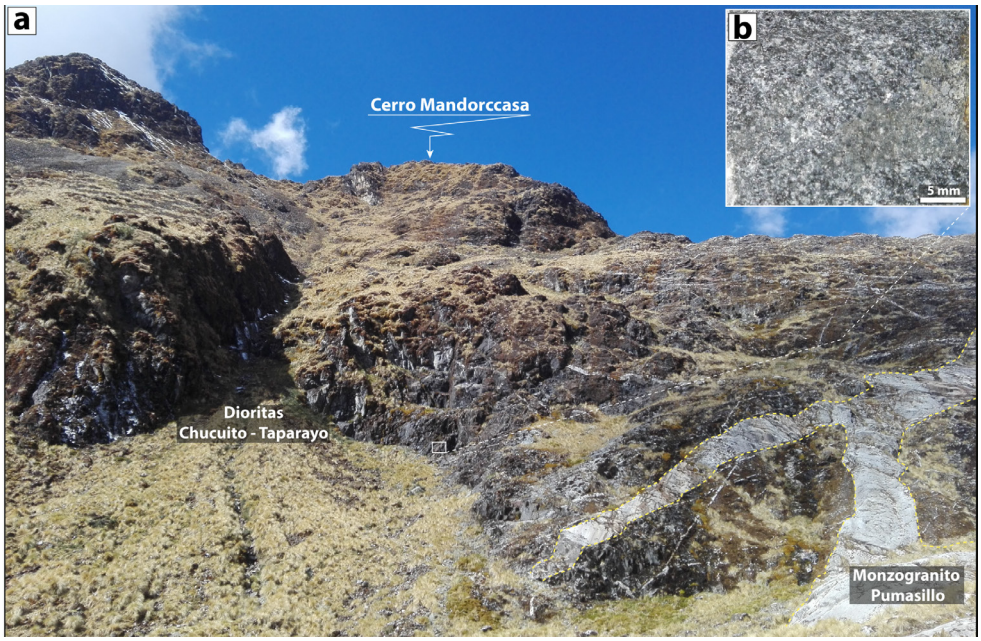


Figura 3.29 Dioritas Chucuito – Taparayo: a) afloramiento de diorita cortadas por diques y venillas de aplita; b) detalle de diorita gris oscura de grano medio con venillas de cuarzo. Ubicación: Quebrada Cayco (727850 E; 8539040 N).

Plutón Machupicchu

Se trata de un cuerpo intrusivo comprendido entre los cuadrángulos de Urubamba (hojas 27r3 y 27r4) y Machupicchu (hojas 27q1 y 27q2), y que muestra una geometría triangular. Marocco (1978) lo nombró macizo de Machupicchu; posteriormente, Carlotto et al. (1996-1999), lo consideran inicialmente como Batolito Machupicchu, y luego lo renombran como el macizo de Machupicchu. Está compuesto litológicamente por sienogranitos, monzogranitos, granodioritas, cuarzomonzodioritas y cuarzomonzonitas, y menos frecuente por cuarzosienitas y granitos alcalinos. Litológicamente, se reconocieron dentro del cuerpo intrusivo hasta seis litologías (figura 3.30), siendo la más antigua una granodiorita con anfíbol que aflora en el extremo occidental de la intrusión.

La segunda variedad está dada por la variación granodiorita - monzogranito; ambas de grano fino a medio, con ausencia de anfíbol y en sectores inequigranulares. La tercera y cuarta litología se representan por monzogranitos y sienogranitos leucócratas de grano grueso y las variedades finales son granito rosado y granito con moscovita.

La edad de la intrusión fue tradicionalmente atribuida al Pérmico – Triásico (Carlotto et al., 1996; 1999) en base a una datación Rb/Sr publicada por Egeler y De Booy (1961), y probablemente también por la idea general de que el magmatismo de la Cordillera Oriental era de esa edad. Trabajos posteriores como los de Miskovic et al. (2011), Reitsma (2012) y este mismo ponen en evidencia edades ordovícicas y carboníferas dentro del plutón, por lo que se trataría de un plutón compuesto de intrusión múltiple.

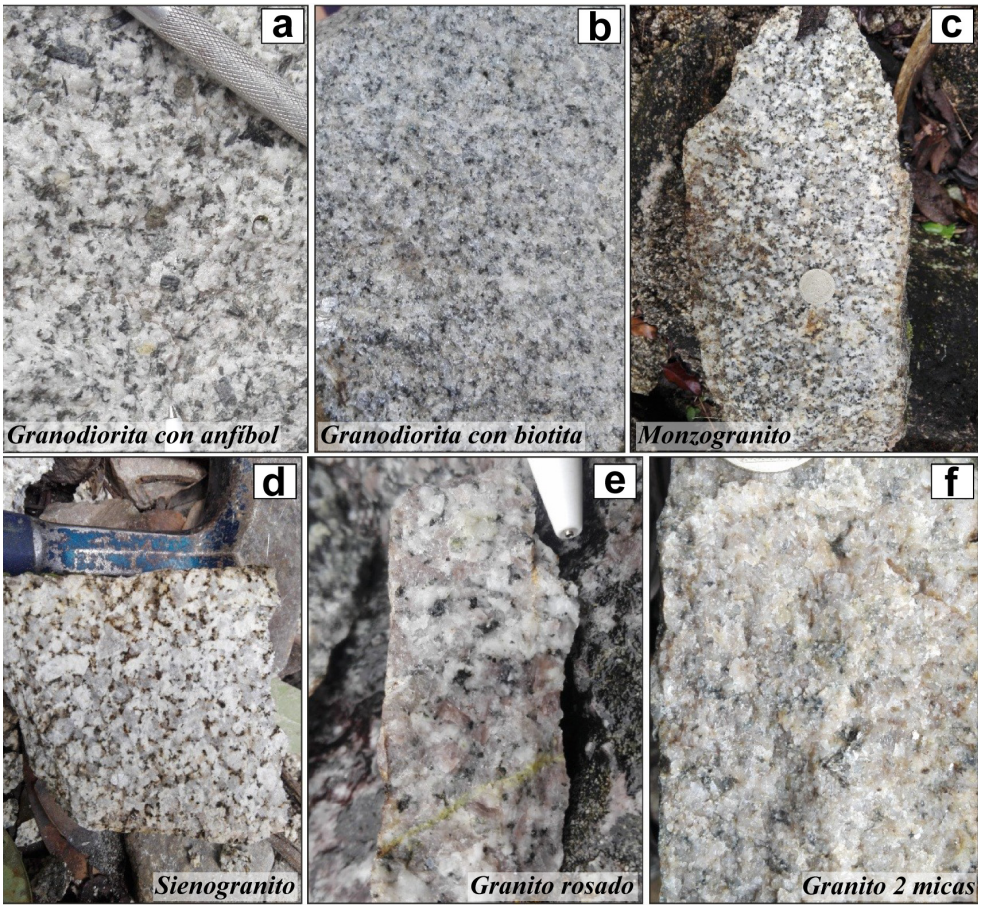


Figura 3.30 Comparación de las variedades litológicas identificadas dentro del Plutón de Machupicchu: a) granodiorita con anfíbol; b) granodiorita - monzogranito; c) monzogranito; d) dienogranito; e) sienogranito rosado; f) granito con moscovita.

Plutón Choquetacarpo

Esta es una denominación dada por Sánchez y Zapata (2003); su denominación original es macizo de Pumasillo (Marocco et al., 1973; Carlotto et al., 1999), aunque como el lector verá más adelante la denominación no se ajusta específicamente a las variedades litológicas existentes dentro de este cuerpo intrusivo. En este trabajo, los cuerpos intrusivos considerados dentro del Plutón Choquetacarpo afloran ampliamente en los cuadrángulos de Machupicchu (27q4) y muy restringidamente en Pacaypata (27p1); visto en planta se trata de cuerpos de forma semicircular en su flanco occidental, mientras que en su lado oriental la geometría es irregular. La dirección preferente de la intrusión es E-O.

A nivel litológico se pudieron reconocer tres variedades litológicas (figura 3.31), las cuales comprenden granodiorita - monzogranito (equigranulares de grano medio), monzogranitos y sienogranitos (inequigranulares de grano grueso).

Respecto de la edad, se lo considera Pérmico - Triásico por la segunda razón expuesta para el Plutón Machupicchu; aunque su geocronología revela edades del Ordovícico, Pérmico superior y Oligoceno, por lo que la historia de este cuerpo ígneo es compleja y difícil de discernir.

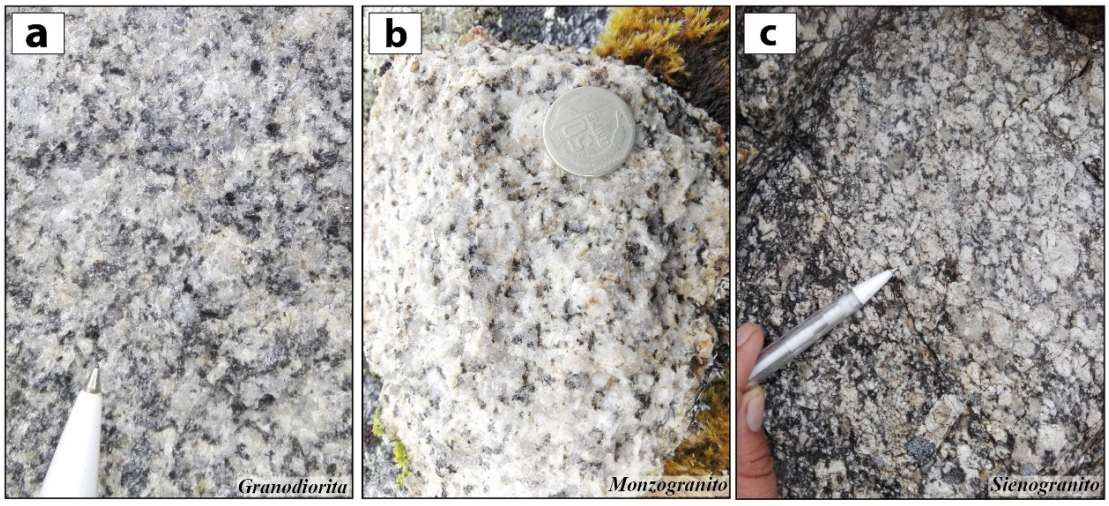


Figura 3.31 Comparación de las variedades litológicas del Plutón Choquetacarpo: a) granodiorita - monzogranito; b) monzogranito; c) sienogranito.

Plutón Chicón - Capacsaya

En el trabajo de Marocco (1978), este plutón es considerado como parte del macizo de Mesapelada, quien lo describe como cuerpos constituidos litológicamente por granitos a granodioritas de edad Pérmico superior; el autor menciona también que estos cuerpos intruyen al Paleozoico superior. Posteriormente, durante los trabajos de la Carta Geológica Nacional a escala 1:100 000 titulada “Geología de los cuadrángulos de Calca (27s) y Urubamba (27r)” (Carlotto et al.,1996) se describe este plutón como el macizo de Urubamba; se considera también que corresponde a la prolongación del macizo de Mesapelada. De acuerdo con la descripción de estos autores litológicamente corresponden a granitos y cuarzosienitas cortadas por diques de aplitas y cuarzodioritas. En nuestra observación se reconoció monzogranito, sienogranito y cuarzosienita (figura 3.32).

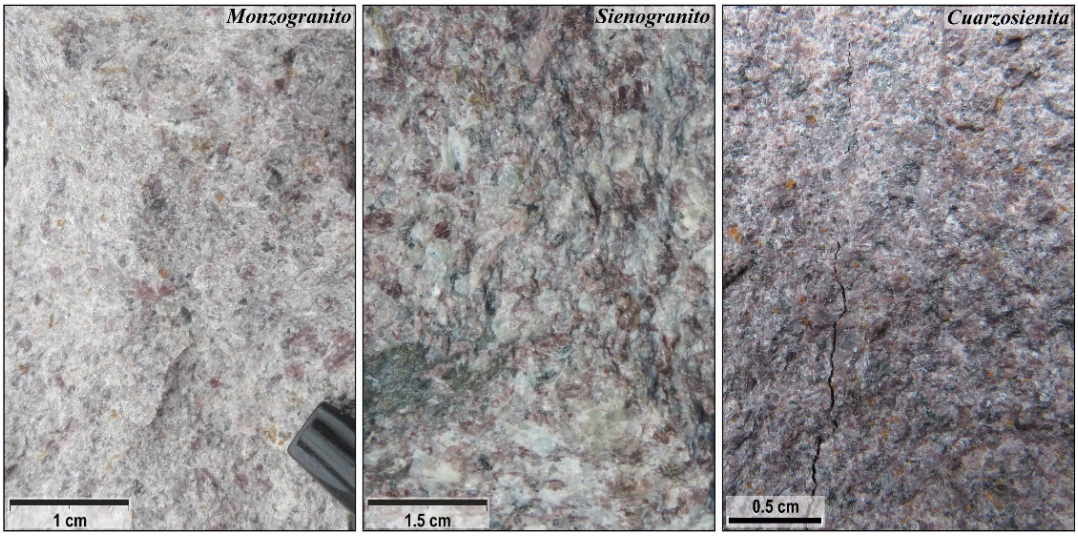


Figura 3.32 Variedades litológicas reconocidas dentro del Plutón Chicón Capacsaya.

Al ser considerado como la extensión del macizo de Mesapelada, se le asignó erróneamente una edad pérmica, la cual fue desechada luego de someter algunas muestras a datación radiométricas U-Pb, análisis que determinó que se trata de una intrusión de edad del Carbonífero superior en el caso de los granitoides, mientras que las sienitas son de edad del Pérmico inferior.

Plutón de Quilloc – Mesapelada

Macizo de Mesapelada fue la denominación inicial (Marocco, 1977); posteriormente, Carlotto et al. (1996) en los trabajos de la Carta Geológica Nacional a escala 1:100 000 adoptó la misma denominación y localmente (en el cuadrángulo de Urubamba) denominó macizo de Quelcanca; este último autor diferencia las variedades litológicas de granitos y granodioritas.

Estos cuerpos intrusivos se ubican principalmente al extremo norte del cuadrángulo de Urubamba (hojas de 27r1 y 27r4) y se proyectan hacia los cuadrángulos de Quebrada Honda (26r) y Quillabamba (26q). La geometría del cuerpo intrusivo (visto en planta) es irregular; en el área de trabajo presenta una dirección NO-SE, pero hacia las hojas aledañas parece cambiar a una dirección E-O. Generalmente, estos cuerpos intruyen o cortan el Complejo Iscaybamba, grupos Ollantaytambo y San José, así como también a la Formación Sandia.

Los trabajos de campo permitieron establecer tres variedades litológicas (figura 3.33) dentro de este plutón; estas litologías son diorita – monzodiorita, monzogranito y sienogranito. La primera se reconoció dentro de los sienogranitos, lo que podría sugerir que se trata de enclaves o xenolitos, mientras que entre las variedades graníticas parece existir una diferencia de edad considerable; esto en base al análisis de su composición mineralógica, textura y sus relaciones de campo.

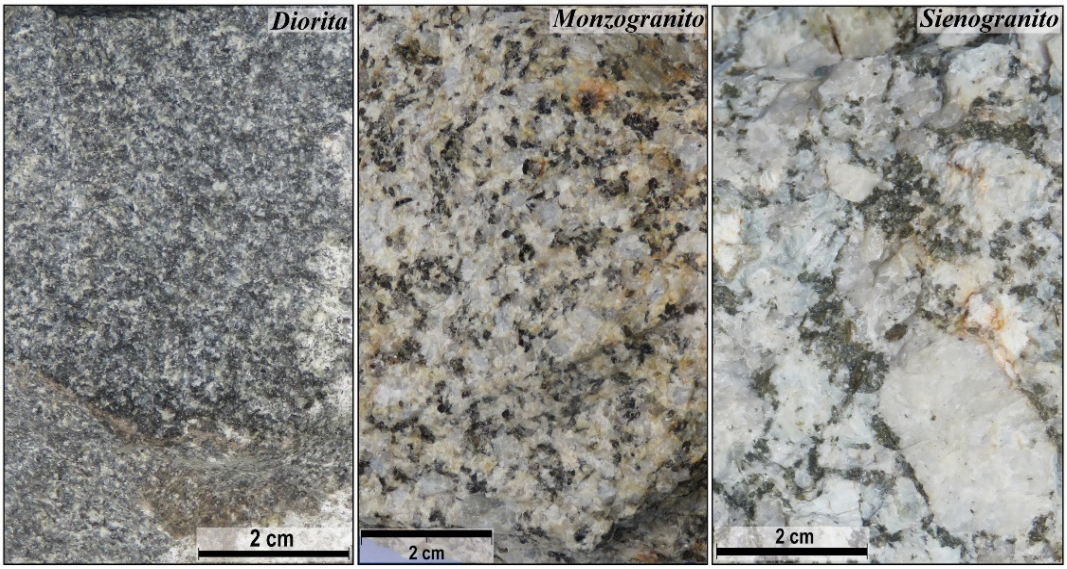


Figura 3.33 Variedades litológicas reconocidas dentro del Plutón Quilloc – Mesapelada.

La edad de este cuerpo es amplia (286 Ma – 268 Ma), lo que el lector podrá entender mucho mejor cuando revise el capítulo V de este boletín.

Plutón de Cirialo – Concevidayoc

Cárdenas et al. (1997), en los cuadrángulos de Chuanquiri (27p) y Pacaypata (26p), lo denominan el macizo Concevidayoc – Alto Kiteni; por otro lado, Carlotto et al. (1999), en los cuadrángulos de Calca (26r) y Urubamba (27r), nombran las intrusiones como el macizo de Quillabamba. Gran parte de este plutón abarca los cuadrángulos de Chuanquiri (26p) y Quillabamba (26q), extendiéndose hacia los extremos noroeste de las hojas 27p1, 27q1 y 27q4. En estos cuadrángulos se observan principalmente en el cerro Sasarayoc y el nevado Cirialo en forma alargada de dirección E-O. Estos cuerpos intruyen a las dioritas Chucuito y a las rocas de los grupos Ollantaytambo y Ambo.

Dentro del área de investigación únicamente se identificó monzogranitos (figura 3.34); pero dentro del cuadrángulo de Quillabamba, Ramos et al. (2021) refirieron la presencia de sienogranitos, aunque estos no se separan de los granitos menos diferenciados.

Sobre la edad de la intrusión, esta se puede considerar pérmica, pero la época no puede precisarse debido al amplio rango de edad de las dataciones publicadas, entre ~257 Ma - ~279 Ma (Reitsma, 2012; Lancelot, 1980), lo cual podría ser consecuencia de la presencia de dos o más periodos de intrusión.

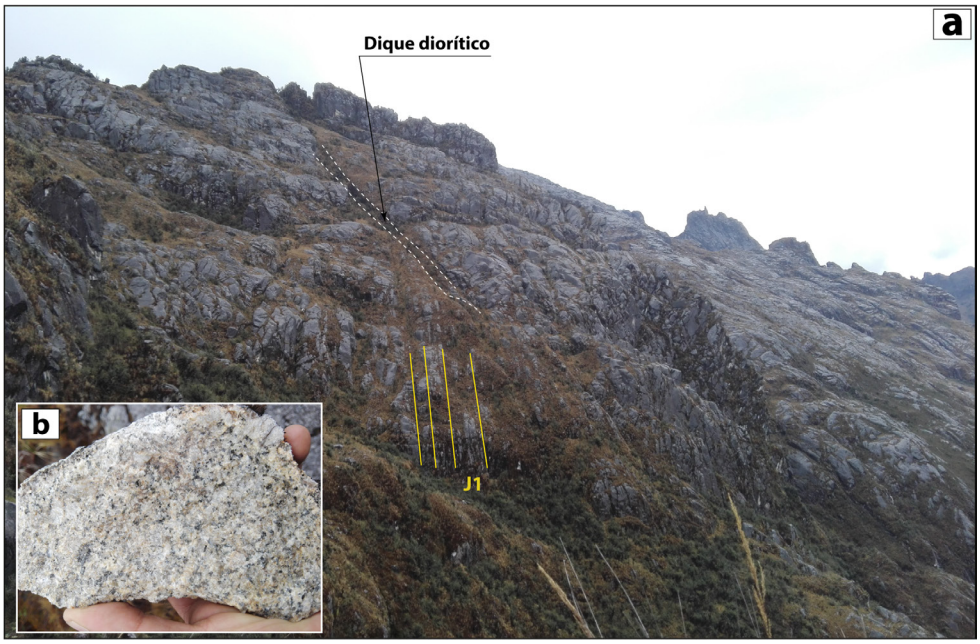


Figura 3.34 Plutón Cirialo – variedad litológica monzogranito: a) afloramiento de monzogranito moderadamente fracturado (fractura J1), cortado por dique diorítico; b) vista de detalle de monzogranito con cristales desarrollados de feldespato potásico. Ubicación: Inkatambo (722653 E, 8560328N).

Plutón de Choquezafra - Huashuacocha

Considerado por Marocco (1977) dentro del macizo de Panta, más tarde Cárdenas et al. (1997) lo denominan macizo de Choquezafra – Huashuacocha, y refiere una composición principalmente de sienogranitos y en menor proporción monzogranitos. En el área de trabajo, estos cuerpos afloran únicamente dentro del cuadrángulo de Pacaypata (27p), presentando una forma elongada en dirección E-O. De acuerdo con los trabajos de campo, estos cuerpos intruyen a los grupos Ollantaytambo, San José y Ambo, así como también a la Formación Verónica y al Plutón Choquetacarpo.

A nivel litológico se reconocieron únicamente monzogranitos, pero que corresponden a dos familias diferentes (figura 3.35). El primer clan aflora en la zona N del cuerpo y se caracteriza por presencia de feldespatos grises a gris morados, en ocasiones rosados y con textura inequigranular gruesa; mientras que el segundo comprende monzogranitos más equigranulares con altas proporciones de biotita y feldespatos potásicos blanquecinos.

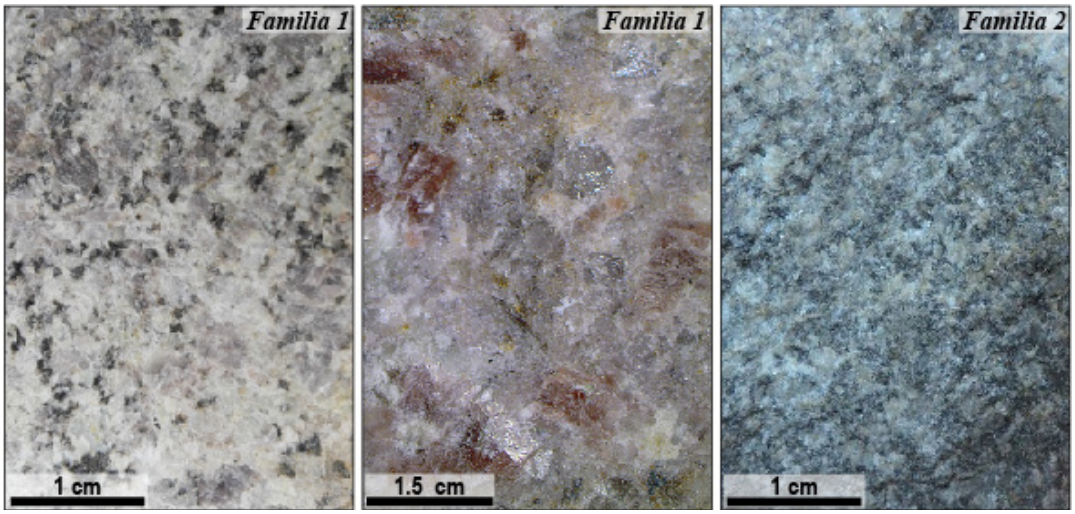


Figura 3.35 Diferentes variaciones de monzogranitos reconocidos dentro del Plutón Choquezafra.

CAPÍTULO IV
CONTEXTO ESTRUCTURAL Y TECTÓNICO

En este capítulo se hace una breve descripción de las principales estructuras (fallas y pliegues) a partir del plano geológico, estructuras que se reconocieron durante la etapa de campo. Primero, describiremos e interpretaremos las principales estructuras regionales corticales, las cuales controlaron o condicionaron la geología estructural del área de trabajo, así como el emplazamiento de cuerpos ígneos; posteriormente, se realizará la descripción e interpretación de estructuras locales, y la relación de estas con las fallas regionales, así como su influencia en general con la Deflexión de Abancay.

Fallas regionales

Falla Patacancha-Tamburco (FPT). Esta estructura tiene una dirección NE-SO y se ubica al borde oeste de la Deflexión de Abancay, donde divide a dos estilos estructurales muy diferentes. Es así como, en el extremo noreste, la falla tiene una dirección principal de NO-SE; mientras que, hacia el suroeste de esta falla, las principales estructuras tienen una dirección aproximadamente E-O (figura 4.1). Localmente, divide a los dominios en central y sureste. Carlotto et al. (2006a) interpretaron estas estructuras como un sistema de fallas transformantes en corteza continental desarrollado durante el Triásico-Jurásico, en el proceso de *rift* del Grupo Mitu, el cual se instaló en el borde occidental de Gondwana, al límite con el terreno de Arequipa.

Falla Puyentimari (FP). Esta estructura tiene una dirección NE-SO, constituye el borde oeste del núcleo de la Deflexión de Abancay (figura 4.1), donde aparentemente muestra un desplazamiento relativo de la Cordillera Oriental. Tiene un comportamiento inverso con vergencia al NO, saca pequeños núcleos de rocas precámbricas y también hace repetir el Ordovícico (Cárdenas et al., 1997). Es una falla antigua, que ha funcionado al menos desde el Paleozoico superior, pues los medios sedimentarios del Grupo Ambo (a ambos lados de la falla) cambian sustancialmente de continental a marino (Cárdenas et al., 1997). La prolongación de esta falla en la Cordillera Occidental corresponde al límite sur de afloramiento de los grupos Pucará y Mitu (Carlotto et al., 2006).

Sistema de Fallas Andahuaylas-Abancay-Totos (FAAT). Estas estructuras tienen una dirección de E-O, separan la Cordillera Oriental al norte de la Cordillera Occidental al sur (Carlotto et al. 2006). De acuerdo con las observaciones de campo, este sistema de fallas se presenta como el límite sur de los depósitos Mitu y seguramente del *rift* Permo -Triásico. Por otro lado, de acuerdo con las observaciones regionales al sur de este sistema afloran las areniscas, lutitas y niveles de calizas del Grupo Yura así como las calizas Ferrobamba, por lo que se interpretan como el borde norte de la cuenca Yura (Carlotto et al. 2006). Este sistema funcionó como fallas normales y de rumbo durante el Jurásico-Cretácico; sin embargo, desde la inversión tectónica, ocurrida desde el Cretácico superior, controló la sedimentación y la evolución de la cuenca sinorogénica Eoceno-Oligoceno de Capas Rojas del Grupo San Jerónimo.

Falla Satipo-Pangoa-Shora (FSPS). Esta estructura se ubica al noroeste de la Deflexión de Abancay (figura 4.1); tiene una dirección NO-SE con una vergencia al E, donde pone en contacto las rocas del Grupo Mitu sobre rocas de edades mesozoica y cenozoica. Acosta et al. (2008) diferencian dos dominios tectonoestratigráficos delimitados por las fallas inversas Satipo – Pango – Shora, mencionando que los dominios tienen características sedimentarias y estratigráficas diferentes; por otro lado, también indican que estas fallas corresponden a estructuras de graben y horst de edad Permo - Jurásica o más antiguas.

De acuerdo con lo descrito anteriormente, podemos señalar que las fallas Patacancha – Tamburco y Puyentimari, de direcciones principalmente NE-SO, son estructuras muy antiguas, probablemente con actividad desde el Paleozoico. En tanto que el Sistema de Fallas Andahuaylas – Abancay – Totos y la Falla Satipo – Pangoa – Shora se habrían originado durante *rift* Permo - Triásico. En conclusión, todas las estructuras antes mencionadas controlaron la sedimentación, el emplazamiento de rocas ígneas y principalmente la evolución tectónica de la Deflexión de Abancay (figura 4.1).

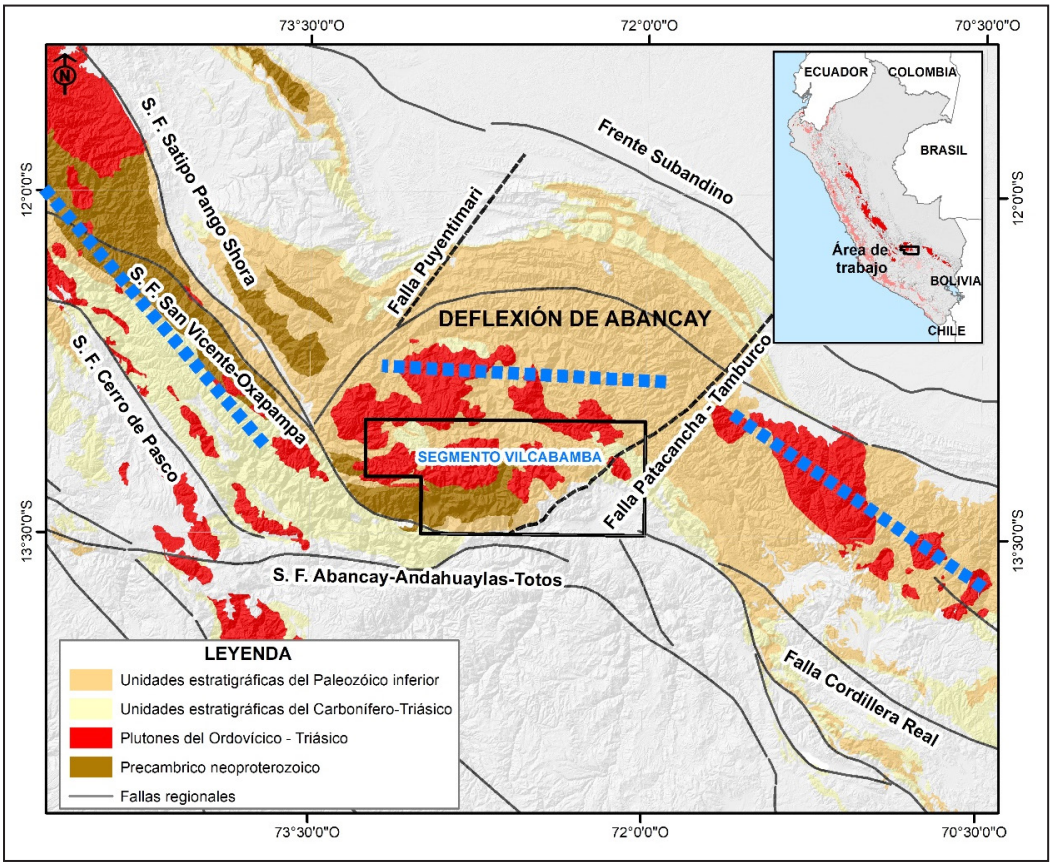


Figura 4.1 Esquema estructural regional de la Deflexión de Abancay, mostrando también la ubicación del área de trabajo.

Geología estructural local

En el presente acápite describiremos e interpretaremos las principales estructuras locales identificadas durante el desarrollo del presente trabajo (figura 4.2) y la relación de estas con las fallas regionales. Para un mejor entendimiento del control estructural del área de trabajo, se dividió en dos dominios estructurales los cuales son denominados: Dominio central y Dominio sureste.

Dominio central

En este dominio se identificaron estructuras principalmente de dirección E-O, con vergencias tanto al norte como al sur, todas estas actualmente del tipo inverso. Las estructuras identificadas con estas características son el Sistema de Fallas Lucma – Chaullay, la fallas Torora, Pacaypata y Soroypampa (figuras 4.2 y 4.4), También, se encuentran fallas transcurrentes de dirección NNE-SSO. En cuanto a los pliegues en este dominio se observan de direcciones E-O y N-S.

Sistema de Fallas Lucma – Chaullay – Patacancha (LCP)

Definición y geometría. En los cuadrángulos de Machupicchu (27q) y Urubamba (27r), Carlotto et al. (1996 y 1999), las nombran como fallas Lucma – Chaullay y Salcayoc; mientras que la proyección de estas hacia el cuadrángulo de Pacaypata (27p), Cárdenas et al. (1997) las denominan como Falla Chancaveni. Para el presente trabajo, la denominaremos como el Sistema de Fallas Lucma – Chaulla – Patacancha (SFLCP). Este sistema de fallas se ubica al norte del área de trabajo, donde atraviesa los cuadrángulos de Urubamba (27r), Machupicchu (27q) y Pacaypata (27p1), con una dirección E-O y buzamiento mayor a 45º hacia el suroeste.

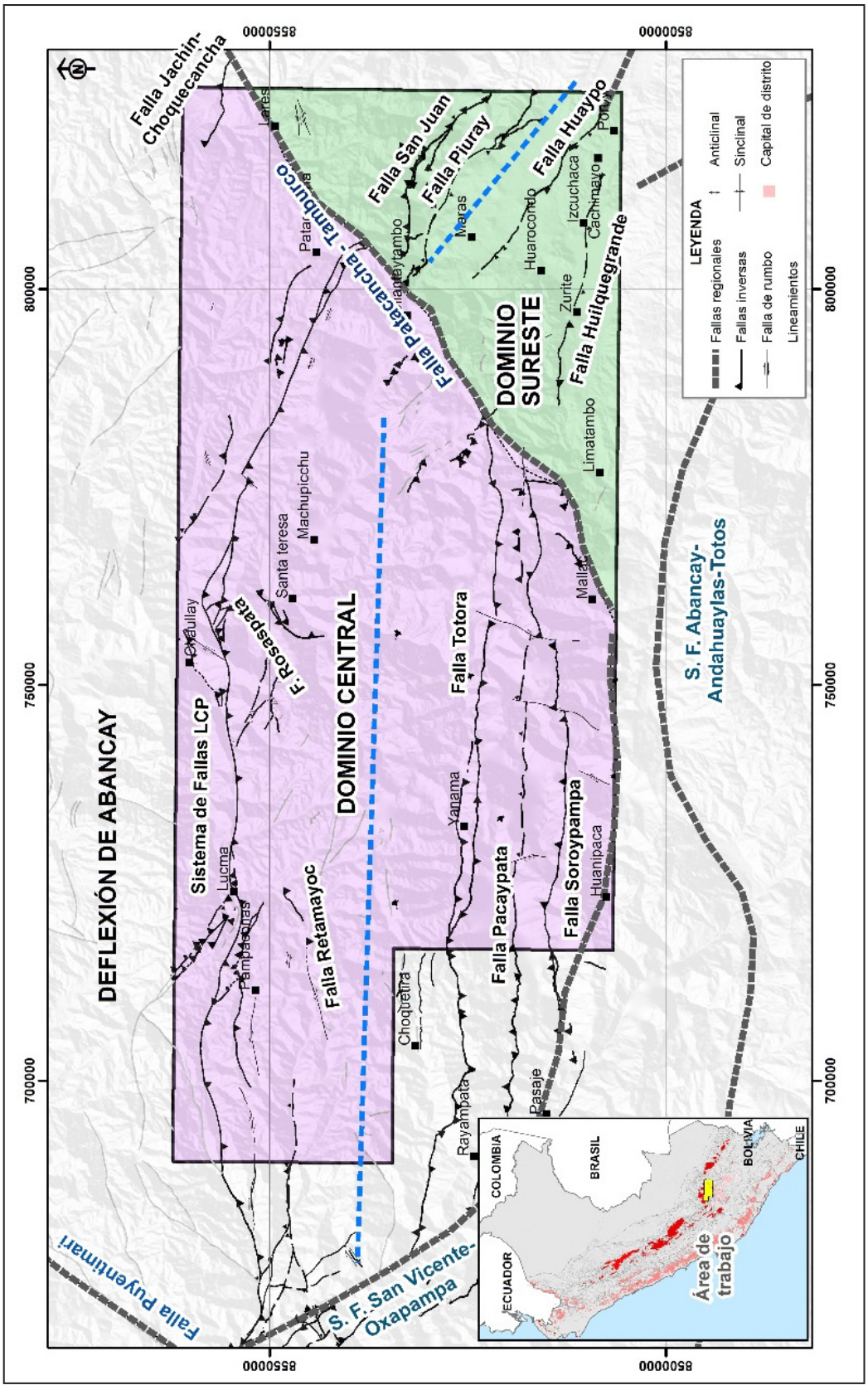


Figura 4.2 Mapa estructural del área de trabajo

Actualmente, es del tipo inverso y tiene una extensión aproximada de 125 km. Hacia el sureste, este sistema de fallas está limitado por la Falla Patacancha – Tamburco, mientras que su proyección hacia el oeste es interceptada por el Sistema de Fallas Satipo – Pangoa – Shora. Probablemente, este sistema de fallas corresponde a un solo origen o una falla principal en profundidad.

En el cuadrángulo de Urubamba (27r), el Sistema de Fallas Lucma – Chaullay – Patacancha pone en contacto las pizarras del Grupo San José con la Formación Málaga, donde también hace repetir al Grupo San José; mientras que su proyección hacia el cuadrángulo de Urubamba, pone en contacto al Grupo Ollantaytambo sobre la Formación Sandia y al Grupo San José sobre el Grupo Mitu, haciendo repetir también a la Formación Málaga. Asimismo, en el cuadrángulo de Pacaypata hacen repetir al Grupo Ambo, como también pone en contacto al Grupo Ollantaytambo con el Plutón Cirialo – Concevidayoc.

Comportamiento tectónico. Este sistema de fallas al parecer habría tenido su origen durante el Paleozoico inferior y el Mioceno, identificando de esta manera hasta dos ciclos tectónicos. Cabe resaltar que ha podido tener más eventos; sin embargo, las evidencias solo han podido ser erosionadas durante el Cenozoico. Durante el Pérmico inferior, estas estructuras han controlado la sedimentación, dado que hacia el norte de este sistema estructural no se evidenció la depositación del Ordovícico, solo observándose hacia el sur de estas fallas. Por otro lado, también se ha podido observar que este sistema de fallas limita a los plutones de Chucuito – Taparayo, Choquetacarpo y Machupicchu edad Ordovícico – Carbonífero de los plutones Quilloc – Mesapelada, Cirialo – Concevidayoc, Choquezafra y Pumasillo de edad Pérmico Triásico. Mientras que, durante el Mioceno, las fallas sufren una reactivación experimentan movimientos inversos; actividad que, al suroeste del poblado de Vilcabamba, provocó que los grupos Ambo (carbonífero) y Mitu (Triásico – Jurásico) cabalgarán sobre el Grupo San Jerónimo del Eoceno.

Falla Retamayoc

Definición y geometría. Estructura definida en el presente trabajo, se ubica al este del área de trabajo (hojas 27q4 y 27r1), donde tiene una dirección de NE-SO y buzamiento mayor a 52º es del tipo inversa con vergencia al noroeste; tiene una extensión aproximada de 19 km. Hacia el noreste, esta estructura es cubierta por los depósitos cuaternarios, donde no se observa su proyección, mientras que hacia el suroeste la falla se va amortiguando y se manifiesta en forma de lineamiento estructural. Esta estructura hace cabalgar al Grupo Ollantaytambo del Cámbrico – Ordovícico sobre los grupos Ambo (Carbonífero) y Copacabana (Pérmico).

Comportamiento tectónico. Esta falla aparentemente no es muy antigua, ya que se habría originado durante la inversión tectónica que dio origen a los Andes peruanos, específicamente durante el Cretácico superior; también, se ha podido observar que hacia el suroeste de la falla esta estructura tiene un componente de rumbo del tipo sinestral. Esta se habría originado durante el Mioceno.

Falla Rosaspata

Definición y geometría. Es definido en el presente trabajo y se ubica al noroeste de poblado de Machupicchu (hoja 27q1), donde tiene una dirección de NNE-NSO y buzamiento mayor a 50º; es del tipo inversa con vergencia al oeste, tiene una extensión aproximada de 11 km. Hacia el noreste, esta estructura es interceptada por el Plutón Machupicchu, mientras que hacia el extremo suroeste de la falla es cubierto por depósitos cuaternarios. Esta estructura hace cabalgar al Grupo Ollantaytambo sobre la Formación Málaga, como también hace repetir las secuencias del Grupo Ollantaytambo.

Comportamiento tectónico. Esta falla aparentemente es reciente, ya que se habría originado durante la inversión tectónica, específicamente durante el Cretáceo superior. Cabe resaltar que ha podido tener más eventos; sin embargo, las evidencias han podido ser erosionadas durante el Terciario.

Falla Totora

Definición y geometría. En el cuadrángulo de Pacaypata (27p), Cárdenas et al. (1997) la denominaron las fallas Acobamba y Accoro. Posteriormente, la proyección de estas fallas hacia el cuadrángulo de Machupicchu (27q) fue nombrada Falla Collpapampa (Carlotto et al., 1999). Por otro lado, estudios recientes de Arcos et al. (2019), en los cuadrángulos antes mencionados, la denominan Falla Totora. En consecuencia, para el presente trabajo, mantendremos el nombre propuesto por Arcos et al. (2019) y de esta manera evitaremos la proliferación de más nombres. La Falla Torora se ubica al suroeste del área de trabajo, donde atraviesa los cuadrángulos de Urubamba, Machupicchu y Pacaypata; presenta una dirección de E-O y buzamiento mayor a 50º; es del tipo inversa con vergencia al norte al igual que las estructuras antes descritas; tiene una extensión aproximada en el área de trabajo de 67 km. El límite hacia el oeste de la falla está controlado por la Falla Patacancha – Tambuerco, del mismo modo hacia el este se proyecta hacia

la hoja 27p3 (cuadrángulo de Pacaypata); está ubicada fuera del área de estudio para luego ser interceptada por el Sistema de Fallas Satipo – Pangoa – Shora. En el cuadrángulo de Machupicchu, esta falla hace repetir al Complejo Iscaybamba, mientras que en el cuadrángulo de Pacaypata hace cabalgar al Complejo Iscaybamba sobre el Grupo Ollantaytambo y el Grupo San José (figuras 4.4 y 4.5).

Comportamiento tectónico. Al igual que el Sistema de Fallas Lucma – Chaullay – Patacancha, esta falla es antigua y se habría originado durante el Paleozoico inferior, en forma de horst, debido a que habría controlado la sedimentación del Paleozoico superior; es así como las facies de las formaciones ubicadas al norte de esta falla son muy diferentes de las facies que se observan al sur de la falla. Eventos posteriores durante la inversión tectónica hacen que esta falla se observe actualmente como inversa.

Falla Pacaypata

Definición y geometría. Cárdenas et al. (1997), en el cuadrángulo de Pacaypata (27p), la denominan como Falla San Fernando; mientras que Carlotto et al. (1999), en el cuadrángulo de Machupicchu (27q), la nombran como Falla Marampata – Amparay; posteriormente, Arcos et al. (2019), en los cuadrángulos antes mencionados, la denominan como Falla Pacaypata. Para no seguir con la proliferación de nombres, en el presente trabajo, seguiremos llamándola como Falla Pacaypata. Se ubica al suroeste del área de trabajo (hojas 27q2, 27q3 y 27p2), donde tiene una dirección aproximada de E-O y buzamiento mayor a 50º; es del tipo inversa con vergencia al sur; tiene una extensión aproximada en el área de trabajo de 40 km. Hacia el oeste, esta falla aparentemente se une con la Falla Soroypampa para luego ser interceptada por la Falla Patacancha –Tamburco, mientras que hacia el este se proyecta hacia la hoja 27p3 (cuadrángulo de Pacaypata) fuera del área de estudio para luego ser interceptada también por el Sistema de Fallas Satipo – Pangoa – Shora al igual que la Falla Soroypampa. Esta falla de acuerdo con lo descrito por Arcos et al. (2019) y Cárdenas et al. (1997) hace repetir al Complejo Iscaybamba (figuras 4.4 y 4.5).

Comportamiento tectónico. Al igual que la Falla Soroypampa, esta falla es antigua y se habría originado durante el Paleozoico inferior; luego, durante el Permo - Triásico, continua su movimiento y formaría parte del sistema *rift* de los grupos Mitu y Pucará. Posteriormente, durante la inversión tectónica, estas fallas son reactivas y tienen un comportamiento inverso.

Falla Soroypampa

Definición y geometría. Esta estructura fue definida por Arcos et al. (2019). Se ubica al sur del área de trabajo (hojas 27q2 y 27q3), donde tiene una dirección de E-O y buzamiento mayor a 45º; es del tipo inversa con vergencia al sur; tiene una extensión aproximada de 75 km desde el poblado de Ccayasuque hasta el poblado de Quelhuacocha. Hacia el este, esta estructura es controlada o interceptada por la Falla Patacancha – Tamburco, mientras que hacia el oeste de la falla es interceptada por el Sistema de Fallas Satipo – Pangoa – Shora. Esta estructura hace cabalgar al Complejo Iscaybamba sobre la Grupo Ollantaytambo. También, se ha podido observar que existen fallas de dirección NNO-SSE transcurrentes del tipo sinestral; estas son correspondientes a eventos posteriores (figuras 4.4 y 4.5).

Comportamiento tectónico. Esta falla al igual que la Falla Satipo – Pangoa – Shora es antigua y aparentemente se habría originado durante el Paleozoico inferior; posteriormente, durante el Permo – Triásico continúa su movimiento y formaría parte del sistema *rift* del Grupo Mitu y Pucará, donde formaron parte grabens y horsts; es así como hacia los lados laterales de la Falla Soroypampa se tienen facies muy diferentes. Hacia el sur de la falla, el Grupo Mitu corresponde tanto a facies sedimentarias como a volcánicas, mientras que hacia el norte de la falla se observa principalmente facies sedimentarias. Finalmente, durante la inversión tectónica estas fallas fueron reactivadas.

Falla Jachin – Choquecancha

Definición y geometría. Esta falla se pone en evidencia durante el presente trabajo. Se encuentra al extremo noreste de la zona de estudio (hoja 27r1), donde tiene dirección promedio N 115º y buzamiento mayor a 50º hacia el noreste; tiene una extensión aproximada de 5 km, desde el poblado de Jachin hasta el poblado de Choquecancha; esta estructura es del tipo inverso y se proyecta hacia el sureste, hacia el cuadrángulo de Calca, mientras que hacia el noroeste desaparece. En este sector, pone en contacto las rocas del Complejo Iscaybamba con el Grupo San José (figura 4.3).

Comportamiento tectónico. La Falla Jachin – Choquecancha aparentemente se ha originado desde el Paleozoico superior, debido a que esta estructura hace aflorar al Complejo Iscaybamba sobre el Grupo San José en forma de una escama (*klippe*). Cabe resaltar que ha podido tener más eventos; sin embargo, las evidencias han podido ser erosionadas durante el Cenozoico.

Figura 4.3 Contacto en falla inversa del Complejo Iscaybamba y el Grupo San José, fotografía tomada con vistas al este.

Fallas transcurrentes

Fallas transcurrentes de dirección NNE – SSO. Este tipo de estructuras se observaron al sur del área de trabajo, específicamente al norte de los poblados de Cachora y Curahuasi. Tienen una dirección promedio N 10º y buzamiento mayor a 80º; son del tipo principalmente sinestral. Estas estructuras desplazan al Complejo Iscaybamba y al Grupo Ollantaytambo, así como a las fallas Soroypampa, Pacaypata y Totora. En cuanto al comportamiento tectónico, estas fallas son recientes y estarían relacionadas a la Deflexión de Abancay durante el Eoceno – Oligoceno (figura 4.2).

Fallas transcurrentes de dirección E – O. Este tipo de estructuras se han podido observar en diferentes puntos del área de trabajo, como por ejemplo lo observado al este del poblado de Pampaconas, así como al sur del poblado de Lares. Son del tipo principalmente sinestral, pero también se han observado del tipo dextral. Estas estructuras desplazan las formaciones del Paleozoico inferior y superior, así como a rocas ígneas.

También, se ha podido observar que existen fallas de dirección NNO-SSE transcurrentes del tipo sinestral, estas correspondientes a eventos posteriores.

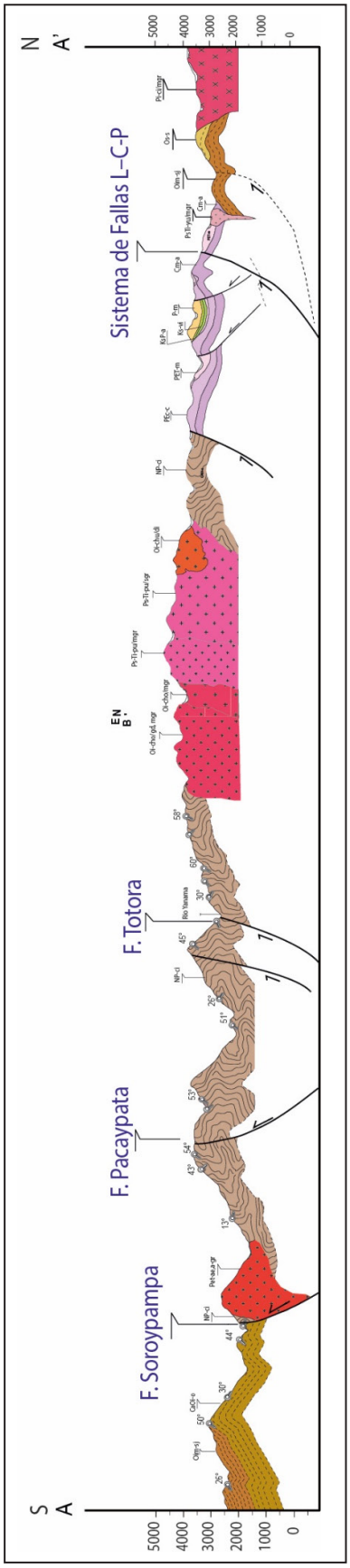


Figura 4.4 Sección estructural A-A'. Estas secciones pueden ser observadas también en los mapas geológicos a escala 1:50 000, del cuadrángulo de Machupicchu (27q).

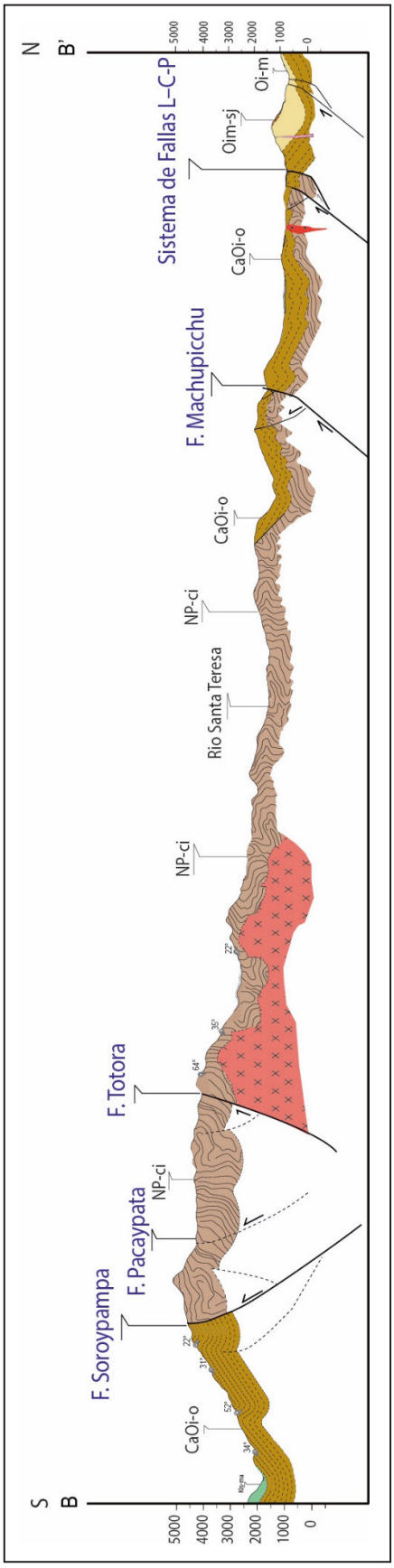


Figura 4.5 Sección estructural B-B'. Estas secciones pueden ser observadas también en los mapas geológicos a escala 1:50 000, del cuadrángulo de Machupicchu (27q).

Dominio sureste

En el Dominio suroeste se identificaron estructuras principalmente de dirección NO-SE, con vergencias tanto al noreste como al suroeste; todas estas son actualmente del tipo inverso. Las estructuras identificadas con estas características son las fallas: Huilquegrande, Huaypo, Piuray y San Juan (figura 4.7).

Falla Huilquegrande

Definición y geometría. Definida inicialmente por Carlotto et al. (2006) en el cuadrángulo de Urubamba (hojas 27r2 y 27r3). Se ubica entre los poblados de Izcuchaca y Zurite al sureste del área de trabajo, donde tiene dirección promedio N 115º y buzamiento mayor a 35º hacia el suroeste; tiene una extensión aproximada de 16 km desde el cerro Tastajasa hasta el poblado de Marquesorjo, siendo esta del tipo inverso; la proyección de esta estructura hacia el sureste está cubierta aparentemente por los depósitos de la Formación San Sebastián, donde hace repetir a la Formación Maras, mientras que hacia el noroeste de la falla pone en contacto a la Formación Maras con las formaciones Vilquechico y Soncco (figura 4.6).

Comportamiento tectónico. Esta estructura aparentemente se ha originado durante el Mioceno, dado que afecta a los depósitos del Grupo San Jerónimo de edad Eoceno-Oligoceno y este a la vez es cubierto por depósitos de edad Pleistocena. También, hay que mencionar que ha podido tener más eventos; sin embargo, al no observar más evidencias se asume que solo tuvo un ciclo tectónico.

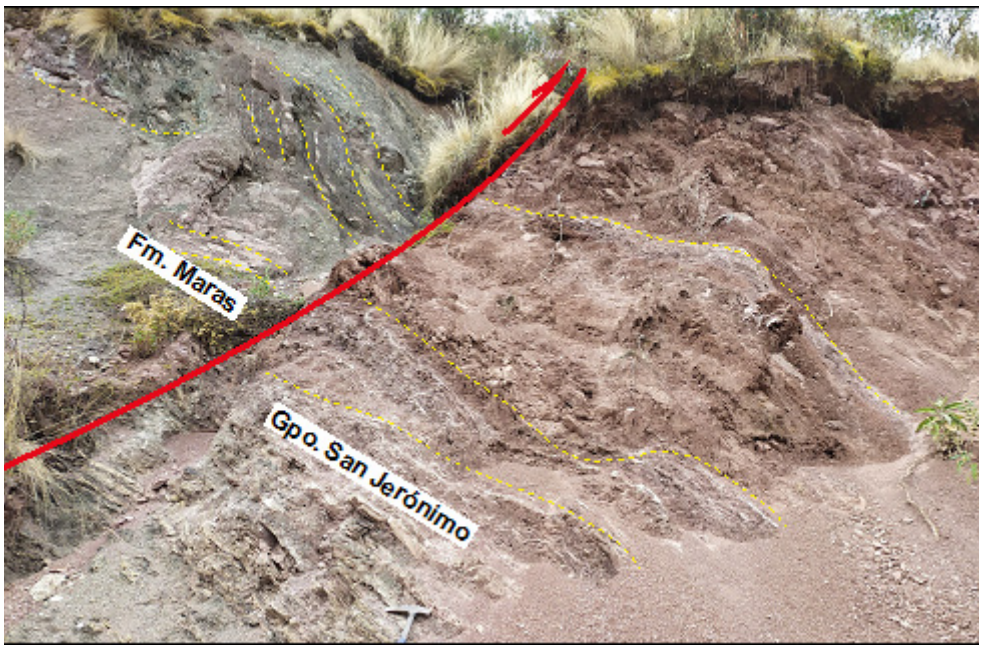


Figura 4.6 Contacto en falla inversa entre la Formación Maras y el miembro superior Grupo San Jerónimo.

Falla Huaypo

Definición y geometría. Carlotto et al. (2006) identifican esta estructura en el cuadrángulo de Urubamba (hoja 27r2), en los alrededores de la laguna de Huaypo, al sureste del área de trabajo, donde tiene una dirección promedio N 140º y buzamiento mayor a 35º hacia el suroeste. Tiene una extensión aproximada de 48 km en el área de trabajo, siendo esta del tipo inverso; la proyección de esta estructura hacia el sureste se observa en el cuadrángulo de Calca (27s), mientras que al noroeste de la falla se va amortiguando. De acuerdo con las observaciones del mapa geológico, esta falla hace cabalgar a la Formación Maras sobre la Formación Kayra; probablemente, también, estas fallas sirvieron para el emplazamiento de rocas volcánicas shoshonitas de la Formación Rumicolca.

Comportamiento tectónico. Esta estructura aparentemente se ha originado durante el Mioceno, debido a que afecta a los depósitos de la Formación Kayra de edad Eoceno. La proyección de esta falla hacia el cuadrángulo de Cusco está representada por la Falla Tambomachay, siendo esta actualmente del tipo normal y probablemente controló el emplazamiento de los cuerpos shoshoníticos en estos sectores (figura 4.7).

Falla Piuray

Definición y geometría. Carlotto et al (2006) identifican esta estructura en el cuadrángulo de Urubamba (hoja 27r2). Se ubica al sureste del área de trabajo, donde tiene una dirección promedio de N 135º y buzamiento mayor a 50º hacia el suroeste. Tiene una extensión aproximada de 20 km en el área de trabajo, siendo esta del tipo inverso. La proyección de esta estructura hacia el sureste se observa en el cuadrángulo de Calca (27s), mientras que al noroeste de la falla se va amortiguando al igual que la Falla Huaypo. De acuerdo con las observaciones del mapa geológico, esta falla hace cabalgar a la Formación Maras sobre las formaciones Auzangate y Vilquechico así como a la Formación Kayra.

Comportamiento tectónico. Al igual que la Falla Huaypo, esta estructura probablemente se ha originado durante la inversión tectónica, debido a que afecta a los depósitos de edad Cretáceo superior y en general al Cenozoico.

Falla San Juan

Definición y geometría. Fue identificada por Carlotto et al. (2006) en el cuadrángulo de Urubamba (hoja 27r2). Está conformada por dos estructuras. Se ubica al sureste del área de trabajo, donde presenta dos direcciones: al sureste presenta una dirección promedio de N 134º, mientras que al noroeste cambia a una dirección aproximada de N 85º y buzamiento en ambos caso mayor a 45º. Tiene una extensión aproximada de 25 km en el área de trabajo, siendo esta del tipo inverso; la proyección de esta estructura hacia el sureste se observa en el cuadrángulo de Calca (27s), mientras que al noroeste de la falla es controlada por la Falla Patacancha – Tamburco. En base a las observaciones al mapa geológico, esta falla hace cabalgar al Grupo Mitu sobre las formaciones Huancané, Maras, Vilquechico, Auzangate y Kayra (figura 4.7).

Comportamiento tectónico. Esta estructura aparentemente es antigua y se habría generado durante el evento *rift* Permo – Triásico, donde formaron parte de un horst, debido a que esta controló la sedimentación del Grupo Mitu. Es así como hacia el suroeste de la falla no se tiene la presencia de este grupo, mientras que al noreste sí; posteriormente, durante el Cretácico superior, esta estructura se reactiva y juega como falla inversa. Por otro lado, el cambio de dirección de la falla nos indica que todavía durante el Eoceno y Oligoceno continuó su movimiento y de esta manera controló la sedimentación de las capas rojas del Grupo San Jerónimo, llamado también Grupo Puno y Formación Muñani.

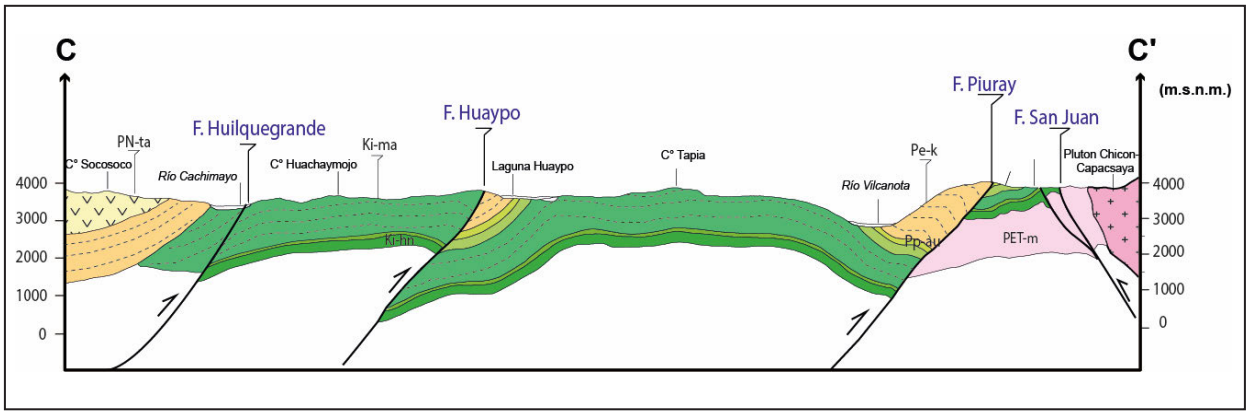


Figura 4.7 Sección estructural C-C'. Estas secciones pueden ser observadas también en los mapas geológicos a escala 1:50 000, del cuadrángulo de Urubamba (hoja 27r2).

Deflexión de Abancay

El área de estudio forma parte del núcleo la Deflexión de Abancay, de ahí la importancia de describir e interpretar las causas que la originaron y a su vez relacionarla con la nueva información que se proporciona en este boletín. La Deflexión de Abancay tiene una orientación de estructuras andinas desviadas en aproximadamente 25° (Carlotto et al., 2007); estas desviaciones de estructuras tiene una dirección E-O, como lo observado con las fallas Totora, Pacaypata, Soroypampa y el Sistema de Fallas Lucma – Chaullay – Patacancha, y a la vez estas fallas al este se encuentran separadas por la Falla Patacancha –Tamburco (FPT) de la parte meridional NO-SE, que está considerada como una falla de transformación durante la evolución del *rift* Permo – Triásico y que vendría ser el límite el sureste de la Deflexión de Abancay. Del mismo modo, al oeste de las fallas con dirección E-O mencionadas son controladas

por la Falla Puyentimari (FP), la cual a la vez separa la parte septentrional. De manera similar a la FPT, presenta una dirección NO-SE y se la considera también como una estructura transformante heredada que vendría a ser límite noroeste de la Deflexión de Abancay.

En conclusión, el núcleo de la Deflexión de Abancay es una estructura heredada del sistema *rift* Permo – Triásico. Posteriormente, durante el Permo –Triásico hasta el Cretácico, fue un alto estructural de donde se erosionó el Grupo Mitu previamente depositado y limitando el desarrollo de la cuenca Noriana (Chambará) y los depósitos de las cuencas Arequipa (Carlotto et al. 2007). Es decir, este núcleo ha jugado como un bloque levantado estructuralmente entre el Triásico y el Cretácico limitado por los sistemas NE-SO, Patacancha – Tamburco y Puyentimari (Carlotto et al., 2007).

Roperch et al. (2010) realizaron estudios sobre la Deflexión de Abancay en base a trabajos de paleomagnetismo y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) entre Nasca y Cusco, donde dividen el área de estudio en tres dominios: Chalhuanca, Anta y el sur de Cusco. En el dominio Chalhuanca, los resultados paleomagnéticos fueron obtenidos en las calizas Ferrobamba del Cretácico y en rocas sedimentarias de la cuenca de capas rojas del Paleógeno, cuyos resultados indican una rotación antihoraria importante -65.0° ± 11.1° al noroeste; mientras que, en el dominio de Anta, al suroeste de la ciudad de Cusco, el resultado paleomagnético en rocas volcánicas del Eoceno superior (Formación Anta) indica una rotación antihoraria de -35.6° ± 12.8°. Luego, en el dominio ubicado al sur de Cusco, las pruebas de paleomagnetismo fueron realizadas en las rocas sedimentos de las capas rojas de las formaciones Kayra y Sonco del Eoceno-Oligoceno inferior, cuyos resultados indican una rotación de - 4.5°±8.4°. Por otro lado, en la región de Puquio se realizaron también análisis de paleomagnetismo a las rocas volcánicas del Mioceno temprano, los cuales en general no evidencian ninguna rotación de importancia.

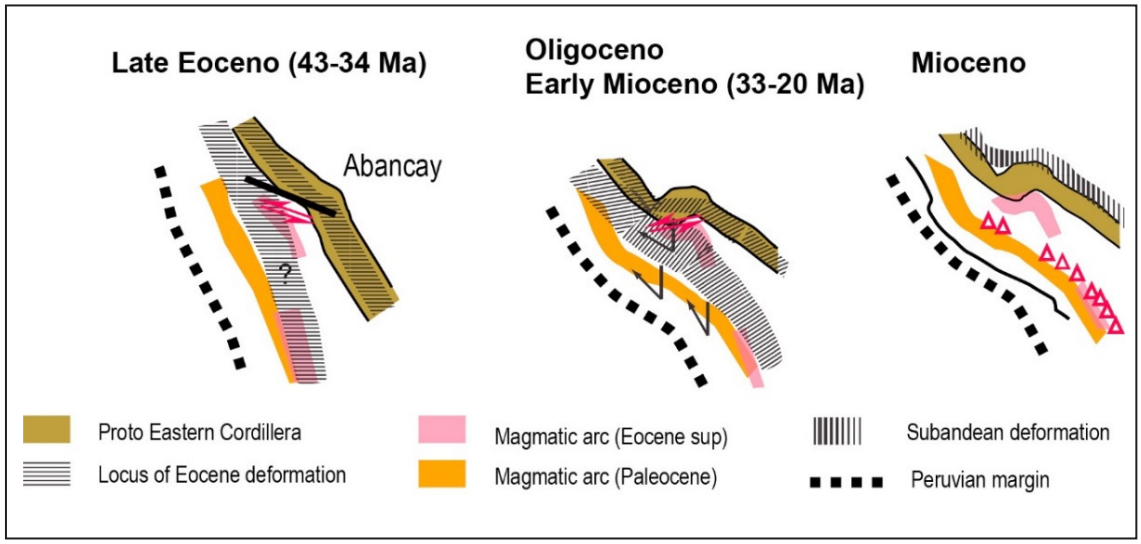


Figura 4.8 Evolución geodinámica de la Deflexión de Abancay, tomado de Roperch et al. (2011).

Por lo descrito líneas arriba, podemos concluir lo siguiente: La Deflexión de Abancay es una estructura muy antigua y probablemente se originó durante el Paleozoico inferior; posteriormente, es heredada por el sistema *rift* Permo -Triásico; luego, estos sistemas estructurales fueron levantados entre el Triásico y el Cretácico para formar altos estructurales. Finalmente, la deformación de la Deflexión de Abancay se originó entre el Eoceno – Oligoceno en base a movimientos transcurrentes del tipo sinestral.

CAPÍTULO V
SUITES DEL BATOLITO

Hasta este momento hemos abordado la geología desde la perspectiva regional, lo que resulta muy importante para situar al lector en el contexto adecuado; pero es necesario precisar la división del batolito en segmentos, que no es un concepto desconocido dado que se aplicó de manera precisa para el entendimiento del ampliamente estudiado Batolito de la Costa (Cobbing et al., 1977). La divisoria del batolito obedece a diferencias sustanciales en materia petrográfica, geoquímica y geocronológica, lo que hace una notoria diferencia entre los segmentos de Carabaya y Vilcabamba, los que además son separados por una marcada estructura tectónica como lo es la Falla Patacancha – Tamburco, la misma que controla el límite sur de la Deflexión de Abancay (figura 5.1).

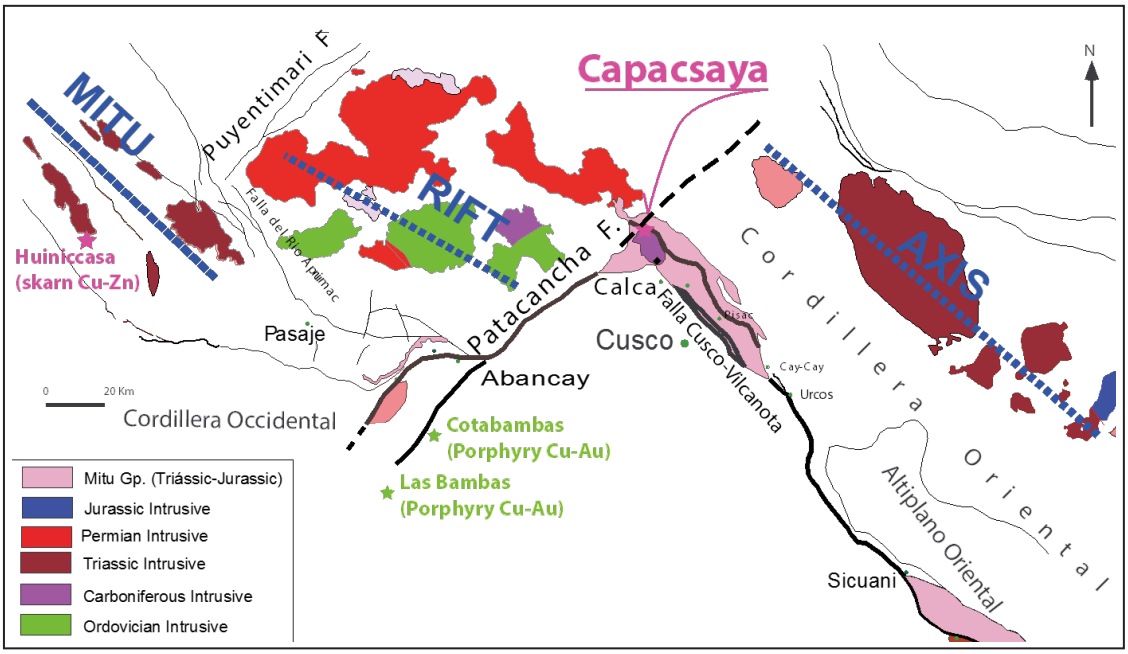


Figura 5.1 Segmentos del Batolito de la Cordillera Oriental en el sur del Perú (Tomado de Reitsma, 2012).

A partir de la figura 5.1, se puede definir la presencia de dos segmentos dentro del Batolito de la Cordillera Oriental, uno con dirección NO-SE y otro con orientación E-O, los que denominamos Carabaya y Vilcabamba, respectivamente, en honor a los principales nombres de cordilleras existentes para esta zona en la literatura geológica (Laubacher, 1978; Carlotto et al., 1997). En este boletín trataremos únicamente lo relacionado al Segmento de Vilcabamba; si el lector necesita conocer en detalle el Segmento de Carabaya, se puede revisar el trabajo de Soberón (2021).

Para establecer las diferentes suites que componen el batolito en este segmento se desarrollaron estudios detallados de petrografía, interpretación litogeoquímica y se dataron varias muestras por el método U-Pb mediante el SHRIMP; aunque aún hay mucha incertidumbre en gran parte del segmento debido a que se carece de algunas de las variables necesarias.

5.1 SUITE CHUCUITO - TAPARAYO

Se trata de un evento magmático de rocas básicas que se expone en varias zonas del Segmento de Vilcabamba, pero principalmente dentro de los plutones de Choquetacarpo y Choquezafra. Su denominación inicial fue macizo de Panta (Cárdenas et al., 1997; Carlotto et al., 1999), siendo el cuadrángulo de Pacaypata (27p), donde mayor extensión se reconoció; mientras que dentro del cuadrángulo de Machupicchu solo aflora como pequeños cuerpos denominados como stock de Cayara (Carlotto et al., 1999). Más tarde, Sánchez y Zapata (2003) describen los afloramientos Panta bajo la denominación de dioritas Chucuito – Taparayo; esta última es la que se toma en este trabajo, ya que buenos afloramientos de estas rocas se encuentran en el abra Chucuito, que se localiza en la zona de empalme entre los cuadrángulos de Machupicchu y Pacaypata.

Ubicación de los afloramientos. – En todo el Batolito de la Cordillera Oriental del sur del Perú, se han identificado varios afloramientos de dioritoides, los que aparentemente podrían corresponder a más de un evento de intrusión; por ejemplo, en el Segmento de Carabaya se tiene una suite de dioritoides (Suite Turamarca) del triásico medio. En el Segmento Vilcabamba, la situación geológica resulta más compleja, dado que se advierten eventos dioríticos en el Pérmico y quizá más antiguos; estos últimos corresponden a la suite que se plantea.

Sus afloramientos se restringen a los cuadrángulos de Machupicchu (27q) y Pacaypata (27p). Estos cuerpos intrusivos afloran ampliamente en el sector este de la hoja 27p1 (cuadrángulo de Pacaypata), cerca del cerro Sacsarayoc y en pequeños afloramientos remanentes al sureste, extendiéndose hacia el cuadrángulo de Machupicchu (hoja 27q). Dentro de la hoja 27q4 se puede reconocer a lo largo de la quebrada Cayco, en el abra Choquetacarpo y las partes altas de los cerros Mandorcasa y Chucuito; mientras que dentro de la hoja 27p1 se puede observar a lo largo de la carretera Chillihua – Choquetira, a lo largo de los nevados Panta y Quenuarco, en la quebrada Chaupihuayco y en las faldas del cerro Usnuyoc.

Aspectos macroscópicos. – La composición litológica de esta suite, como ya se mencionó anteriormente, es de dioritoides, pudiendo reconocerse macroscópicamente gabros y dioritas, siendo estas últimas las preponderantes. Para precisar algunas características macroscópicas se estudiaron en detalle muestras extraídas de las zonas de Chillihua, nevado Panta y abra Choquetacarpo, las que de ser datadas podrían considerarse como localidades de referencia. Las muestras de las dos primeras zonas se ubican dentro de la hoja 27p1 (cuadrángulo de Pacaypata), mientras que la restante proviene de la hoja 27q4 (cuadrángulo de Machupicchu).

La muestra GR39B-18-294 proviene de la zona de Collpa chico, en la base del cerro Choquetacarpo. El estudio macroscópico muestra que se trata de una roca mesócrata, con textura inequigranular de grano medio (figura 5.2 a y b); sus constituyentes minerales son esencialmente plagioclasa (48 %) con tamaños de hasta 5 mm, biotita (35 %) a manera de cristales < 2 mm; anfíboles (12 %) con tamaños < 1 mm. Se evidenció también cuarzo (3 %) y feldespato potásico (2 %), lo que podría estar relacionado con mezcla parcial, dado que esta muestra se encuentra intruida por granitos.

La muestra GR39B-18-414 proviene de un sector de la carretera Chillihua – Yanahuanca; este afloramiento es cortado por sienogranitos. Bajo el estereomicroscopio se determinó que se trata de un intrusivo con índice de color melanócrata y textura fanerítica equigranular de grano fino a medio (figura 5.2 c y d). Sus constituyentes mayoritarios son lógicamente los minerales máficos que en conjunto alcanzan un 63 %, siendo la biotita la que mayor proporción modal alcanza (53 %), mientras que el anfíbol ocupa el 10 % de la composición mineralógica. Las plagioclasas (34 %) aparecen con maclado polisintético y tamaños de hasta 2 mm; cuarzo y feldespato aparecen muy restringidamente, alcanzando porcentajes de concentración de 1 % y 2 %, respectivamente.

La muestra GR39B-18-424 se colectó en las faldas del nevado Panta, el análisis macroscópico determinó que tiene un índice de color melanócrata y textura equigranular de grano fino (figura 5.2 e y f). Los minerales preponderantes son los anfíboles que alcanzan un 62 %, mientras que la biotita solo alcanza un 4 %. Las plagioclasas (30 %) se identifican con hábitos prismáticos y su macla característica, con tamaños inferiores a 1 mm; mientras que feldespato potásico (2 %) y cuarzo (1 %) ocurren esporádicamente.

Petrografía. – Para determinar sus características microscópicas se estudió la muestra GR39B-18-275, la misma que se colectó en el cerro Mandorccasa, lugar donde es intruida por los granitos del Plutón de Pumasillo. Del estudio microscópico se concluyó que el espécimen rocoso corresponde a una diorita con textura granular hipidiomórfica (figura 5.3), constituida por cristales de plagioclasas (45 %) y anfíboles I (14 %), además de minerales opacos (5 %), biotita (3 %), esfena (2 %) y apatito (traza); también, se aprecian moldes de biotita reemplazados por cloritas y óxidos. Como minerales secundarios predominantes se observan agregados tabulares de anfíboles II (17 %), cloritas (8 %), sericita (4 %), arcillas (1 %) y carbonatos (1 %).

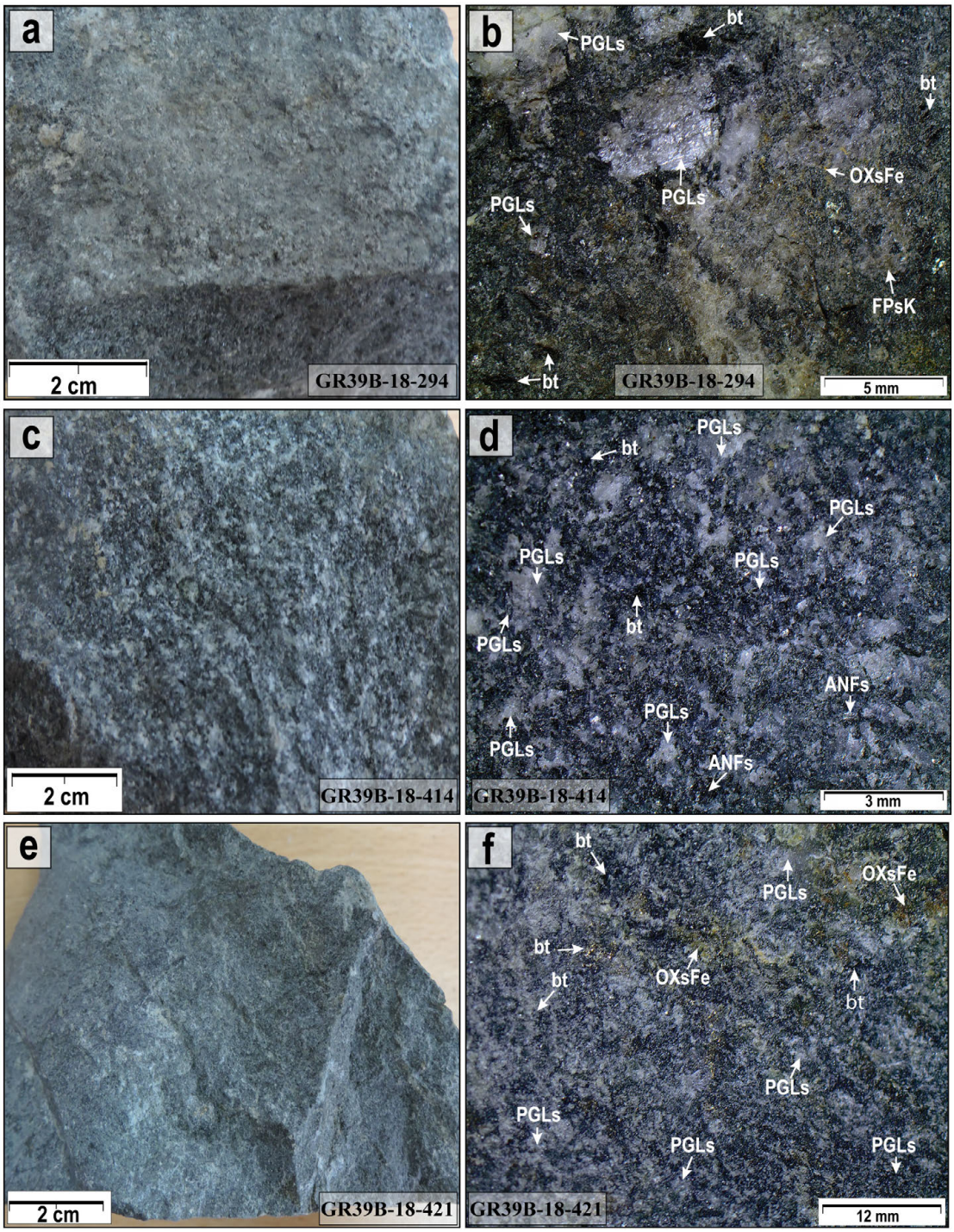


Figura 5.2 Dioritas Chucuito – Taparayo: a) y b) dioritas en el cuadrángulo de Machupicchu (27q4); c) y d) dioritas de la zona Chillihua – Yanajuanca (cuadrángulo de Pacaypata); e) y f) dioritas del nevado Panta (cuadrángulo de Pacaypata). Cristales de plagioclasa: PGLs, feldespato potásico: FPsK; anfíboles: ANFs; biotita: bt y óxidos de hierro: OXsFe.

Las plagioclasas (≤ 3.3 mm) se observaron a manera de cristales con formas subhedrales con hábitos prismáticos, maclados y algunos zonados, levemente microfracturados y eventualmente con inclusiones de anfíboles II. Su alteración (minerales secundarios) corresponde a arcillas y sericita, con parches de carbonatos y cloritas.

Se diferenciaron anfíboles que fueron clasificados en anfíboles I y II. Los primeros son los de mayor importancia; estos se presentan como cristales (≤ 2.44 mm) de formas subhedrales a anhedrales, con hábitos prismáticos, algunos ligeramente microfracturados, maclados y con clivaje; además, se presentan moldes de formas rómbicas junto con biotita, minerales opacos y esfena. Se encuentran reemplazados por anfíboles II y cloritas, con impregnaciones de óxidos de hierro e inclusiones de apatito. Se aprecian microfracturas y parches rellenados por carbonatos.

Dentro de los accesorios podemos enunciar minerales opacos (≤ 1.92 mm) con formas anhedrales; diseminados en la muestra principalmente junto con agregados de anfíboles I y biotita, además con presencia de esfena hacia sus bordes. Otro mineral accesorio de importancia es la biotita (≤ 1.72 mm), espécimen mineral que se reconoció como cristales subhedrales con hábitos tabulares, asociados con anfíboles I y agregados de anfíboles II.

Las características de los demás minerales reconocidos pueden verse en el estudio detallado (anexos), pero es crucial mencionar que la denominación de anfíboles II refiere a agregados con formas subhedrales y hábitos tabulares, presentes como relleno en intersticios, además reemplazando cristales de anfíboles I.

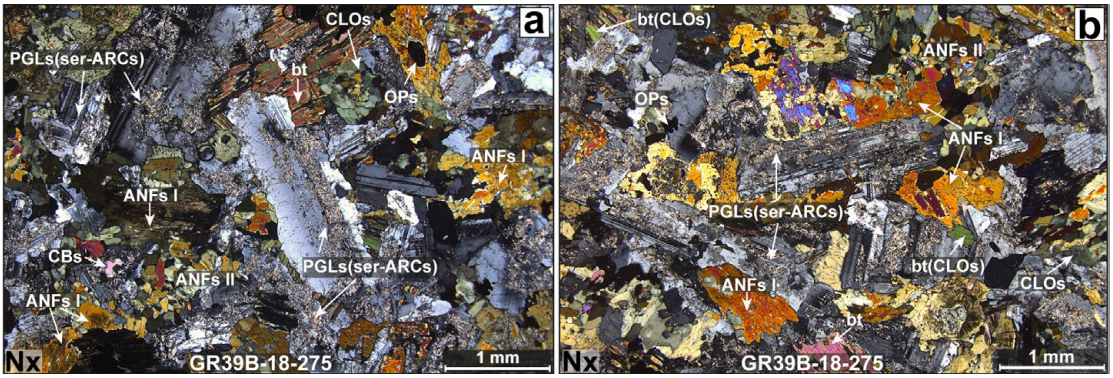


Figura 5.3 Fotomicrografías en Nx de una muestra de las dioritas Chucuito. Plagioclasas alteradas a sericita y arcillas: PGLs (ser-ARCs), cristales de anfíboles: ANFs I; agregados de anfíboles: ANFs II, biotita: bt, biotita con alteración a clorita: bt(CLOs), minerales opacos: OPs y carbonatos: CBs.

Relaciones de contacto. – Si bien los afloramientos de esta suite se encuentran distribuidos en varios plutones, no tiene relaciones de intrusión con unidades que nos den información de su ubicación temporal. En el cuadrángulo de Pacaypata, aflora cortando una secuencia de areniscas verdosas que se atribuyen al Grupo Ollantaytambo; en la misma zona, intruyen una secuencia de conglomerados que podrían correlacionar con la Formación Verónica del Ordovícico inferior; también, se cree que intruyen las pizarras del Grupo San José (Carlotto et al., 1996). Respecto de sus relaciones con otros cuerpos ígneos, se determinó que afloran como techos colgados dentro de los granitos de la Suite Pumasillo y Plutón Choquetacarpo; tal es el caso que a lo largo de la quebrada Cayco (figura 5.4a) y en cerro Mandorcasa (figura 5.4b) se puede apreciar con claridad que son cortadas por los granitos del Plutón Pumasillo, mientras que en el abra Choquetacarpo afloran como roof pendant dentro de los granitos del plutón homónimo. Ahí se puede observar el crecimiento mineralógico de los componentes graníticos dentro de las dioritas.

Edad. – No se tienen dataciones que nos ayuden a precisar su edad absoluta, por lo que únicamente podemos recurrir a una inferencia de su edad a partir de sus relaciones de contacto. Al ser más jóvenes que el Grupo Ollantaytambo, Grupo San José y la Formación Verónica se deduce que son más recientes que el Ordovícico superior. Al ser cortada esta suite por los granitoides de los plutones Pumasillo y Choquetacarpo podemos inferir que es más antigua que el Pérmico superior; esto basados en una datación U-Pb para los granitos de Choquetacarpo que arroja una edad de 253.6 ± 1.3 Ma (Reitsma, 2012).

Por sus características geoquímicas (que se abordarán en el próximo capítulo), se infiere que es un evento diorítico diferente al ocurrido en el Pérmico (Guadalupiano), evento bien datado en 269.2 ± 1.7 Ma (en este trabajo), además de ser diferente a las

intrusiones del Carbonífero que parecen estar relacionadas a un arco volcánico. Si consideramos que el Pérmico es un periodo esencialmente de anatexis y el Carbonífero está relacionado a un posible arco volcánico, podríamos inferir que esta suite podría ser más antigua que el Carbonífero, por lo que su edad podría ser ubicada en el intervalo Silúrico - Devónico.

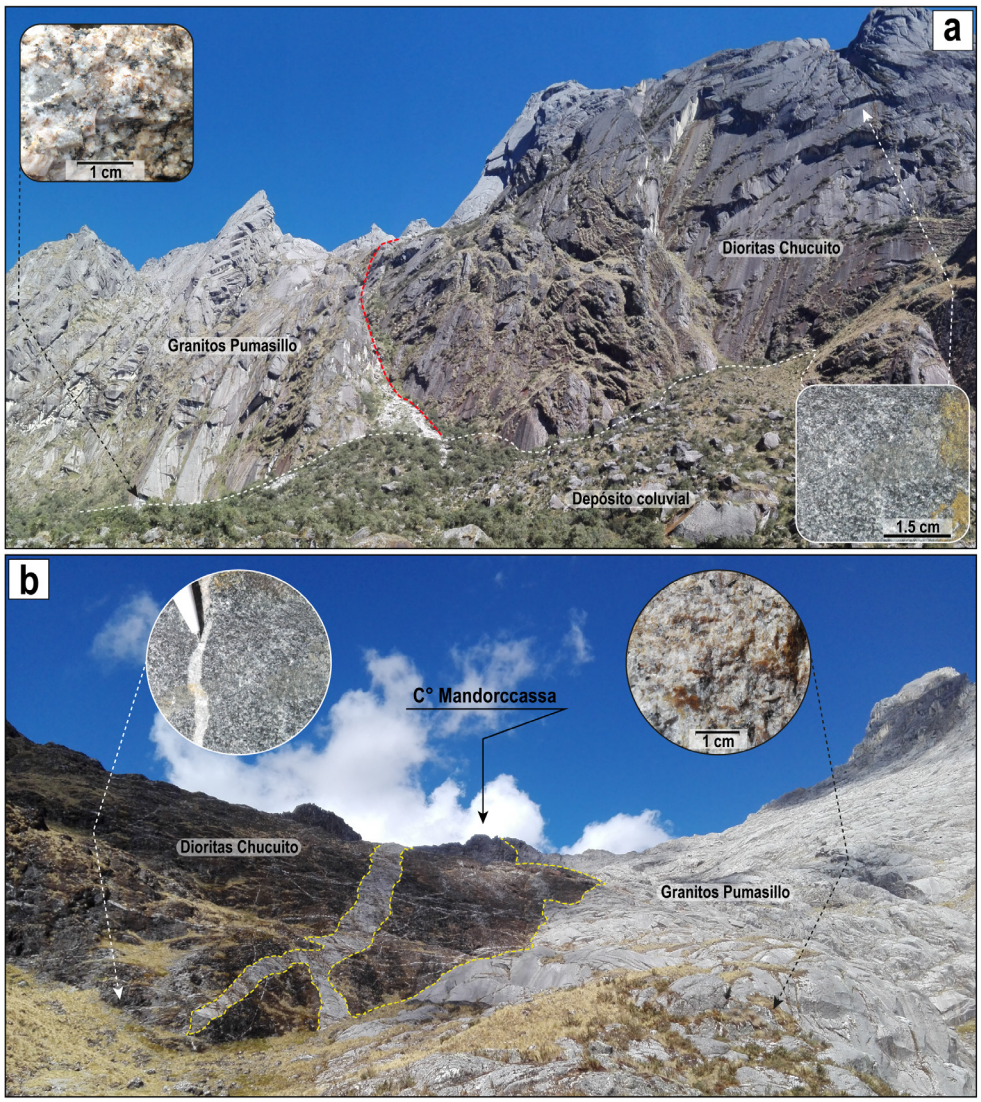


Figura 5.4 Relaciones de contacto de las dioritas Chucuito: a) flanco izquierdo de la quebrada Cayco, en las faldas del cerro Mandorcasa se puede observar el contacto neto entre granitos (Suite Pumasillo) y dioritas (Suite Chucuito); b) granitos Pumasillo intruyendo a dioritas que afloran como un techo colgado.

5.2 SUITE PISCACUCHO

Podría tratarse de la suite más antigua dentro del Segmento de Vilcabamba (en ausencia de geocronología para la Suite Chucuito); sus afloramientos son esencialmente granitoides, los mismos que pueden reconocerse dentro de los plutones de Machupicchu, Choquetacarpo y quizá Choquezafra.

Su denominación viene del paraje de Piscacucho, ubicado en el km 82 de la línea férrea hacia Machupicchu. En el cartografiado a escala 1:100 000 no se consideró estos afloramientos, por lo que su nombramiento es producto de los trabajos de cartografiado a escala 1:50 000 y de la investigación petrogenética del Batolito de la Cordillera Oriental, bajo la cual se ejecutaron dataciones

que permitieron reconocer la presencia de rocas intrusivas del Paleozoico inferior en esta parte del Perú.

Ubicación de los afloramientos. – Los granitoides dentro de esta suite son preponderantemente de composición granodiorita y muy restringidamente monzogranito. La existencia de estas intrusiones paleozoicas fue advertida en el trabajo de Reitsma (2012), quien dató rocas ordovícicas dentro de los plutones Machupicchu y Choquetacarpo; sin embargo, su cartografía era incierta.

Dentro del Plutón Machupicchu se reconoció en los sectores de Salapunco, Misquipuquio, Unincucho, Jonchopallana, Piscacucho; también, a lo largo del camino Llulluchapampa – Abra Warmiwañuska – Pacaymayo, Phuyupatamarka – Machupicchu pueblo, a lo largo de la vía férrea (km 109 – Hidroeléctrica Machupicchu) y desde Machupicchu pueblo hasta Inkaraq'ay (línea férrea hacia Santa Teresa). Mientras que dentro del Plutón Choquetacarpo (figura 5.5) se reconoció esta suite en el trayecto Yanatile – Lacococha – Racachaca – Abra Azutina – Huancacalle, a lo largo del flanco derecho de la quebrada Mandor hasta las cercanías de Chillihua, en las nacientes de la quebrada Marampampa y también en sectores de la quebrada Cayco.

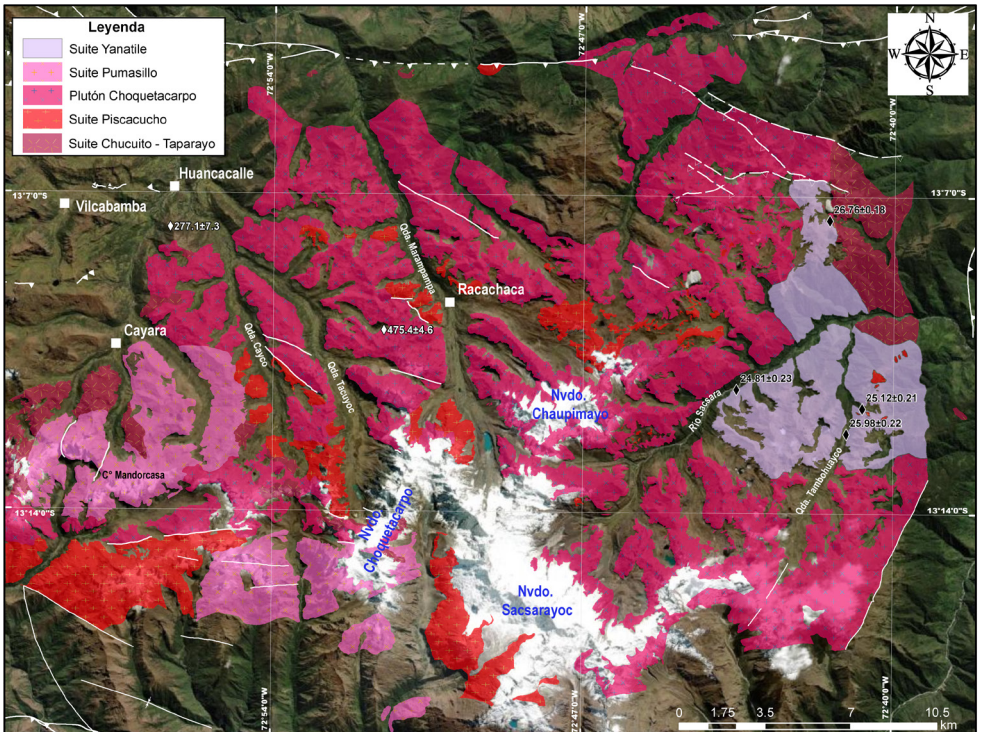


Figura 5.5 Mapa de ubicación de los afloramientos de granodioritas de la Suite Piscacucho dentro del Plutón Choquetacarpo.

Aspectos macroscópicos. – La suite se compone de variedades de granodioritas y monzogranitos, siendo las primeras las predominantes dentro del plutones de Machupicchu y Choquetacarpo; en estos cuerpos ígneos se reconocieron granodioritas con biotita y granodioritas con anfíbol, mientras que las variedades graníticas se reconocieron en las cercanías de Llactapata y en el conocido Domo de Amparaes. Desde nuestra perspectiva, es necesario hacer descripciones para las diferentes variedades litológicas, considerando también la estructura ígnea donde se encuentran.

Granodiorita con biotita - monzogranito. – Este espécimen rocoso se reconoció en los plutones de Machupicchu y Choquetacarpo, siendo el segundo en el que mayores afloramientos se reconocieron. Dentro del Plutón Machupicchu se reconoce como una roca con índice de color leucócrata y textura fanerítica equigranular; el tamaño de grano varía de fino a medio de un lugar a otro, pero predomina la granulometría media.

Los afloramientos son homogéneos. Con el fin de establecer sus características macroscópicas se estudió con estereomicroscopio

la muestra GR39B-18-132 que se extrajo del flanco derecho del río Vilcanota, al NO de la ciudadela de Machupicchu. Macroscópicamente (figura 5.6 a y b) se constituye de cristales de cuarzo (35 %), plagioclasas (40 %), feldespato potásico (5 %), biotita (15 %) y otros (5 %).

Dentro del Plutón Choquetacarpo se reconoció este espécimen litológico en el flanco izquierdo de la quebrada Cayco, muy cerca de la mina Dos Columnas. En este lugar se extrajo la muestra GR39B-18-366, la que macroscópicamente se caracteriza por su índice de color leucócrata, textura fanerítica inequigranular y un tamaño de grano medio a grueso (figura 5.6c). Presenta cristales de plagioclasas (32 %), cuarzo (30 %), feldespatos potásicos (16 %) y biotita (22 %) (figura 5.6d). Las plagioclasas (2 mm – 7 mm) se observaron como cristales prismáticos con macla polisintética, el cuarzo (1 mm – 3 mm) se observó como cristales subredondeados hialinos, mientras que los feldespatos potásicos (1 mm – 3 mm) exhiben hábitos prismáticos y maclado tipo Carlsbad. La biotita (22 %) es el único ferromagnesiano reconocido; este se presenta como en sectores como cristales tabulares y en sectores formando cúmulos. Algunos cristales de biotita y plagioclasas presentan alteración incipiente de óxidos de hierro.

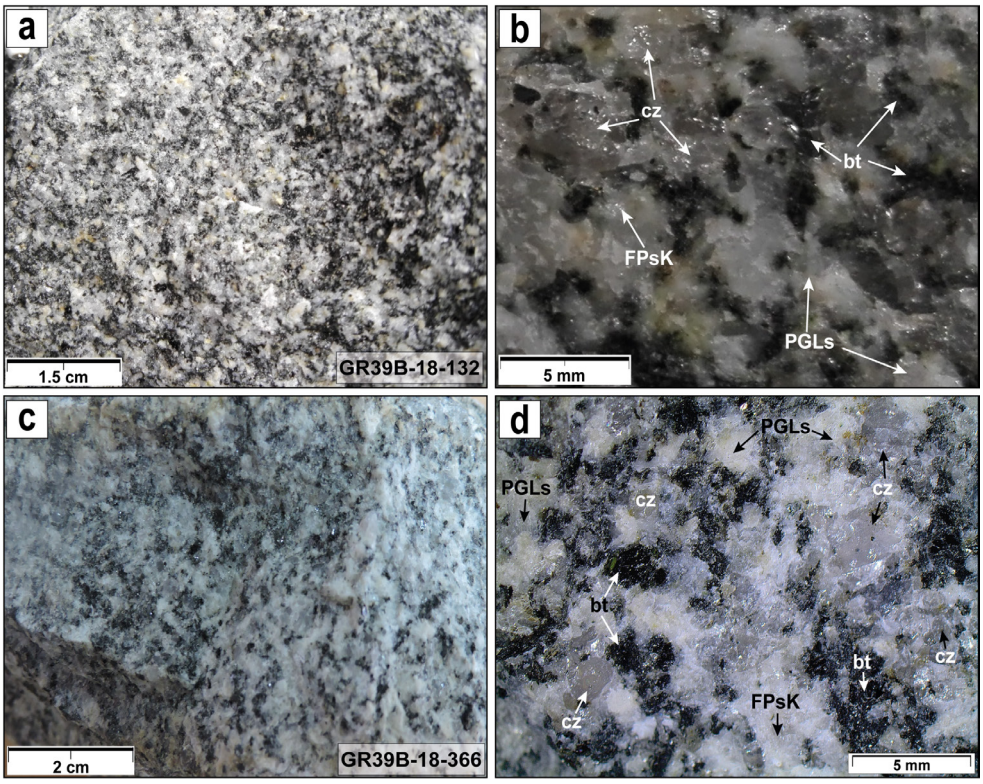


Figura 5.6 Suite Piscacucho, granodioritas con biotita - monzogranitos: a) y b) granodioritas dentro del Plutón Machupicchu; c) y d) granodioritas dentro del Plutón Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo:cz; biotita: bt.

Granodiorita con anfíbol. – Se trata probablemente de la variedad litológica con más afloramientos de esta suite. Dentro del Plutón de Machupicchu se reconoció en las cercanías de Piscacucho, donde se presentan en forma masiva, irregular y rugosa; con diaclasamiento leve a moderado, que en promedio exhiben de 1 a 6 fracturas/m.

Macroscópicamente destacan por presentar una textura fanerítica, inequigranular de grano medio a grueso, con índice de color leucócrata (figura 5.7 a y b). Dentro de sus minerales constituyentes se reconocieron cuarzo (28 %), plagioclasa (45 %), feldespato potásico (12 %), biotita (8 %) y anfíbol (9 %). Los cristales de cuarzo (< 5 mm) presentan formas irregulares, las plagioclasas (5 mm – 10 mm) se presentan con formas tabulares; los cristales de feldespato potásico (5 mm -10 mm) se encuentran en forma aislada entre cristales de plagioclasas. Cristales tabulares de anfíboles (5 mm -7 mm) se presentan en forma aislada en algunos sectores alineados, mientras que los cristales de biotita aparecen dispersos en las muestras.

Dentro del Plutón Choquetacarpo también se identificaron facies de granodiorita con anfíbol, las mismas que de acuerdo con sus características geoquímicas y geocronológicas corresponden al mismo evento que las granodioritas en Piscacucho. Dado que en el cuerpo de Machupicchu solo se tiene este espécimen rocoso en la zona oriental, no se conocía en detalle sus características macroscópicas; sin embargo, estas pueden esclarecerse en los diversos afloramientos dentro del Plutón Choquetacarpo.

Tal es el caso que la muestra GR39B-18-238 fue colectada en las inmediaciones de la laguna Llaspay, en la zona oriental del plutón; macroscópicamente se identificó que esta muestra se caracteriza por su textura equigranular de grano medio y su índice de color mesócrata (figura 5.7c). Como constituyentes minerales (figura 5.7d) se identificaron plagioclasas (32 %), cuarzo (20 %), feldespato potásico (13 %), biotita (22 %) y anfíbol (10 %); además se identificaron eventuales cristales pardo-amarillentos que se considera como esfena (3 %).

Las plagioclasas se apreciaron con formas prismáticas (1 mm – 2 mm) y con su macla típica polisintética, el cuarzo (1 mm) con forma subredondeada y el feldespato potásico con hábito prismático y maclado tipo Carlsbad; por otro lado, las biotitas (1 mm – 2 mm se exhiben con hábitos tabulares, los anfiboles son prismáticos (1 mm – 2 mm) y la esfena (< 1 mm) es amorfa.

De la parte central del plutón se extrajo la muestra GR39B-18-333 (faldas del cerro Choquetacarpo), la cual luego de ser estudiada con el estereomicroscopio se clasificó como una roca intrusiva con índice de color mesócrata y textura fanerítica equigranular de grano medio (figura 5.7e). Como minerales formadores (figura 5.7f) se reconoció plagioclasa (30 %), cuarzo (24 %), feldespato potásico (12 %), anfíbol (24 %) y biotita (10 %).

Las plagioclasas son las más abundantes en la muestra, se aprecian como cristales prismáticos (1 mm – 2 mm) con maclado tipo albita, cuarzo (1 mm – 2 mm) subredondeado, feldespato potásico (2 mm – 4 mm) con hábito prismático. El anfíbol (2 mm – 3 mm) es el ferromagnesiano preponderante; se presenta como cristales de hábito prismático, mientras que la biotita (1 mm) exhibe habitos tabulares. Del extremo occidental del cuerpo ígneo se colectó la muestra GR39B-18-352, la que expone una textura inequigranular de grano medio e índice de color mesócrata (figura 5.7g); está compuesta por cristales de plagioclasas (32 %), cuarzo (24 %), feldespato potásico (12 %), biotita (22 %) y anfíboles (10 %). Las plagioclasas muestran hábitos tabulares (2 mm – 5 mm) y macla polisintética, el cuarzo (1 mm) es hialino y subredondeado, los cristales de feldespato potásico (2 mm) son prismáticos, las biotitas (1 mm – 2 mm) exhiben hábitos tabulares, mientras que los anfíboles (1 mm – 2 mm) se muestran como cristales prismáticos (figura 5.7h).

Metamonzogranito. - La presencia de granitoides foliados en gran parte de la Cordillera oriental ha sido materia de estudios poco satisfactorios; tal es así que, en el Segmento de Carabaya, se los denominó Unidad Cadenas (Sánchez et al., 2002); la geocronología de esas rocas foliadas no logró definir su ubicación temporal.

Dentro del Segmento de Vilcabamba, únicamente se identificó este espécimen litológico dentro del denominado Domo de Amparaes (Marocco, 1978). En la zona SE del cuadrángulo de Quebrada Honda (26r), Coba (2021) describe este y otros afloramientos similares bajo la denominación de Plutón Colca y refiere que sus afloramientos se encuentran en los parajes de Mascabamba, Colca – Miraflores y Masocllacta.

Macroscópicamente resalta su índice de color leucócrata y su textura fanerítica inequigranular de grano grueso. Su definición inicial (Marocco, 1978) refiere un granito ortogneisificado. En nuestra apreciación se trata más bien de rocas intrusivas que en sectores aparentan un bandeamiento composicional dado por la alineación de biotitas, pero que en secciones transversales no reflejan una foliación definida típica de un gneis; en consecuencia, sería más bien un metagranito. Respecto de sus constituyentes minerales, se reconocieron feldespato potásico (25 %), plagioclasa (30 %) y cuarzo (35 %) como minerales félsicos; mientras que los máficos son biotita (8 %) y anfíbol (2 %).

Petrografía. – Dado que se atribuyen a esta suite rocas que se encuentran dentro de dos plutones diferentes, creemos conveniente desarrollar la petrografía separándolas por cuerpos ígneos para hacer una comparación final y presentar al lector nuestras apreciaciones.

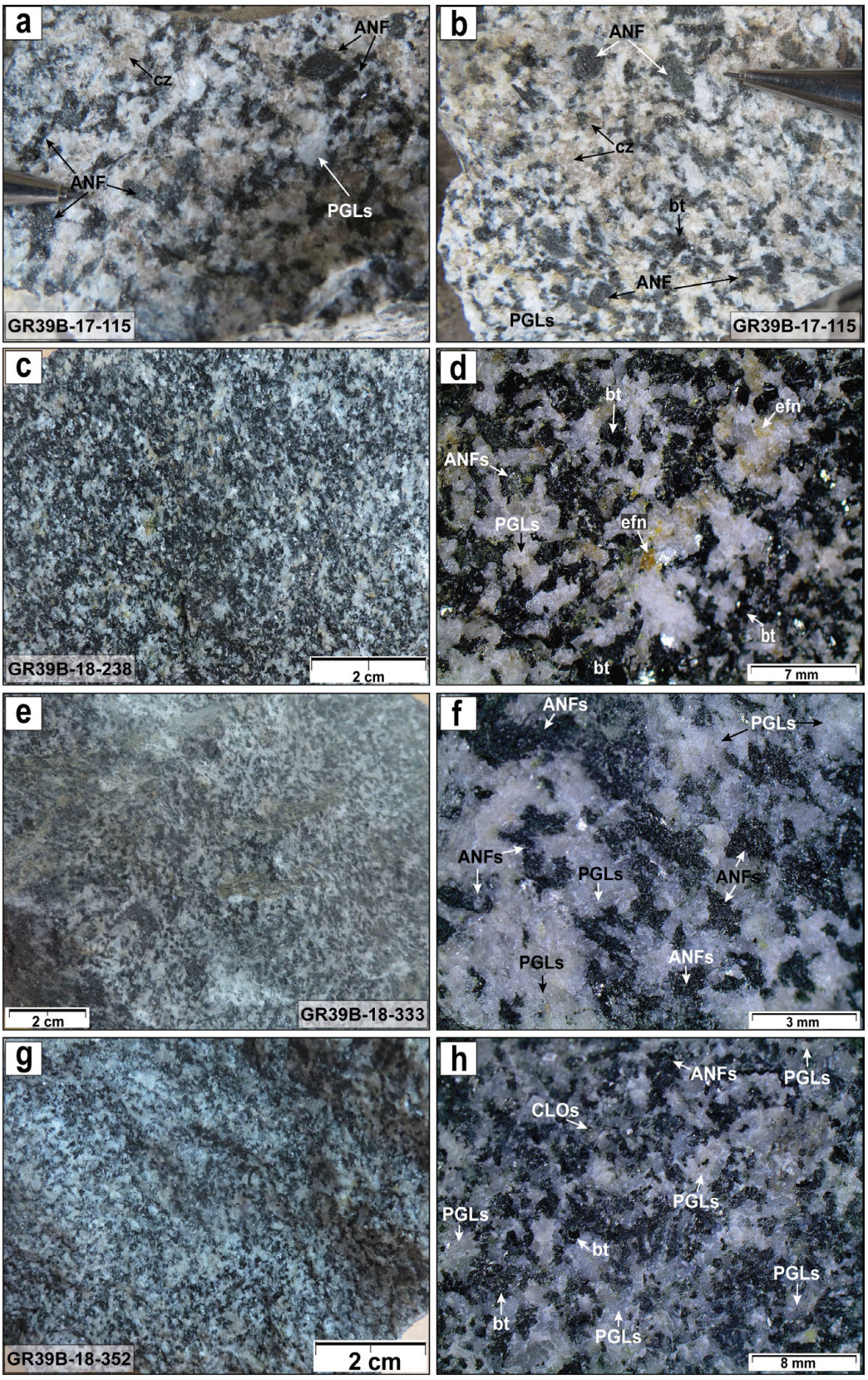


Figura 5.7 Suite Piscacucho, variedad litológica granodiorita con anfíbol: a) y b) granodioritas dentro del Plutón Machupicchu; c), d), e), f), g) y h) granodioritas dentro del Plutón Choquetacarpo. Cristales de plagioclasa: PGLs; anfíboles: ANFs; biotita: bt; cuarzo: cz; cloritas: CLOs; esfena: efn.

Plutón Machupicchu. – Dentro de este cuerpo intrusivo se estudiaron tres muestras, las cuales corresponden a granodiorita (GR39B-18-85) y monzogranito (GR39B-18-95 y GR39B-18-134). La primera fue colectada a lo largo del camino inca a Machupicchu, entre los parajes de Wallabamba y Llulluchapampa; su apreciación bajo el microscopio concluyó que se trata de una roca meta-intrusiva no foliada, con textura granoblástica (figura 5.8 a y b), constituida por plagioclasas (29 %), cuarzo I (22 %), biotita I (12 %) y feldespatos potásicos (11 %) como cristales esenciales, los que presentan claras evidencias de deformación. Como minerales de la fase metamórfica se observan epidota (6 %), biotita II (6 %), cuarzo II (3 %), cloritas (3 %), sillimanita (3 %); así como también prehnita, opacos, moscovita, esfena, anfíboles, turmalina, apatita y zircones; todos estos a niveles traza. Los minerales secundarios son sericita (3 %), arcillas (1 %) y óxidos de hierro (traza).

Las plagioclasas son el cristal félsico de mayor concentración, su presencia es a manera de cristales subhedrales con hábito tabular (≤ 4.25 mm) y maclado típico (polisintética), ocurren alterados a moscovita, sericita, epidota y arcillas. El cuarzo ocurre como cristales anhedrales (≤ 4.4 mm) en agregados granulares, en ocasiones a manera de bandas, se reconocen evidencias de deformación, además de extinción ondulante y subgranos. El feldespato potásico ocurre como cristales anhedrales (≤ 5.89 mm) con textura pertítica y maclas en rejilla (especie microclina). En estos cristales se observó también extinción ondulante.

Los minerales máficos son únicamente biotita, la cual se clasifica en I y II. La biotita I aparece como cristales anhedrales deformados (≤ 4.18 mm), de color pardo verdoso claro, con extinción ondulante y microkinks, ocurren rellenando intersticios y están alterados a cloritas, epidota y óxidos de titanio; presenta inclusiones aciculares de rutilo (biotita sagenítica). Por otro lado, la biotita II ocurre como cristales tabulares subhedrales en agregados granulares (≤ 0.2 mm) junto a epidota, cuarzo II y sillimanita; tiene colores pardo verdosos y están alterados a cloritas y óxidos de titanio.

Las muestras GR39B-18-95 y GR39B-18-134 provienen de un cuerpo alargado que se emplaza en las cercanías de la ciudadela de Machupicchu; la primera proviene del extremo oriental, mientras que la segunda se extrajo de la parte occidental del afloramiento. Bajo el microscopio se determinó que se trata de monzogranitos con indicios de metamorfismo. En el primer caso se describe como una roca intrusiva con indicios de metamorfismo; en esta se reconocen textura granular y por sectores granoblástica (5.8 c y d). Como constituyentes esenciales se reconocieron cristales de plagioclasas (33 %), cuarzo (27 %) y feldespato potásico (30 %); los minerales accesorios son biotita (4 %), moscovita, minerales opacos, zircón y apatita, estos últimos a niveles traza. Como minerales secundarios se identificó sericita (3 %), epidota (2 %), clorita (1 %), óxidos de titanio (traza) y hierro (traza). En esta muestra resaltan el cuarzo y los feldespatos por presentan evidencias de deformación, por su extinción ondulante y por reconocerse la especie microclina en la muestra.

Por otro lado, el análisis de la muestra GR39B-18-134 determinó que la roca es intrusiva, con textura granular y granoblástica (figura 5.8 e y f), constituida por cristales de cuarzo I (25 %), plagioclasas I (25 %) y feldespatos potásicos (32 %). Como accesorios se reconocieron plagioclasas II (4 %), cuarzo II (4 %), biotita (3 %), minerales opacos (2 %) y epidota (2 %) con concentraciones determinables; mientras que moscovita, turmalina y zircón se presentan a niveles traza. Los minerales accesorios son sericita (2 %), clorita (1 %) y óxidos de hierro (traza).

El feldespato potásico se reconoció a manera de cristales anhedrales (≤ 3.61 mm) con maclas simples, en ocasiones con maclas en rejilla (especie microclina); exhiben extinción ondulante y exsoluciones de plagioclasa (textura pertítica). En sus bordes suelen presentan agregados microcristalinos de plagioclasas II. Las plagioclasas I aparecen como cristales subhedrales de hábito tabular (≤ 3.7 mm), con macla polisintética, zonación y alteración a sericita y epidota. El cuarzo I aparece como cristales anhedrales (≤ 4.37 mm) en intersticios de plagioclasas y feldespatos potásicos; se encuentran deformados con extinción ondulante, subgranos y contactos suturados. Plagioclasas II (≤ 0.38 mm) ocurren a manera de agregados microgranulares de cristales anhedrales, en ellos se reconoce macla polisintética. Cuarzo II se reconoció como agregados microgranulares rellenando intersticios, en ocasiones intercrecidos con biotita. La biotita exhibe formas subhedrales de hábito tabular (≤ 1.2 mm); ocurren en agregados intercrecidos con epidota, moscovita y cuarzo II, su mineral de alteración es la clorita.

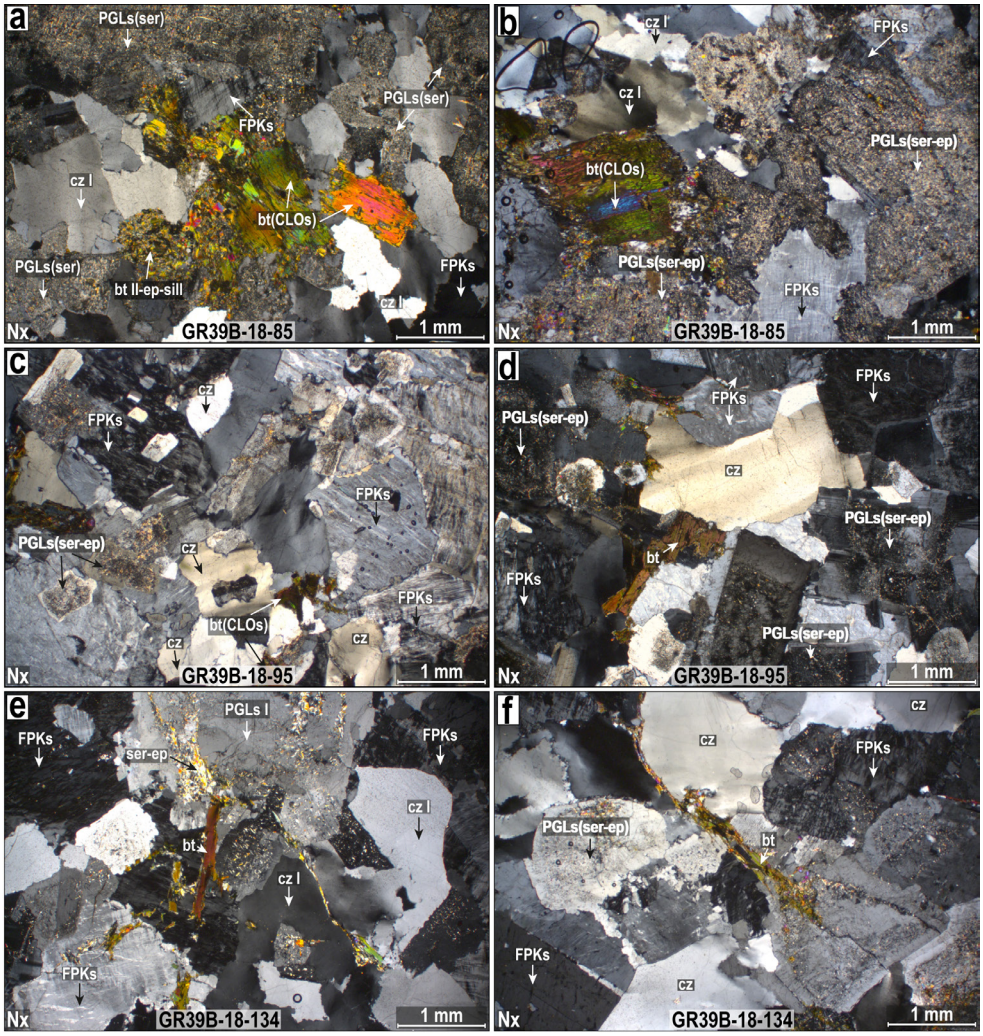


Figura 5.8 Fotomicrografías en Nx de muestras atribuidas a la Suite Piscacucho dentro del Plutón Machupicchu. Feldespatos potásicos: FPKs, plagioclasas I: PGLs I, plagioclasa con alteración a sericita: PGLs(ser), plagioclasa con alteración a sericita y epidota: PGLs(ser-ep), cristales de cuarzo: cz, cuarzo I: cz I, cuarzo II: cz II; biotita: bt, biotita con alteración a clorita: bt(CLOs), cúmulos de biotita, epidota y sillimanita: bt-eo.sill.

Plutón Choquetacarpo. – Dentro de este cuerpo ígneos se reconocieron macroscópicamente granodioritas con anfíbol y monzogranitos, lamentablemente solo se tiene descripciones petrográficas de la variedad monzogranito. Para la caracterización de este espécimen litológico se estudiaron las muestras GR39B-18-39 y GR39B-18-262; además, se consideró la muestra GR39B-18-254 dentro de esta suite, aunque esta podría no corresponder en esencia a esta unidad.

La muestra GR39B-18-39 proviene de la parte alta de la quebrada Cayco; su descripción microscópica refiere una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.9 a y b), compuesta por cristales de feldespatos potásicos (33 %) con alteración de arcillas, plagioclasas (24 %) con alteración incipiente de sericita y arcillas, y cuarzo microfracturados (23 %). Dentro de los minerales accesorios resaltan biotita (5 %) con alteración incipiente de cloritas y óxidos de hierro, anfíboles (traza) con inclusiones de apatito, esfena intergranular (2 %) y diseminación de minerales opacos (1 %).

Los feldespatos potásicos ocurren como cristales de formas subhedrales (0.5 mm – 5.4 mm), prismáticos, maclados; presentan inclusiones de plagioclasas y cuarzo, algunos con exoluciones de plagioclasas (textura pertítica); en sectores se reconoce microclina y alteración de arcillas. Las plagioclasas se manifiestan con formas subhedrales y hábitos prismáticos (0.5 mm – 4 mm), con macla polisintética; algunos cristales exhiben zonación, se reconoce alteración de arcillas y sericita. El

cuarzo se reconoce con formas subhedrales (0.4 mm – 2.4 mm) y bordes irregulares, microfracturados; algunos con contacto suturado, extinción ondulante a recta e inclusiones de apatita.

De los minerales accesorios solo la biotita, esfena y opacos se pueden cuantificar. La biotita se reconoce como cristales de formas subhedrales (0.2 mm – 1.3 mm), con hábito tabular y bordes irregulares; presentan inclusiones de zircón y apatita, así como alteración a cloritas y óxidos de hierro. La esfena aparece como cristales de formas euhedrales y subhedrales (≤ 1.2 mm) de manera intergranular. Los opacos presentan formas euhedrales (cúbicas) y subhedrales con bordes irregulares (≤ 0.2 mm), probablemente se trate de pirita.

La muestra GR39B-18-254 se extrajo del flanco izquierdo de la quebrada Chaupimayo, en las cercanías de la intersección de la quebrada antes mencionada con la quebrada Vizcachamayo; a lo largo de esta zona se reconocieron hasta tres pequeños cuerpos que podrían corresponder al Ordovícico. La descripción microscópica de la muestra reveló una roca metamórfica de textura granoblástica (figura 5.9 c y d), conformada por cristales de cuarzo (28 %), feldespatos potásicos (26 %), plagioclasas (24 %) y biotita (15 %), preponderantemente; estos cristales se encuentran deformados por el metamorfismo. Como minerales de la fase metamórfica se observan granates (1 %), andalucita (1 %), moscovita (2 %) y anfiboles (traza) y zircones (traza). Como accesorios se reconoció minerales opacos (2 %), apatito (1) y zircón (traza). Como minerales secundarios se observó arcillas y sericita.

Dado que intentamos establecer semejanzas petrográficas, presentamos las descripciones detalladas de los minerales principales. El cuarzo se reconoce como cristales de formas anhedrales (≤ 1.16 mm), con extinción ondulante, deformados, orientados y elongados. Los feldespatos potásicos ocurren como blastos de formas anhedrales ((≤ 1.92 mm), con maclas en enrejado (microclina), ligeramente microfracturados; se los apreció deformados y orientados, con bordes irregulares e inclusiones de biotita, apatito, zircones y minerales opacos (textura poiquilítica), además de alteración a arcillas. Cristales de plagioclasa aparecen con formas anhedrales y subhedrales (≤ 2.4 mm), con hábito prismático y maclado según la albita; algunos presentan bordes irregulares por el metamorfismo; asimismo, se encuentran orientados e intercrecidos con cuarzo. La biotita se reconoció como cristales con formas anhedrales a subhedrales (≤ 0.6 mm), de hábito tabular, con bordes irregulares deformados por el metamorfismo; se los reconoce intercrecidos con plagioclasas y cuarzo, así como también asociados a minerales opacos.

La muestra GR39B-18-262 proviene del flanco izquierdo de la quebrada Marampampa; luego de estudiarla bajo el microscopio se concluyó que se trata de una roca meta-intrusiva de textura granular y granoblástica (figura 5.9 e y f), constituida por cristales de plagioclasas (33 %), cuarzo I (27 %), feldespatos potásicos (20%) y biotita I (12 %) como minerales esenciales. Como accesorios se estableció la presencia de cuarzo II (4 %), biotita II (1 %) y moscovita (1 %) que se interpretan como minerales de facie metamórfica; también, se reconocieron como accesorios cristales de minerales opacos (1 %), apatito, esfena y zircón. Los minerales de alteración reconocidos son sericita, arcillas, cloritas y epidota.

Plagioclasas fueron reconocidas con formas subhedrales (≤ 5 mm) y hábito prismático, maclados y zonados; también, deformados, con microfracturas rellenas por agregados de cuarzo II y biotita II. Sus bordes son irregulares, algunos con parches de biotita; se encuentran alterados a sericita, arcillas y epidota.

El cuarzo I aparece como cristales de formas anhedrales (≤ 4.15 mm), deformados, con extinción ondulante y ligeramente microfracturados; ocurren asociados a biotita I en intersticios de feldespatos. Los feldespatos potásicos se exhiben a manera de cristales de formas anhedrales a subhedrales (≤ 4.5 mm), deformados, con maclado según la microclina e intercrecidos con cuarzo I. En sectores se reconoció texturas mirmequítica y poiquilítica, por sectores también textura pertítica y alteración incipiente a arcillas. La biotita I se presenta como cristales de formas subhedrales y hábito tabular (≤ 1.85 mm), de color pardo verdoso; se encuentran agrupados con cuarzo I y moscovita en intersticios de feldespatos. Algunos se encuentran alterados a cloritas y epidota. Poseen inclusiones de apatito, zircón y esfena, además están asociados con minerales opacos.

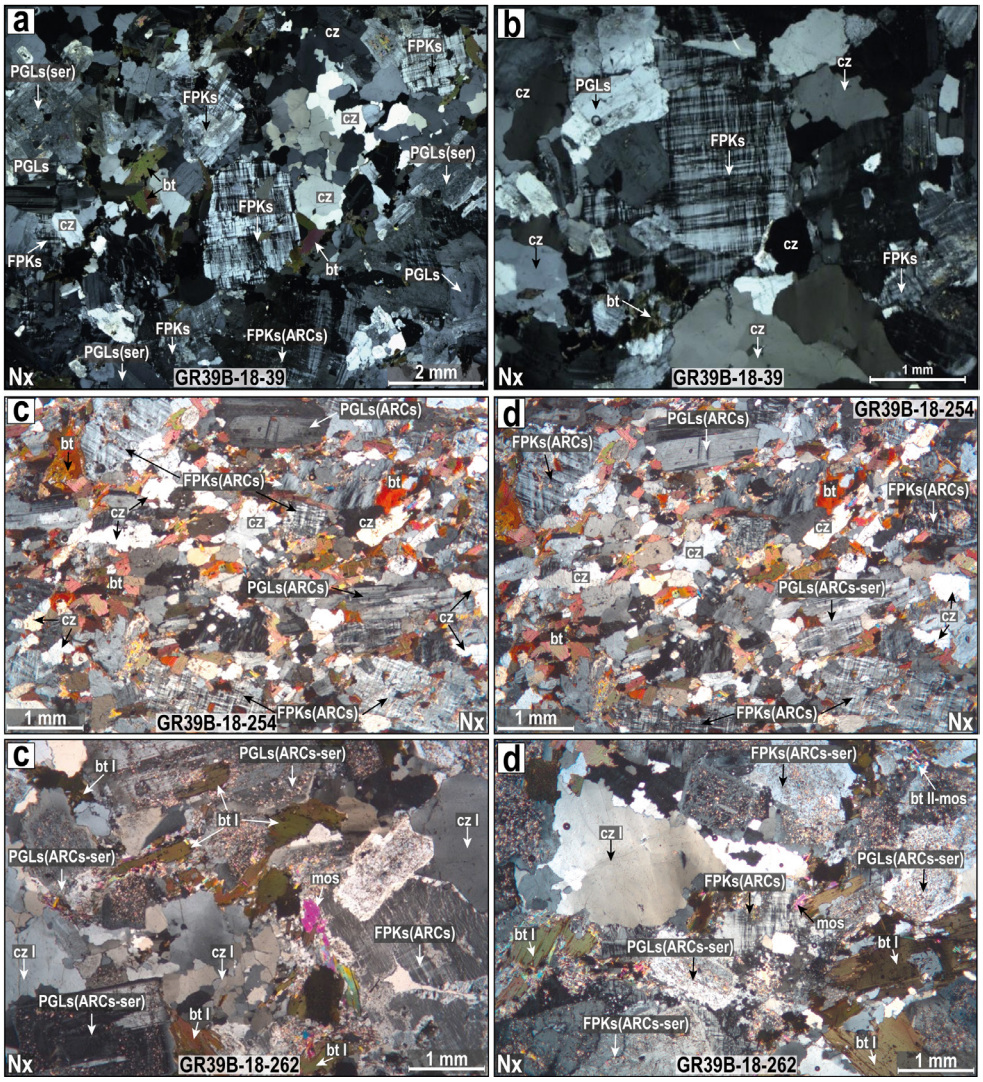


Figura 5.9 Fotomicrografías de metamonzogranitos ordovícicos en el Plutón Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico (FPKs) con alteración a arcillas: FPKs(ARCs); cristales de plagioclasa (PGLs) con alteración a sericita: PGLs(ser); plagioclasas alteradas a arcillas y sericita : PGLs(ARCs.ser); cuarzo (cz, cz I), biotita (bt, bt I); agregados de biotita II y moscovita: bt II-mos; moscovita: mos.

Domo de Amparaes. - Bajo el microscopio de polarización se determinó que se trata de una roca metaígnea de textura inequigranular hipidiomórfica (figura 5.10), constituida por plagioclasas (27 %), feldespato potásico (26 %) y cuarzo (35 %) como minerales esenciales. Los minerales accesorios son biotita (5 %), anfíbol (2 %), esfena, zircón y apatita; estos tres últimos a niveles traza. Los minerales secundarios reconocidos son epidota (3 %), sericita (2 %) y clorita (traza).

El cuarzo se presenta en dos granulometrías por lo que en el estudio petrográfico (anexos) se los describe como cuarzo I y II. El cuarzo I (0.6 mm – 42 mm) se presenta como blastos de formas anhedrales, microfracturados, con extinción ondulante y contactos suturados, algunos con inclusiones de biotita. El cuarzo II (< 0.5 mm) se reconoció con formas anhedrales, en algunos casos con puntos triples producto de la recristalización; en sectores se encuentran formando bandas con biotita y en otros de manera intergranular junto a plagioclasa. Las plagioclasas (1 mm – 2 mm) exhiben formas subhedrales y habitos prismáticos; algunos cristales se encuentran zonados, con inclusiones de apatito y esfena; algunos muestran alteración de epidota y sericita.

De manera similar al cuarzo, el feldespato potásico presenta también dos granulometrías; el feldespato potásico I (≤ 3 mm) aparece como cristales de formas anhedrales; algunos subhedrales, con bordes irregulares, maclados; microfracturados, con alteración incipiente de sericita; en algunos casos presentan segregación de cuarzo. Por otro lado, los feldespatos potásicos II (≤ 0.5 mm) se exponen como cristales de formas subhedrales

y anhedrales, maclados; algunos presentan alteración incipiente de arcillas. Se reconoce la especie mineral microclina, que se presenta agrupada por sectores. En el caso de la biotita (1.2 mm – 2.3 mm), se la reconoció como blastos de formas subhedrales, tabulares, algunos deformados, flexionados, con inclusiones de esfena y formando bandas junto a cuarzo II. Por su parte, el anfíbol (≤ 1.5 mm) se observó como cristales de formas subhedrales, prismáticos, algunos con macla simple, mientras que en otros se reconoció inclusiones de apatito.

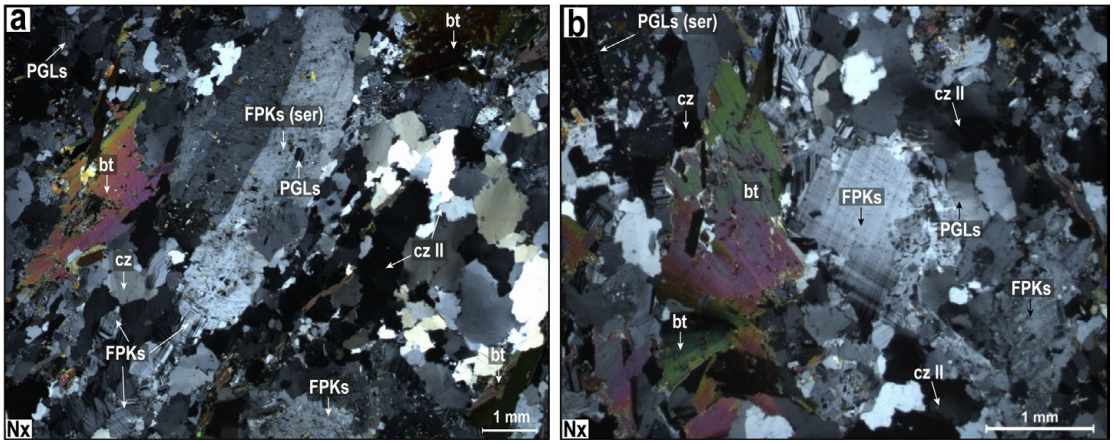


Figura 5.10 Fotomomicrografía en Nx del Metamonzogranito de Amparaes: a) cristales de feldespatos potásico: FPsK, biotita: bt, plagioclasas con alteración de sericita: PGLs(ser), y cuarzo secundario intersticial: cz II; b) cristales de feldespatos potásicos con alteración incipiente de sericita: FPsK(ser), plagioclasas con alteración incipiente de sericita: PGLs(ser), cristales de biotita: bt y cuarzo secundario: cz II.

Relaciones de contacto. - Son pocas las relaciones de contacto que se pudieron identificar, esto dado que la zona donde aflora tiene una intensa cobertura vegetal y la topografía resulta de difícil acceso; pero se puede mencionar que las granodioritas intruyen a las rocas metasedimentarias del Grupo Ollantaytambo y son cubiertas en discordancia por las areniscas de la Formación Huancané. Respecto de sus relaciones con otros cuerpos ígneos, se debe precisar que son aparentemente coetáneas con las dioritas Chuchito, dado que estas últimas parecen encontrarse como enclaves dentro de las granodioritas. Se determinó también que son cortadas por las variedades graníticas de las suites Machupicchu (Carbonífero) y Pumasillo (edad incierta), dado que en ambos casos se evidencia que afloran como techos colgados. Lo mismo sucede con los granitos del Plutón Choquetacarpo, donde por la restricción de los afloramientos se asume que estos son techos colgados dentro del cuerpo intrusivo mayor.

Edad. – Respecto a la edad de la suite es necesario mencionar que el trabajo de Reitsma (2012) fue el primero en reportar granodioritas de edad Ordovícica dentro de la zona de estudio; dentro del Plutón Machupicchu el autor antes citado refiere dos edades radiométricas U-Pb sobre zircones: la primera en tonalitas (probablemente descritas como granodioritas con biotita en este boletín) y la segunda sobre granodioritas; estas dos muestras arrojaron edades de 473.5 ± 3.2 Ma y 472.2 ± 4.8 Ma, respectivamente. El mismo autor reporta también una edad U-Pb dentro del Plutón Choquetacarpo; esta refiere una granodiorita de edad 475.4 ± 4.6 Ma. Es evidente la presencia de intrusiones ordovícicas dentro del segmento magmático en estudio, pero las edades que presenta el autor mencionado solo son referenciales dado que las coordenadas plasmadas en su trabajo arrojan posiciones en zonas inaccesibles.

El proyecto GR39B, que desarrolló el cartografiado geológico de la zona de trabajo, sometió varias muestras de granodiorita a datación U-Pb mediante el SHRIMP (figura 5.11), todas dentro del Plutón Machupicchu. Se sometieron a fechamiento las muestras GR39B-18-89, GR39B-18-85 y GR39B-17-115, además de la muestra GR39B-17-38 que corresponde a una muestra del metagranito de Amparaes. Las dos primeras muestras arrojaron edades de 476.8 ± 3 Ma y 474.9 ± 3.2 Ma, respectivamente; además, la muestra GR39B-17-115 arrojó una edad 462.1± 3.3 Ma, quizá en parte divergente porque la muestra se extrajo de las proximidades de la zona de contacto con los granitos Machupicchu. La muestra GR39B-17-38 se sometió a fechamiento U-Pb con la intención de correlacionar estos metagranitos con los metagranitoides del Segmento de Carabaya, la edad de la muestra resultó 476.1± 2.9 Ma; pero su comparación con el otro segmento no es posible dado que la datación en el Segmento Carabaya no arrojó resultados satisfactorios. De todo lo expuesto podríamos concluir que el rango de edad de la suite es 477 – 472 Ma.

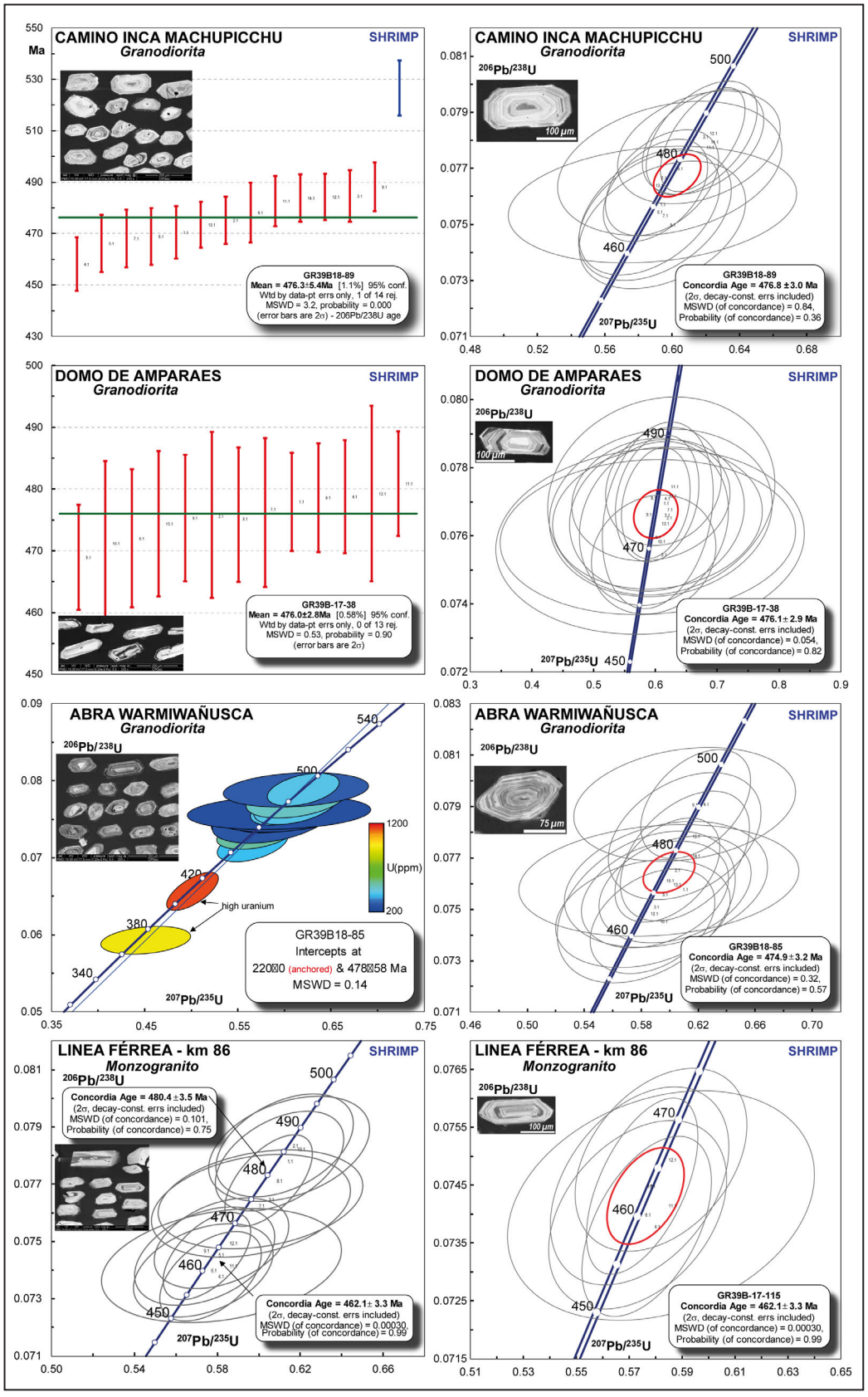


Figura 5.11 Diagramas geocronológicos para diferentes muestras de la Suite Piscacucho.

5.3 SUITE MACHUPICCHU

Bajo esta denominación se presenta una serie de granitoides que afloran en la ciudadela de Machupicchu y alrededores. Se trata de intrusiones que afloran dentro de un plutón de geometría triangular; este cuerpo ígneo presenta una superficie aproximada de 500 km^2 y fue inicialmente denominado como Batolito de Vilcabamba o Machupicchu (Carlotto et al., 1996) y posteriormente descrito como macizo de Machupicchu (Carlotto et al., 1999).

Respecto a su composición, es esencialmente granítica, aunque en el trabajo de Carlotto et al. (1999) se refiere que se pueden encontrar también granodioritas, cuarzomonzonitas, cuarzomonzodioritas, cuarzosienitas y granitos alcalinos. En el cartografiado geológico a escala 1:50 000 se graficaron únicamente las variedades granodiorita (Suite Piscacucho), monzogranito y sienogranitos (figura 5.12).

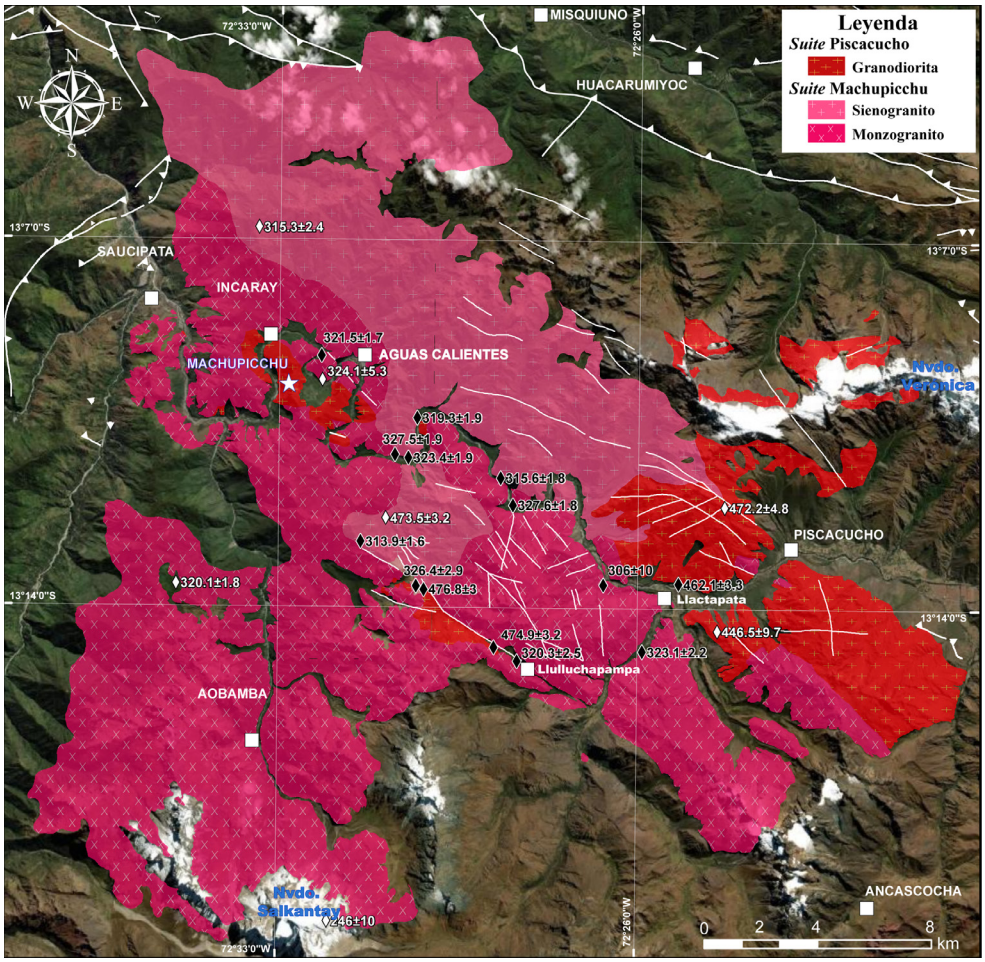


Figura 5.12 Mapa de las variedades litológicas dentro del Plutón Machupicchu, elaborado en base a la cartografía 1:50 000 (proyecto GR39B).

Ubicación de los afloramientos. - Dentro del Plutón Machupicchu se identificaron una variedad de granitos, los que presentaremos con detenimiento más adelante, pero haremos hincapié en que se reconocieron monzogranitos, sienogranitos, sienogranitos rosados y granitos con moscovita; estos dos últimos de forma muy restringida. Por lo mismo es necesario mencionar que la variedad monzogranito aflora desde Chaquicocha hasta Phuyupatamarka, a lo largo de la carretera Hidroeléctrica – Santa Teresa y entre los kilómetros 102 – 104 de la línea férrea. Los sienogranitos se pueden identificar (aunque de manera restringida) en la salida de Aguas Calientes (Machupicchu Pueblo) hacia Santa Teresa, entre los kilómetros 101 y 102 de la línea férrea y a manera de variaciones litológicas locales entre Wiñaywayna e Intipinku. La variedad rojiza aflora únicamente en la segunda abra del Camino Inca Piscacuho – Machupicchu, conocida como Abra de Runkuracay.

Aspectos macroscópicos. - Como se ha referido anteriormente, dentro de la suite se consideran hasta tres variedades de granito, además de un espécimen restringido (granito con moscovita); si bien no guarda similitud geoquímica, su posición temporal nos permite describirla dentro de esta suite. Seguidamente, se presentan los aspectos macroscópicos por cada variación litológica reconocida.

Monzogranito. - Se trata de la litología con mayor extensión de la suite (aproximadamente 60 %), tal es el caso que para definir sus características macroscópicas se estudiaron con estereomicroscopio cuatro muestras, las que provienen de las zonas oriental, central y occidental del Plutón Machupicchu. La primera muestra estudiada es la GR39B-17-113, se colectó aproximadamente a 700 m del paraje de Qoriwayrachina (km 88 + 250), zona que comprende la zona oriental del plutón; la muestra extraída se caracteriza por su color blanquecino, su índice leucocrático y su textura fanerítica inequigranular de grano grueso (figura 5.13 a y b). La segunda muestra estudiada es la GR39B-17-112, la misma que proviene de las inmediaciones del km 96 de la línea férrea Cusco – Machupicchu; presenta también un índice de color leucócrata y textura inequigranular de grano grueso, además de oxidación incipiente (figura 5.13c), que junto a la tabularidad de algunos cristales de feldespato y la redondez de los cristales de cuarzo resaltan las peculiaridades de la muestra (figura 5.13 d).

La tercera muestra GR39B-18-92 proviene de las inmediaciones de las ruinas de Phuyupatamarka (zona central del plutón); respecto de sus características macroscópicas se determinó sus similitudes con las muestras anteriores respecto a sus patrones texturales e índice de color (figura 5.13e); aunque es necesario resaltar que en esta muestra los contenidos de filosilicatos son más altos que en las anteriores (figura 5.13 f). La zona occidental fue caracterizada con el estudio de la cuarta muestra GR39B-18-130, en la cual resalta su textura inequigranular (figura 5.13g), debido a sus eventuales cristales desarrollados de feldespato potásico y sus contenidos de biotita (figura 5.13h).

Del análisis de las diferentes muestras se concluye que de forma general esta variedad litológica se caracteriza por presentar una textura inequigranular de grano grueso e índice de color leucócrata; además, es necesario referir que se determinó que mineralógicamente está compuesta por cristales de cuarzo (35 %), feldespato potásico (30 %), plagioclasa (25 %), biotita (8 %) y otros (2 %). El cuarzo (≤ 0.3 cm) se reconoció con formas irregulares y subredondeados, en sectores como pequeños cúmulos; los cristales de plagioclasas (<0.7 cm) se encuentran en forma irregular y parcialmente alterados. El feldespato potásico (≤ 0.7 cm) se reconoció con formas irregulares y eventualmente tabulares (≤ 2 cm), mientras que las biotitas se presentan con formas hexagonales cuando están aisladas y preponderantemente a manera de cúmulos.

Sienogranito. – Se trata de la segunda litología más reconocida en el terreno, su extensión podría cubrir un 38 % del total de los afloramientos atribuidos a la suite. Para estos especímenes litológicos se estudiaron macroscópicamente las muestras GR39B-18-91, GR39B-18-98 y GR39B-17-111, las que se extrajeron en las cercanías del campamento Chaquicocha (camino inca) y de la línea férrea Cusco – Machupicchu, km 102 y km 97 + 300, respectivamente.

La primera muestra proviene del Camino Inca Machupicchu, su muestreo se realizó a 1 km al este de Chaquicocha, aunque se presume su existencia desde el abra Runkuracay. Macroscópicamente se identificó una roca intrusiva con índice de color leucócrata y una textura inequigranular de grano grueso (figura 5.14 a); en esta muestra se identificó cristales de cuarzo de hasta 3 mm de diámetro, feldespatos y plagioclasas con formas anhedrales y biotita asilada hexagonal (figura 5.14 a y b).

La muestra GR39B-18-98 se recolectó cerca del km 102 de la línea férrea hacia Aguas Calientes, las características de color y textura son similares a la muestra anterior, con la salvedad que esta parece presentar cierto alineamiento de cristales de filosilicatos (figura 5.14c). A nivel mineralógico destacan los cristales desarrollados de cuarzo (hasta 2.5 mm) que en sectores forman cúmulos y en otros se muestran como inclusiones dentro de plagioclasa. Los cristales de biotita se presentan con formas hexagonales cuando están aisladas, pero en la mayoría de los casos se los aprecia con formas alargadas (figura 5.14d), por lo que se podría interpretar un proceso de metamorfismo que generó la foliación.

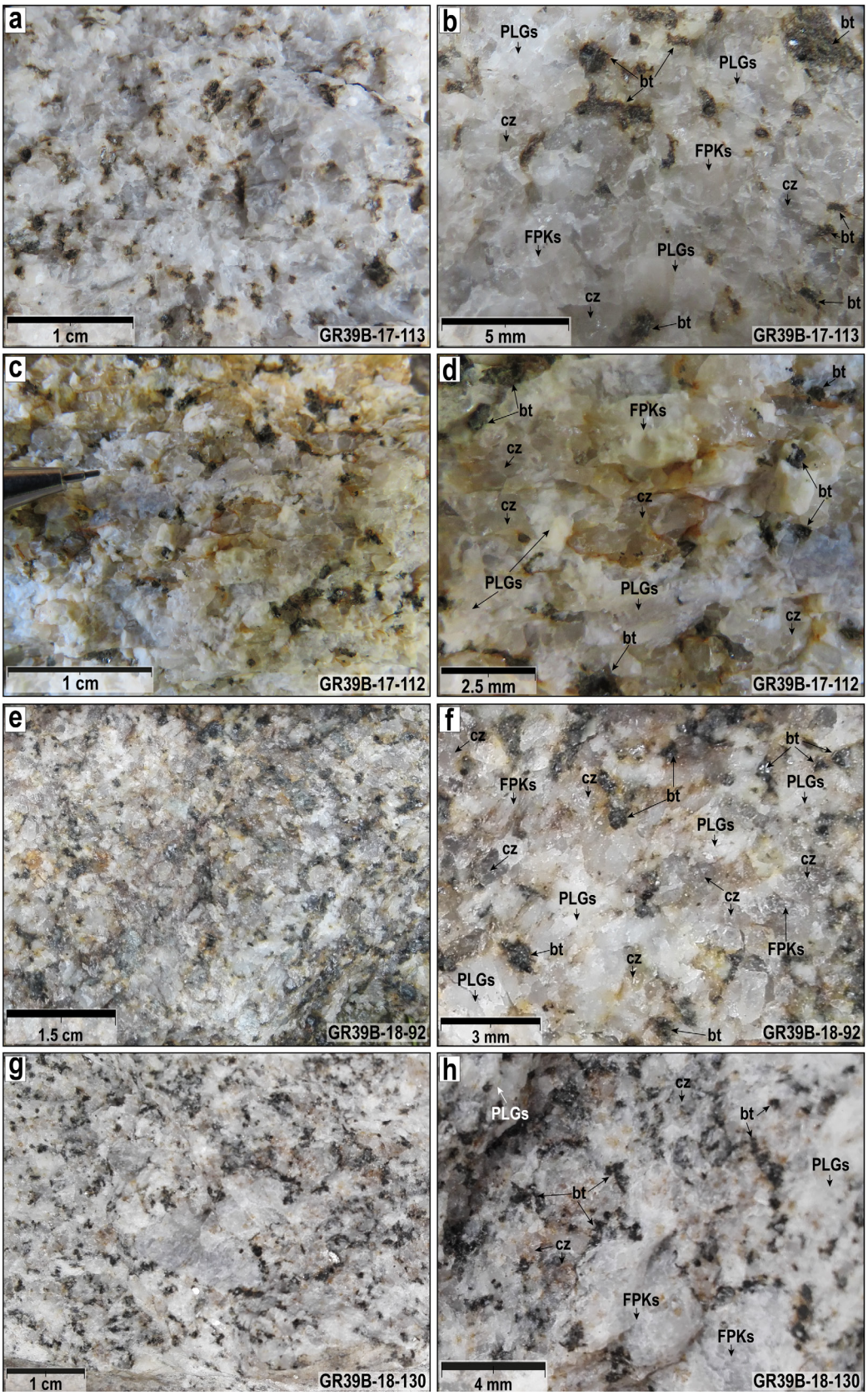


Figura 5.13 Vistas macroscópicas de muestras de monzogranito de la Suite Machupicchu. Cristales de feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

La muestra GR39B-17-111 se colectó cerca del km 97 + 400 de la línea del tren hacia Aguas Calientes; en esta zona se puede apreciar el índice leucócrata y la textura inequigranular de grano grueso (figura 5.14e), que en sectores grada a porfídica. Para el caso de esta muestra se determinó que su composición mineralógica es de cristales de cuarzo subredondeado, feldespato potásico con hábitos tabulares, plagioclasas entre cristales de feldespato potásico y las biotitas que exhiben formas hexagonales. Las características de tamaño y relación granular pueden observarse en figura 5.14f.

De forma general, se puede referir que el cuarzo se presenta con formas subredondeadas y tamaños de hasta 7 mm; los cristales de feldespato potásico a menudo son tabulares y con tamaños que van de 1.5 cm a 4 cm; las plagioclasas aparecen con tamaños < 0.5 cm y de forma dispersa entre los cristales de feldespato potásico principalmente; mientras que los cristales de biotita (1-5 mm) se presentan con formas hexagonales cuando se encuentran aislados y formando agrupaciones, a veces con cierta orientación que podría ser producto de un vento metamórfico sobreimpuesto.

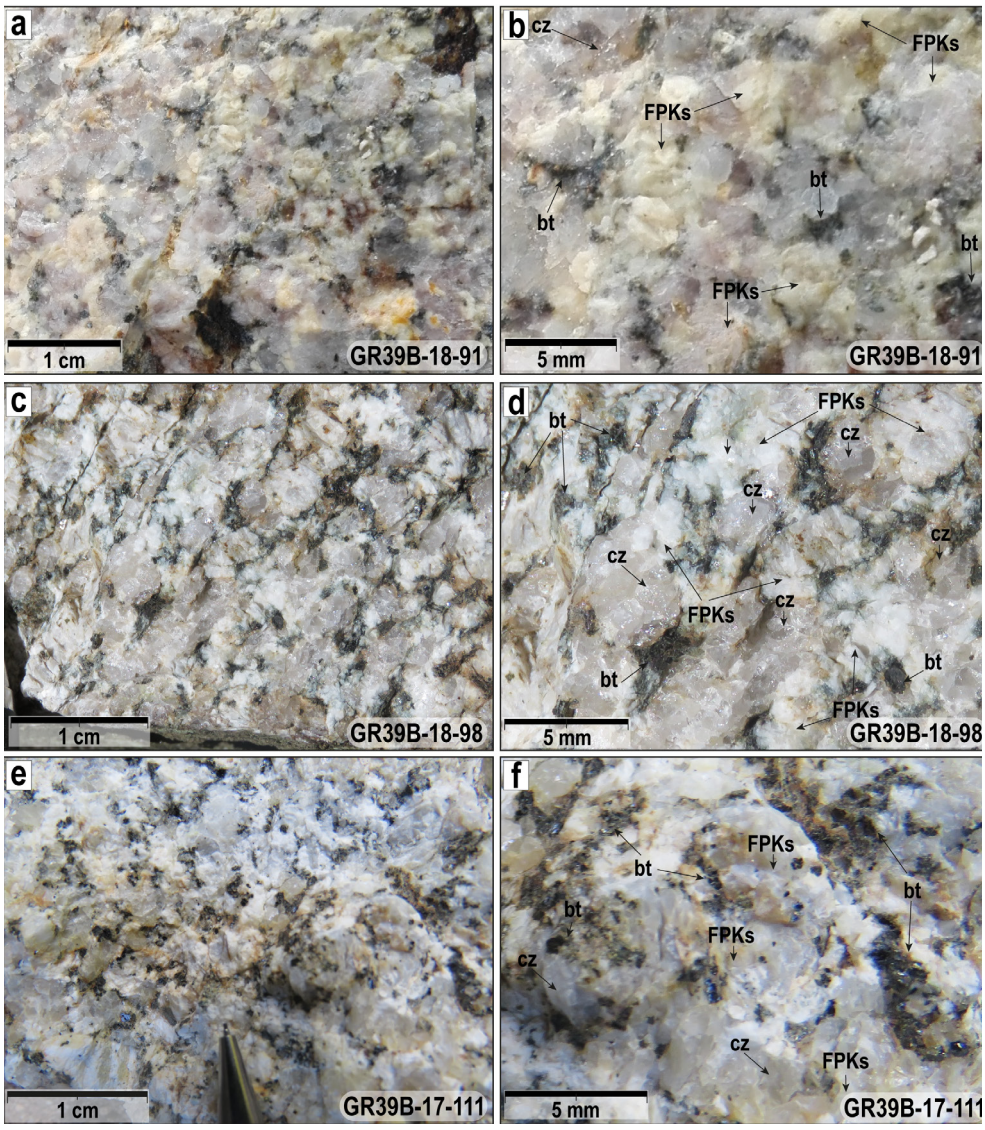


Figura 5.14 Imágenes macroscópicas de diferentes muestras de sienogranito dentro de la Suite Machupicchu. FPKs: feldespato potásico, Cz: cuarzo, bt: biotita.

Granito rosado. – Se trata de una variedad reconocida únicamente en el abra de Runkuracay; no se logró determinar su extensión exacta dada las condiciones climáticas, los escasos afloramientos y lo grueso de la vegetación, pero por fotointerpretación se presume que se trata de un pequeño cuerpo elongado de 1.5 km de largo y 0.25 km de ancho. De los pocos afloramientos disponibles se concluye que se presentan con estructura masiva y erosión a manera de bloques esferoidales, además de un fracturamiento moderado. Macroscópicamente se trata de una roca intrusiva de textura equigranular de grano medio e índice de color leucócrata (figura 5.15 a y b), constituida por cristales de cuarzo (35 %), feldespato potásico de tonalidades rosadas (35 %), plagioclasas (20 %), cristales de biotita (7 %) y otros (3 %).

Granito con moscovita. – Se trata de una variedad de granito que únicamente se identificó a la altura del km 102 de la línea del tren, su afloramiento es de aproximadamente 100 m de ancho; probablemente, se trate de un dique, pero dada la intensa cobertura vegetal resultó difícil definir su comportamiento como como globoso o laminar.

Sus afloramientos se presentan de forma masiva y fracturamiento leve a moderado; su textura es inequigranular de grano medio y posee un índice de color leucócrata (figura 5.15c). Sus constituyentes minerales reconocidos (figura 5.15d) son cristales de cuarzo (40 %), feldespato (30 %), plagioclasa (15 %), moscovita (8 %), biotita (3 %), otros (4 %).

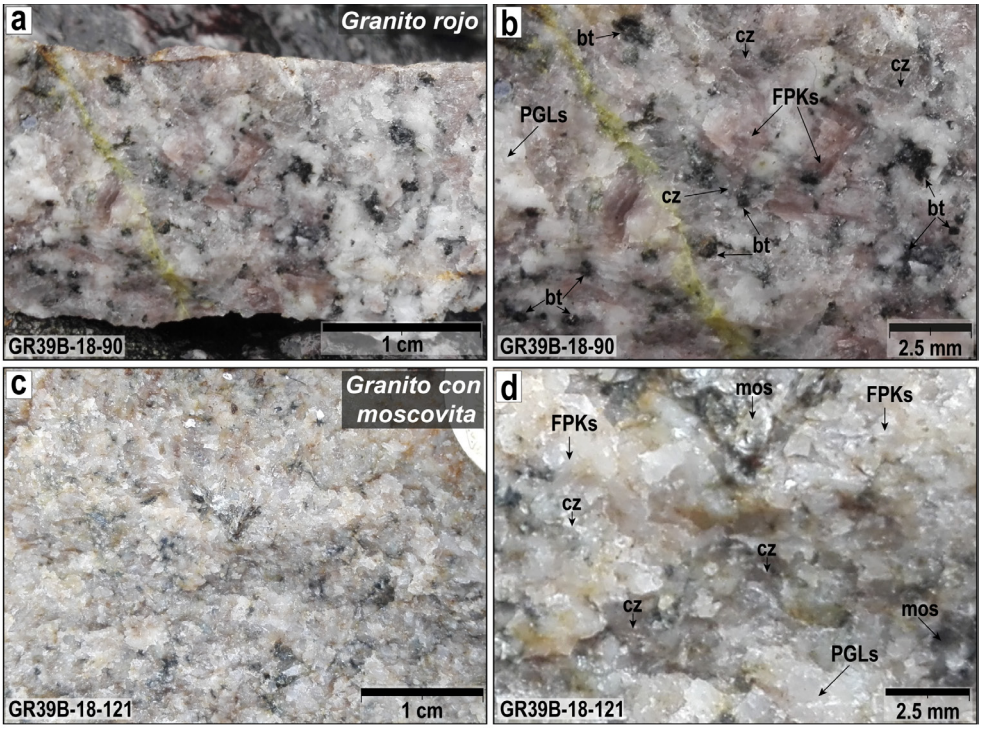


Figura 5.15 Imágenes macroscópicas de otras variedades de granitos dentro de la Suite Machupicchu: a) y b) granitos rosados del abra Runkuracay; c) y d) variedad de granito con moscovita. FPKs: feldespatos potásicos, PGLs: plagioclasas, cz: cuarzo, bt: biotita, mos: moscovita.

Petrografía. - Para presentar las características petrográficas de la suite, se sometieron varias muestras a estudio petrográfico. Las muestras analizadas corresponden a las variedades monzogranito y sienogranito, las mismas que se presentarán en detalle a continuación.

Monzogranito. - Para este espécimen se estudiaron las muestras GR39B-17-172, GR39B-18-126D, GR39B-18-130. La primera muestra proviene del extremo O del Plutón Machupicchu; se le colectó en las cercanías de Llaqtapata, donde se caracteriza por presentar megacristales de feldespatos y plagioclasas (pudiendo ser confundidos con sienogranitos). Bajo el microscopio se determinó que se trata de una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.16a), constituida por cristales de cuarzo intergranular (33 %), plagioclasas (28 %) con alteración de arcillas y sericita (figura 5.16b), feldespatos potásicos (26 %) con alteración incipiente de arcillas, biotita (5 %) con alteración incipiente de cloritas y diseminación de minerales opacos (2 %).

El cuarzo es el constituyente esencial de mayor concentración modal, se le reconoció como cristales de formas anhedrales (0.3 mm – 3 mm) con borde irregulares, microfracturados; con extinción recta, algunos con inclusiones de apatito. Las plagioclasas aparecen como cristales de formas subhedrales y hábitos prismáticos (0.3 mm – 2.6 mm), maclados y zonados; en algunos casos se reconoció alteración de arcillas y sericita. Los feldespatos potásicos se reconocieron a manera de cristales de formas subhedrales (≤ 5.6 mm), maclados según Carlsbad, en sectores con textura pertítica y con inclusiones de plagioclasas y biotita (textura poiquilítica); su alteración es incipiente y corresponden esencialmente a arcillas.

El mineral accesorio más importantes es sin duda la biotita; esta se manifiesta a manera de cristales de formas subhedrales (0.2 mm – 2.3 mm) con hábitos tabulares y bordes irregulares, que en sectores se hallan agrupados; presentan inclusiones de zircón y apatito, algunos exhiben alteración incipiente a cloritas. También, ocurren minerales opacos ocurren diseminados en la muestra; su proporción modal es considerable. Aparecen como cristales de formas subhedrales y anhedrales (0.03 mm – 1.3 mm) con bordes irregulares, se presentan diseminados en la muestra.

La muestra GR39B-18-126D se colectó a aproximadamente 1 km al sur del poblado de Aguas Calientes; su descripción microscópica refiere una roca intrusiva con textura granular (figura 5.16 c y d), conformada por agregados de cuarzo (25 %), plagioclasas (30 %), feldespatos potásicos (26 %) y biotita (7 %) como minerales esenciales. Como accesorios ocurren anfíboles (4 %), esfena (1 %), minerales opacos (1 %), apatito y zircón, estos últimos a niveles traza. Los minerales de alteración en conjunto alcanzan un 6 %; se identificaron sericita (2.5 %), epidota (1.5 %), arcillas (1 %), clorita (1 %) y óxidos de hierro (traza). Las plagioclasas se observaron como cristales de formas subhedrales (≤ 10.8 mm) con hábito prismático, exhiben maclas polisintéticas y zonación; así como también una alteración a sericita y epidota. Los feldespatos potásicos se reconocieron a manera de cristales anhedrales (≤ 12 mm), en ocasiones subhedrales tabulares, a menudo con exsoluciones de albita (pertita); están rellenando espacios entre cristales de plagioclasas y biotita, muchas veces englobando pequeños cristales de estos y en sectores están alterados a arcillas y sericita. El cuarzo se reconoció como cristales anhedrales (≤ 4.37 mm), se presenta en forma intersticial con extinción ondulante. La biotita es el ferromagnesiano con mayor proporción modal, se lo reconoce como cristales subhedrales de hábito tabular (≤ 2.48 mm) entre cristales de plagioclasas; están intercrecidos con esfena y presentan alteración a cloritas y óxidos de hierro.

La presencia de anfíbol resalta en esta muestra; se reconocieron cristales euhedrales (≤ 1.12 mm) y subhedrales (≤ 0.35 mm). En ambos casos se observó hábito prismático; en el caso de los cristales euhedrales se observó sección basal hexagonal, mientras que en el segundo caso se los reconoció como agregados granulares intercrecidos con biotita. Otros detalles minerales pueden revisarse en los anexos.

Finalmente, la muestra GR39B-18-130 se localiza a aproximadamente 1.5 km al oeste (en línea recta) de Aguas Calientes. En este caso se la describe como una roca intrusiva con textura granular hipidiomórfica (figura 5.16 e y f), constituida por agregados de cuarzo (24 %), feldespatos potásicos (24 %), plagioclasas (32 %) y biotita (10 %) como cristales esenciales. Como accesorios se reconocieron cristales de anfíboles (3 %) asociados a biotita, minerales opacos (2.5 %) y esfena (0.5). A nivel de trazas ocurren apatito y zircón como inclusiones en biotita y plagioclasas. Se observa sericita y epidota como productos de alteración de las plagioclasas y cloritas alterando a biotitas.

Las plagioclasas se reconocieron como cristales subhedrales de hábito prismático (≤ 5.7 mm), con maclado polisintético y zonación; están alterados a epidota y sericita, también presentan oquedades rellenas de cuarzo, cloritas y esfena. Se evidencia que algunos cristales se encuentran parcialmente reemplazados por feldespatos potásico; en algunos cristales se logró determinar tamaños de hasta 13 mm. El cuarzo se reconoció como cristales anhedrales (≤ 5.51 mm), en ocasiones con bordes redondeados y con extinción ondulante; se presentan rellenando espacios entre plagioclasas. En el caso de los feldespatos potásico se determinó que se manifiestan como cristales anhedrales a subhedrales con hábito tabular (≤ 7.22 mm); en ellos se reconoció maclas simples, raramente en rejillas (microclina) y más comúnmente textura pertítica. Se considera dentro de los cristales esenciales a la biotita dada su alta concentración modal; este espécimen mineral se reconoce como cristales subhedrales (≤ 2.55 mm) de hábito tabular, los que ocurren rellenando espacios; ocasionalmente están asociados a minerales opacos y esfena, presentan inclusiones de apatita y zircón, además de alteración a cloritas.

Los anfíboles presentan formas euhedrales (≤ 1.38 mm) y subhedrales (≤ 0.62 mm); en el primer caso, exhiben hábito prismático y maclas simples; mientas que, en el segundo caso, se los reconoció como agregados intercrecidos con biotita.

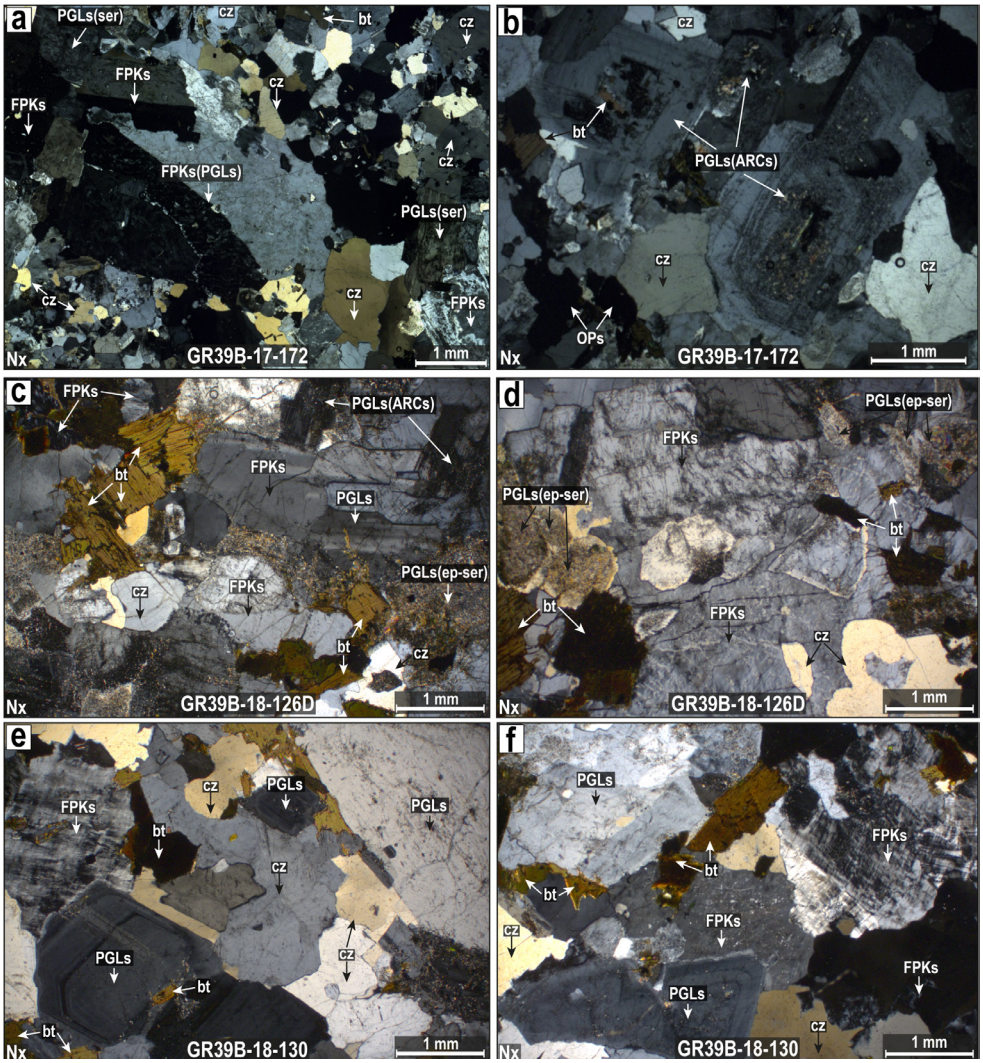


Figura 5.16 Fotomicrografías en Nx de muestras de monzogranito atribuidos a la Suite Machupicchu. Cristales de feldespato potásico: FPKs; Feldespato potásico con textura pertítica: FPKs(PGLs); cristales de plagioclasa (PGLs), con alteración de epidota y sericita: PGLs(ep-ser); plagioclasas con alteración a arcillas: PGLs(ARCs); cuarzo: cz; biotita: bt.

Sienogranito. - Para este espécimen se estudiaron las muestras GR39B-18-83 y GR39B-18-98; la primera por ser el primer ejemplar de sienogranito encontrado en la parte más oriental del plutón y la segunda por ser una muestra datada en el sector occidental de todo el afloramiento. La muestra GR39B-18-83 proviene del paraje de Llulluchapampa (camino inca); luego de analizar esta muestra con el microscopio se concluyó que se trata de un sienogranito con textura granular hipidiomórfica (figura 5.17 a y b), conformada por cristales feldespatos potásicos (55 %), cuarzo (22 %), plagioclasas (15 %) y poca presencia de biotita (5 %). Como accesorios ocurren apatita, zircón y minerales opacos, todos a niveles traza; mientras que los minerales secundarios son clorita (2 %), sericita (0.5 %), arcillas (0.5 %), epídota (traza), esfena (traza) y óxidos de hierro (traza).

Feldespatos potásicos ocurren como cristales anhedrales (0.84 mm – 15 mm), de hábito tabular, con maclas simples y textura pertítica (exsoluciones de albita); se encuentran remplazando a las plagioclasas, heredando en ocasiones relictos de la zonación de este mineral. En estos cristales se reconocieron inclusiones de cristales subhedrales de plagioclasas y biotita, así como alteración a arcillas. El cuarzo aparece a manera de cristales anhedrales (1.1 mm – 5.2 mm), formando agregados granulares, generalmente inequigranulares. Las plagioclasas se reconocieron como cristales subhedrales de habito prismático

(0.76 mm – 5.4 mm), con maclas polisintéticas y zonación, en algunos casos aparecen como inclusiones dentro de feldespatos; respecto de su alteración se identificó sericita y arcillas. En los contactos entre plagioclasas y feldespatos potásicos se encuentran sobrecrecimientos y coronas mirmequíticas.

La biotita aparece como cristales anhedrales de hábito tabular (0.42 mm – 2.51 mm), en algunos casos presentan deformación. Están alterados a cloritas y esfena a través de sus planos de clivaje, también a epidota. Presentan inclusiones de apatito, zircón y minerales opacos.

La descripción de la muestra GR39B-18-98 es similar a la anterior; en esta se identificó también la textura granular hipidiomórfica y en adición parece también reconocerse textura granoblástica (figura 5.17 c y d). En el análisis microscópico resalta la textura pertítica de los feldespatos y una zonación que parece heredada de las plagioclasas; las plagioclasas exhiben zonación y macla polisintética que, si bien son características comunes en estos cristales, no se las reconoció así en las Suite Piscacucho, la otra unidad enclaustrada dentro del Plutón Machupicchu.

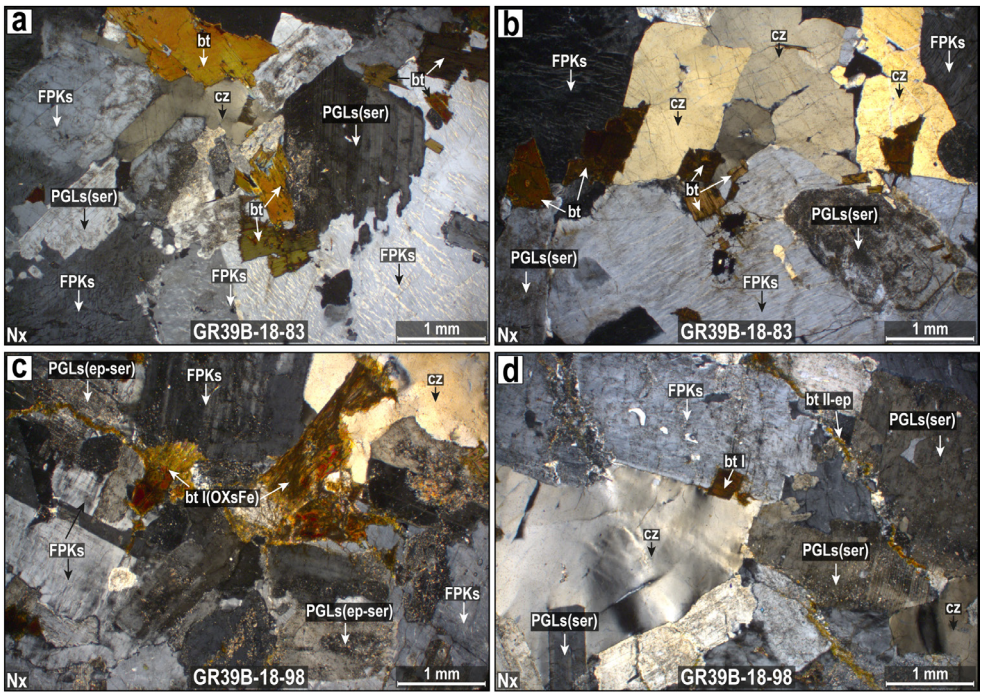


Figura 5.17 Fotomicrografías en Nx de muestras de sienogranito atribuidos a la Suite Machupicchu. Cristales de feldespato potásico: FPKs, plagioclasas con alteración a sericita: PGLs(ser); plagioclasa con alteración a epidota y sericita: PGLs(ep-ser); cristales de cuarzo: cz; cristales de biotita (bt) con alteración a óxidos de hierro: bt I (OXsFe); agregados de biotita II y epidota: bt II-ep.

Relaciones de contacto. - Es difícil reconocer las relaciones de contacto de cada variedad granítica mencionada dentro de la suite, en gran medida por los pocos accesos y la intensidad de la cobertura vegetal; sin embargo, podemos mencionar que, en la zona sur, específicamente en el cerro Manzanayoc se pudo definir que los monzogranito intruyen a los estratos del Grupo Ollantaytambo (figura 5.18), mientras que en su zona occidental se definió que se emplazan dentro de las metamorfitas del Complejo Iscaybamba.

Respecto de la variedad sienogranito se logró determinar que se intruyen dentro de las facies metasedimentarias de los grupos Ollantaytambo y San José en la zona este del Plutón Machupicchu; mientras que en la zona oeste intruyen a las secuencias sedimentarias ordovícicas de la Formación Málaga. Tanto monzogranitos como sienogranitos intruyen a las granodioritas de la Suite Piscacucho, a las cuales hacen aflorar como techos colgados (*roof pendant*).

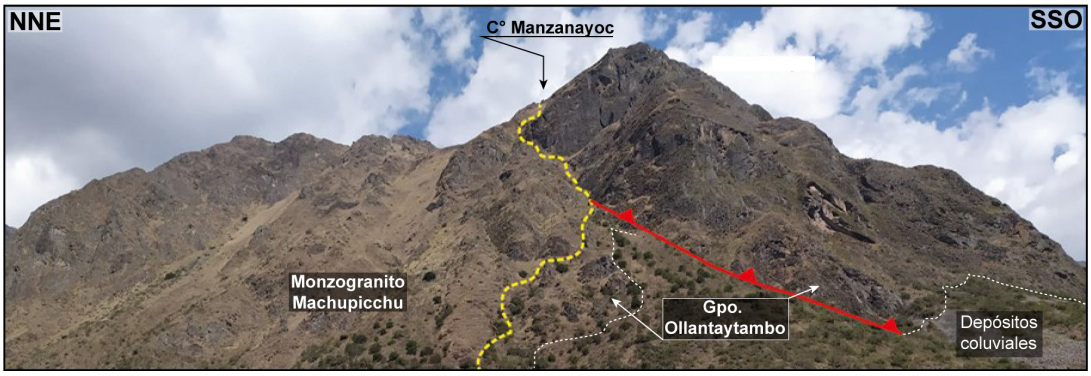
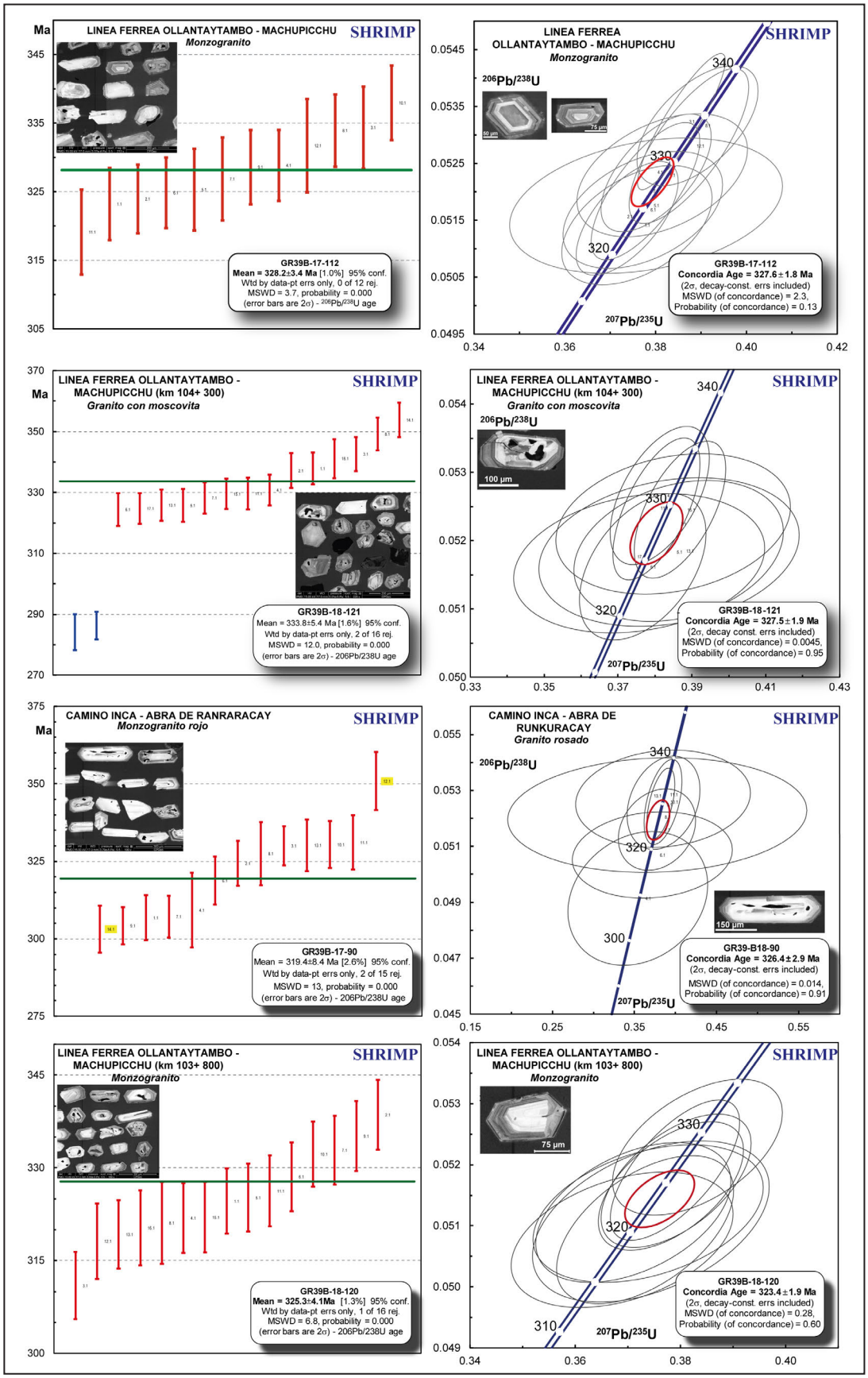


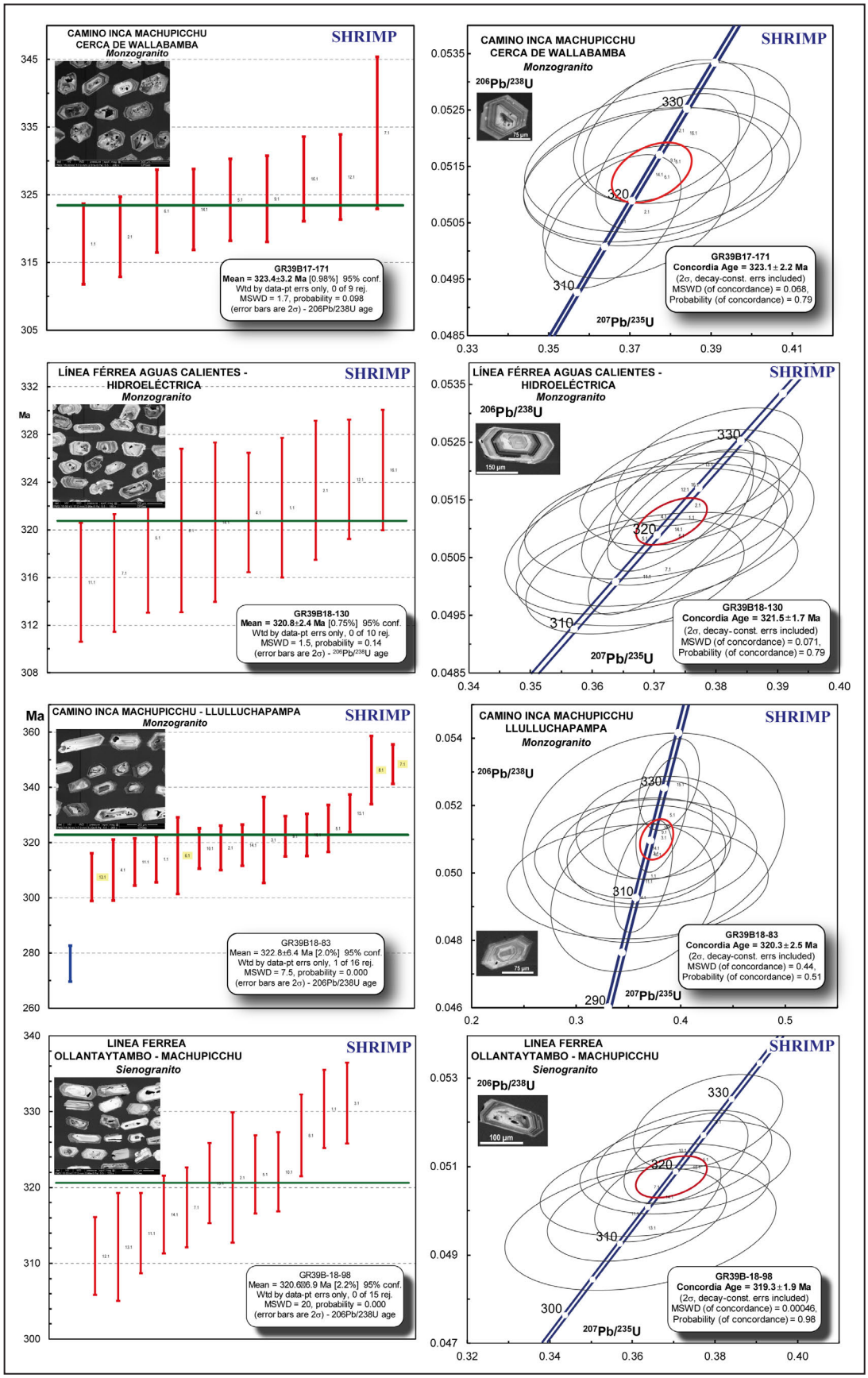
Figura 5.18 Vista panorámica del contacto (en líneas discontinuas amarillas) entre monzogranitos Machupicchu y las metamorfitas del Grupo Ollantaytambo.

Edad. - Machupicchu es un cuerpo intrusivo que tradicionalmente se consideró como parte de un magmatismo del intervalo Pérmico – Triásico (Carlotto et al., 1996; Carlotto et al., 1999), una idea que se repite en casi todas las intrusiones graníticas de la Cordillera Oriental del sur del Perú. Esa edad se planteó probablemente debido a una edad radiométrica Rb-Sr de 246 ± 10 Ma (Egeler & De Booy, 1961), que si bien se asigna una edad del Triásico medio por su alto error podría llegar a situarse hasta en el Pérmico superior.

El método empleado en la datación antes citada puede ser controversial. Tal es el caso que Miskovic et al. (2009) quienes datan el granito de Machupicchu por el método U-Pb sobre zircones, obteniendo una edad 324.1 ± 5.3 Ma; esta edad es corroborada más tarde por Reitsma (2012), quien realiza dataciones en monzogranitos y sienogranitos, ambas por el método U-Pb. Los resultados del fechamiento fueron 320.1±1.8 Ma y 315. 3±2.4 Ma, respectivamente, resultados que no dejan duda de que los granitos de Machupicchu son de edad Carbonífero y no del Triásico. Si el lector ha revisado este boletín desde el inicio, habrá podido notar que el Plutón Machupicchu se compone de hasta dos suites y dada la variedad litológica es imperante precisar la edad de cada litología reconocida; tal es el caso que este trabajo se han ejecutado nueve dataciones U-Pb (figura 5.19) para ubicar con precisión las edades de las rocas en el tiempo geológico.

El fechamiento de las rocas se realizó mediante SHRIMP en la Universidad de Sao Paulo (Brasil), los resultados sitúan la edad de las intrusiones en el Carbonífero; la variedad monzogranito es la más antigua y su cristalización se suscitó en el rango de edad 327.6 Ma – 320.1 Ma. La variedad sienogranito es, sin dudas, la más joven, dado que se presentaba como variaciones dentro del monzogranito; la edad de estos especímenes se corroboró con la geocronología, que sugiere edades de cristalización en el intervalo 319.3 Ma – 313.9 Ma. Los especímenes diferentes que se describieron dentro de la suite se sometieron también a fechamiento; tal es el caso que el granito con moscovita arrojó una edad concordia de 327.5 ± 1.9 Ma, mientras que la edad del granito rosado se dató en 326.4 ± 2.9 Ma. En conclusión, la edad de la Suite Machupicchu es Mississippiano superior – Pennsylvaniano medio.


LINEA FERREA OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU
Monzogranito
SHRIMP
GR39B-17-112
Mean = 328.2±3.4 Ma [1.0%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 0 of 12 rej.
MSWD = 3.7, probability = 0.000
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
LINEA FERREA OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
207Pb/235U
GR39B-17-112
Concordia Age = 327.6±1.8 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 2.3,
Probability (of concordance) = 0.13
LINEA FERREA OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU (km 104+ 300)
Granito con moscovita
SHRIMP
GR39B-18-121
Mean = 333.8±5.4 Ma [1.6%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 2 of 16 rej.
MSWD = 12.0, probability = 0.000
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
LINEA FERREA OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU (km 104+ 300)
Granito con moscovita
SHRIMP
206Pb/238U
100 µm
207Pb/235U
GR39B-18-121
Concordia Age = 327.5±1.9 Ma
(2σ, decay const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.0045,
Probability (of concordance) = 0.95
CAMINO INCA - ABRA DE RANRARACAY
Monzogranito rojo
SHRIMP
GR39B-17-90
Mean = 319.4±8.4 Ma [2.6%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 2 of 15 rej.
MSWD = 13, probability = 0.000
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
CAMINO INCA - ABRA DE RUNKURACAY
Granito rosado
SHRIMP
206Pb/238U
150 µm
207Pb/235U
GR39-B18-90
Concordia Age = 326.4±2.9 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.014,
Probability (of concordance) = 0.91
LINEA FERREA OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU (km 103+ 800)
Monzogranito
SHRIMP
GR39B-18-120
Mean = 325.3±4.1Ma [1.3%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 1 of 16 rej.
MSWD = 6.8, probability = 0.000
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
LINEA FERREA OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU (km 103+ 800)
Monzogranito
SHRIMP
75 µm
207Pb/235U
GR39B-18-120
Concordia Age = 323.4±1.9 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.28,
Probability (of concordance) = 0.60


CAMINO INCA MACHUPICCHU
CERCA DE WALLABAMBA
Monzogranito
SHRIMP
GR39B17-171
Mean = 323.4±3.2 Ma [0.98%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 0 of 9 rej.
MSWD = 1.7, probability = 0.098
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
CAMINO INCA MACHUPICCHU
CERCA DE WALLABAMBA
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
207Pb/235U
GR39B17-171
Concordia Age = 323.1 ± 2.2 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.068,
Probability (of concordance) = 0.79
LÍNEA FÉRREA AGUAS CALIENTES -
HIDROELÉCTRICA
Monzogranito
SHRIMP
Ma
GR39B18-130
Mean = 320.8±2.4 Ma [0.75%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 0 of 10 rej.
MSWD = 1.5, probability = 0.14
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
LÍNEA FÉRREA AGUAS CALIENTES -
HIDROELÉCTRICA
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
207Pb/235U
GR39B18-130
Concordia Age = 321.5 ± 1.7 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.071,
Probability (of concordance) = 0.79
Ma
CAMINO INCA MACHUPICCHU - LLULLUCHAPAMPA
Monzogranito
SHRIMP
GR39B18-83
Mean = 322.8±6.4 Ma [2.0%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 1 of 16 rej.
MSWD = 7.5, probability = 0.000
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
CAMINO INCA MACHUPICCHU
LLULLUCHAPAMPA
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
207Pb/235U
GR39B18-83
Concordia Age = 320.3 ± 2.5 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.44,
Probability (of concordance) = 0.51
LINEA FERREA
OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU
Sienogranito
SHRIMP
GR39B-18-98
Mean = 320.6±6.9 Ma [2.2%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 0 of 15 rej.
MSWD = 20, probability = 0.000
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
LINEA FERREA
OLLANTAYTAMBO - MACHUPICCHU
Sienogranito
SHRIMP
206Pb/238U
207Pb/235U
GR39B-18-98
Concordia Age = 319.3 ± 1.9 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.00046,
Probability (of concordance) = 0.98

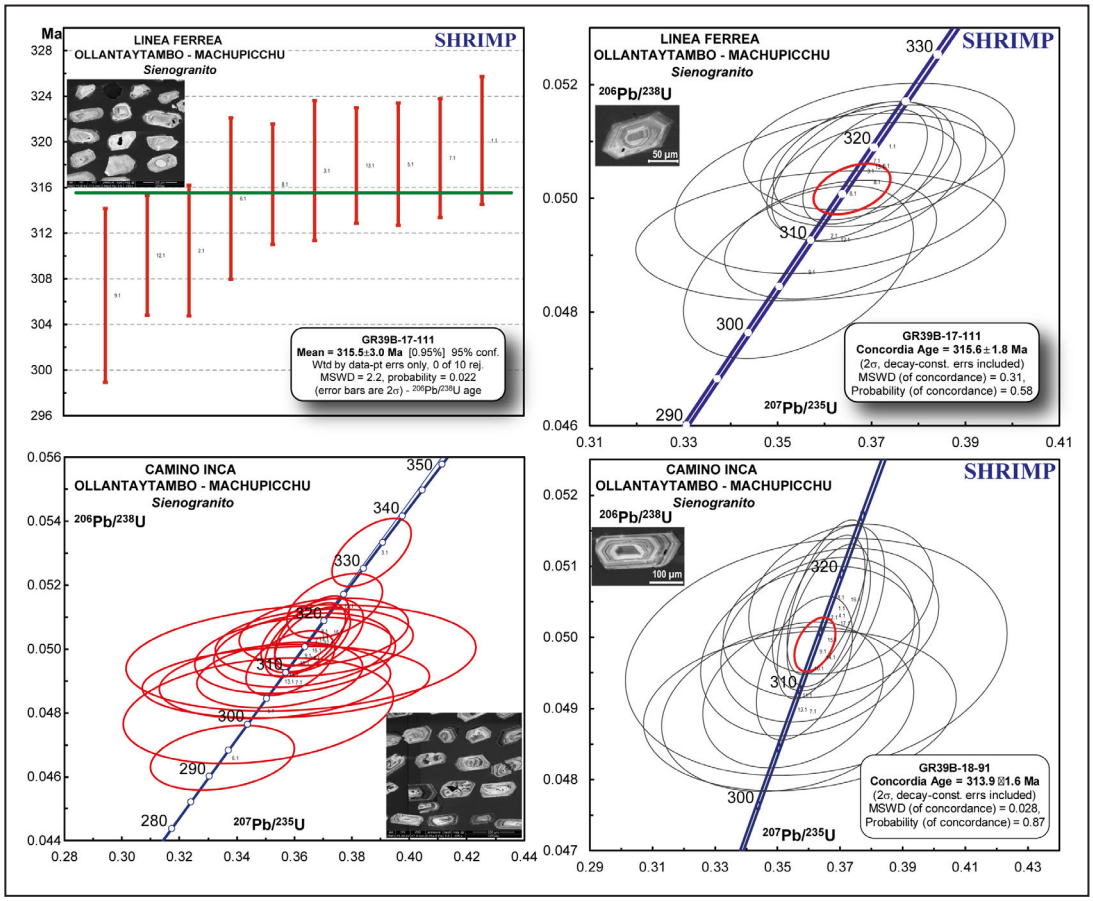


Figura 5.19 Diagramas geocronológicos (average age y concordia age) de muestras de la Suite Machupicchu.

5.4 SUITE CAPACSAYA

Bajo esta denominación se presentan las rocas que conforman un plutón elongado de dirección NO-SE, el mismo que se reconoce desde el nevado Chicón en el extremo SE hasta las inmediaciones de Huacachuasi hacia el NO, ambos parajes dentro de la hoja 27r1(cuadrángulo de Urubamba). Se ubica a unos 5 km al norte de Urubamba, razón por la que su denominación inicial fue macizo de Urubamba (Carlotto et al., 1996) y más tarde bajo el nombre de Plutón Chicón – Capacsaya (Sánchez & Zapata, 2003).

Antes de presentar las características de la suite, es necesario precisar que como plutón se lo considera compuesto y de intrusión múltiple, pudiendo reconocerse hasta tres litologías emplazadas en dos periodos de intrusión diferentes. Un dato adicional y no menos importante es que este cuerpo ígneo alcanza una superficie de aproximadamente 80 km^2.

Ubicación de los afloramientos. - Probablemente, se trate de la suite con los afloramientos más restringidos dentro del Segmento de Vilcabamba. Si bien la extensión del cuerpo intrusivo donde se lo reconoció es de cerca de 80 km^2, a la suite corresponden únicamente la mitad de esta extensión. Su accesibilidad es compleja dado que se trata de zonas de nevados, tal es el caso que solo existe un camino de herradura que corta de manera adecuada el cuerpo ígneo. Esta ruta empieza en el paraje de Cuncani, atraviesa el abra Capacsaya y desde ahí se pueden tomar dos rutas, la primera bajando la quebrada Pacchaspata y la segunda por la ruta Sutoc – Pacchaspata.

Existen otras dos rutas que no proporcionan información litológica para la suite dado que, si bien cortan la zona de contacto del plutón, la litología que se reconoce corresponde a otra suite que abordaremos más adelante; estos caminos son Huacachuasi – Mantayoc – Yanahuara y Cuncani – Cancha Cancha.

En la figura 5.20 se muestran los parajes mencionados anteriormente, así como las litologías que se reconocieron dentro del plutón, sin que correspondan necesariamente a la misma suite.

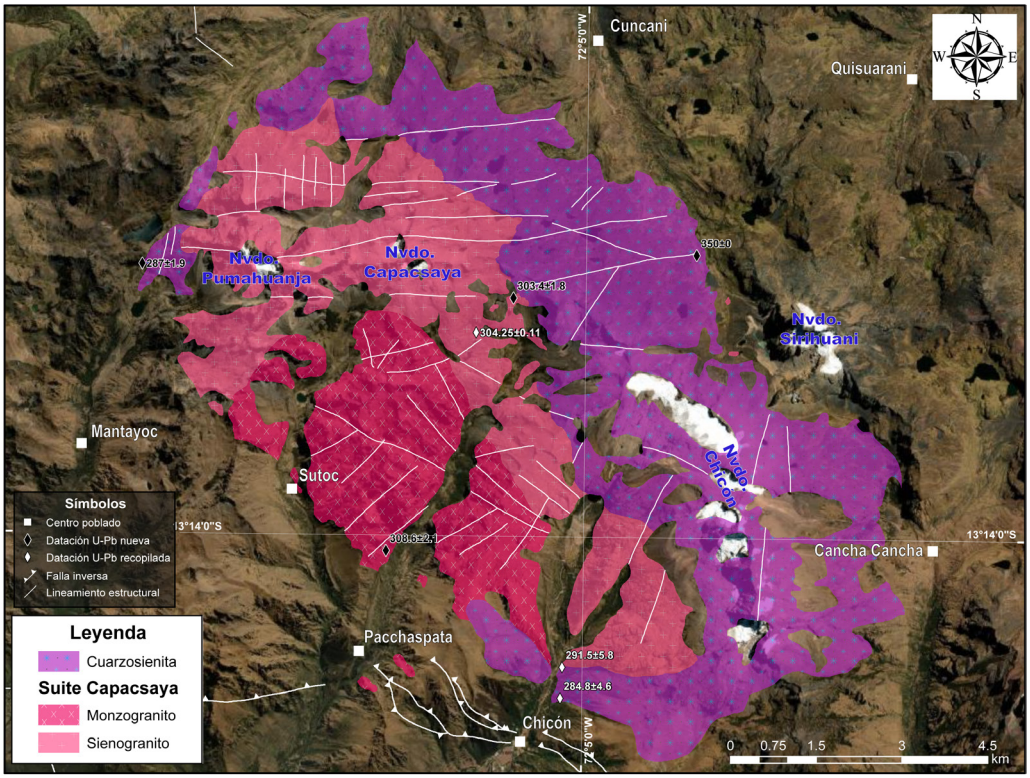


Figura 5.20 Distribución litológica reconocida dentro del Plutón Capacsaya, nótese en la leyenda que a pesar de haberse reconocido tres litologías solo dos son las que componen la Suite Capacasaya.

Aspectos macroscópicos. - Se reconocen monzogranitos y sienogranitos dentro de la suite, además de cuarzosienitas que si bien afloran dentro del plutón, en nuestra opinión, son genéticamente diferentes a los granitoides Capacsaya, razón por lo que se abordarán más adelante.

Monzogranito. - Esta variedad litológica aflora en la zona sur del plutón, desde la parte alta de la quebrada Pacchaspata hasta las cercanías del paraje homónimo; también se reconoció este espécimen geológico en los alrededores de Sutoc y a lo largo de la parte alta de la quebrada del mismo nombre. Sus afloramientos se presentan con diaclasamiento moderado y una erosión que deja los afloramientos como superficies acolinadas, probablemente por la acción geológica de los glaciares.

Macroscópicamente se caracterizan por presentar un índice de color leucócrata y textura inequigranular de grano grueso (figura 5.21a). Respecto de sus constituyentes minerales (figura 5.21b) se puede resaltar que se reconoció plagioclasa (35 %) a manera de cristales con formas irregulares; en algunos casos, se logró apreciar su macla característica tipo Albita; también, se reconoció feldespato potásico (30 %) a manera de fenocristales, los mismos que en algunos casos alcanzan hasta 8 mm de diámetro. El cuarzo (30 %) se exhibe con formas irregulares y en sectores formando cúmulos, mientras que la biotita (5 %) se presenta formando acumulaciones y eventualmente de forma hexagonal distribuida en toda la muestra.

Sienogranito. – Esta variedad es probablemente la más compleja para su cartografiado, dado que continuamente se aprecian variaciones locales a monzogranitos. Sus afloramientos se pueden reconocer desde las faldas del cerro Pucajasa hasta la naciente de la quebrada Pacchaspata, en las faldas del cerro Turujana. Sus afloramientos pueden observarse con fracturamiento intermedio a intenso, así como también, a manera de bloques subangulosos que son el reflejo de la acción de los glaciares. Dado que se trata de la intrusión periférica, su granulometría es a menudo muy variable, la misma que aumenta hacia el centro de los afloramientos. Macroscópicamente se determinó que en todos sus afloramientos presentan una textura

fanerítica inequigranular de grano medio a grueso y un índice de color leucócrata (figura 5.22). Se constituye de cristales de cuarzo amorfo (30 %), feldespato potásico (45 %), plagioclasas (15 %) y biotita (5 %). Resaltan los cristales de feldespato potásico por sus tonalidades rojizas y en esta variedad por sus tamaños de hasta 1.2 cm de diámetro.

Petrografía. - Se han estudiado bajo el microscopio de polarización muestras de ambas facies de granito. En el caso de la facie monzogranito, se estudió la muestra GR39B-17-61, resultando un monzogranito de textura granular hipidiomórfica (figura 5.23), constituida por cristales de plagioclasa (< 3 mm) con formas subhedrales (35 %), prismáticos; algunos con macla polisintética y alteración de sericita, carbonatos, arcillas e impregnaciones de óxidos de hierro. Se reconoció cristales de feldespato potásico (< 2.5 mm), a menudo con forma subhedral (27 %) y hábito prismático, en sectores con exoluciones de cuarzo, formando textura gráfica (5.23a). El cuarzo (< 0.4 mm) es anhedral, con bordes irregulares (23 %), mientras que como accesorios se reconocieron probables cristales ferromagnesianos (>0.6 mm); estos se presentan como moldes (2 %). Aparentemente se trata de biotita de forma subhedral y tabular, pero también se identificó opacos (0.03 mm – 0.9 mm) con formas anhedrales y subhedrales (3 %), los que encuentran diseminados.

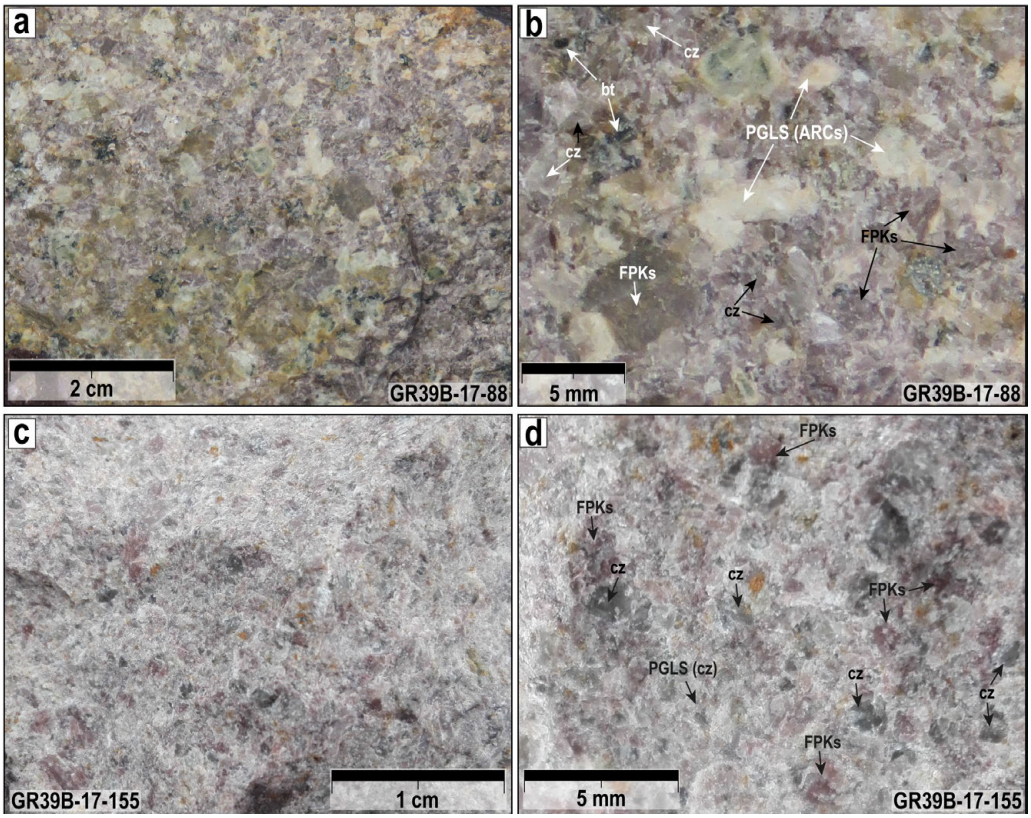


Figura 5.21 Vistas de detalle de muestras de monzogranito de la Suite Capacasaya: a) y c) vistas que resaltan la textura, índice de color y granulometría de las muestras; b) y d) vistas detalladas resaltando la mineralogía reconocida macroscópicamente. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

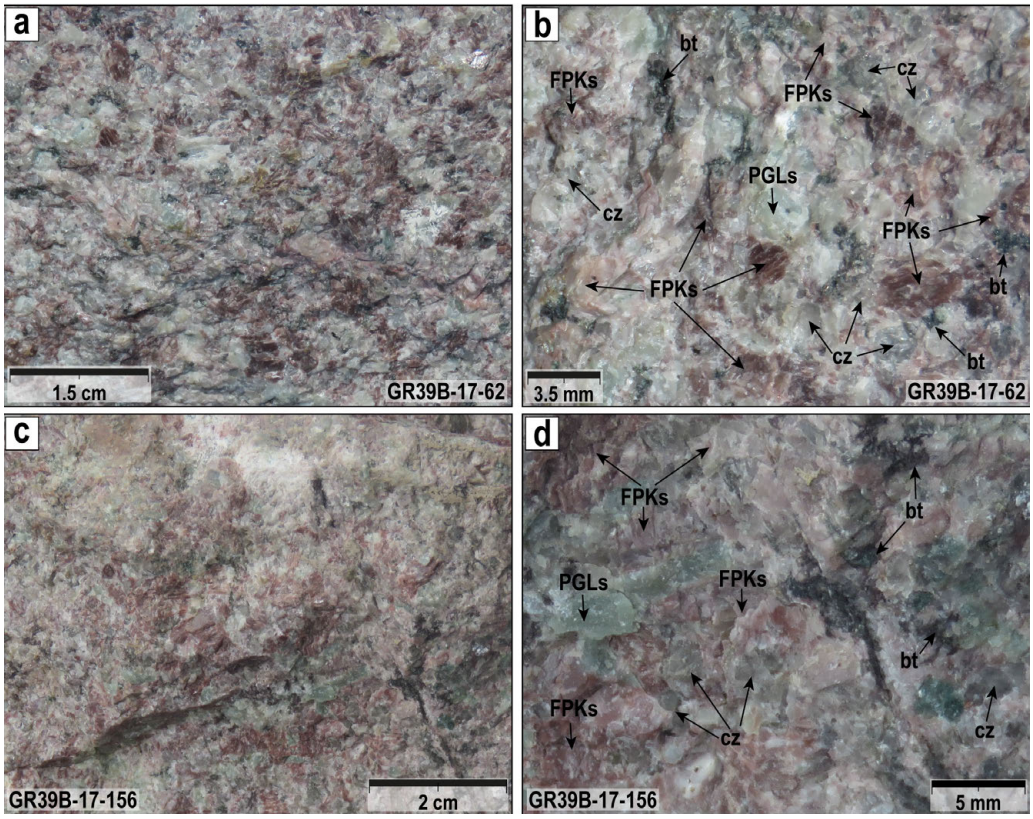


Figura 5.22 Vistas de detalle de muestras de sienogranito de la Suite Capacasaya: a) y c) vistas que resaltan la textura, índice de color y granulometría de las muestras; b) y d) vistas detalladas resaltando la mineralogía reconocida macroscópicamente. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Se identificó también trazas de anfíbol (< 0.1 mm), los que aparecen como cristales intergranulares, con formas anhedrales y microfracturados; también se reconoció zircón, el que se presenta como cristales subhedrales con bordes angulosos a manera de inclusiones en el cuarzo e intersticios.

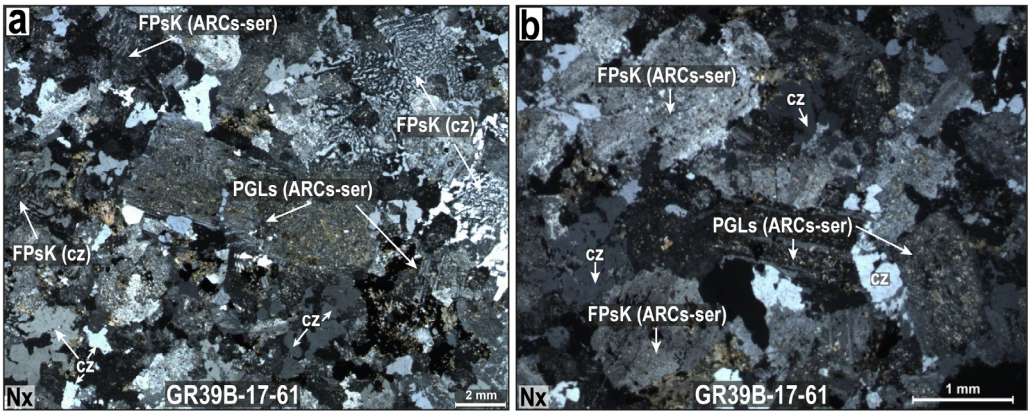


Figura 5.23 Fotomicrografías en Nx de una muestra de monzogranito de la Suite Capacsaya. Se reconocen cristales de feldespato con textura gráfica: FPsK (cz); feldespatos potásicos alterados a arcilla y sericita: FPsK(ARCs-ser); plagioclasas alteradas a arcilla y sericita: PGLs(ARCs-ser); cuarzo (cz).

Las características petrográficas de la variedad sienogranito fueron definidas a partir del estudio de las muestras GR39B-17-40, GR39B-17-41. La primera muestra se definió como un sienogranito de textura granular hipidiomórfica (figura 5.24 a y b), constituida por cristales de feldespatos potásicos (52 %), con alteración de arcillas y arcillas; cuarzo (27 %) con impregnaciones de óxidos de hierro; plagioclasas (12 %) con alteración de sericita y arcillas; moscovita (2 %) con impregnaciones de óxidos de hierro; y minerales opacos (traza) diseminados.

Los feldespatos potásicos se presentan como cristales de formas subhedrales (1 mm – 5.3 mm), en muchos casos con exsoluciones de plagioclasa, formando de esta manera textura pertítica. El cuarzo es anhedral (0.26 mm – 3.8 mm) y microfracturado. Las plagioclasas se observaron a manera de cristales subhedrales (0.5 mm – 3.3 mm) con hábito prismático y macla polisintética.

Los minerales accesorios son moscovita y opacos; el primer espécimen mineral presenta formas subhedrales (≤ 0.8 mm) y hábito tabular; se hallan alterados a arcillas, mientras que los minerales opacos exhiben cristales de formas subhedrales y anhedrales, diseminados en feldespatos potásicos.

La segunda muestra estudiada es un sienogranito de textura granular hipidiomórfica (figura 5.24 c y d), constituida por feldespatos potásicos (42 %) con alteración incipiente de arcillas y sericita; cuarzo (26 %) con inclusiones de biotita, plagioclasas (23 %) con alteración de sericita y arcillas. Los minerales accesorios son biotitas (2 %) alteradas a cloritas, moscovita (traza) con alteración a arcillas y óxidos de hierro; otros accesorios importantes son los minerales opacos y el zircón, ambos a niveles traza.

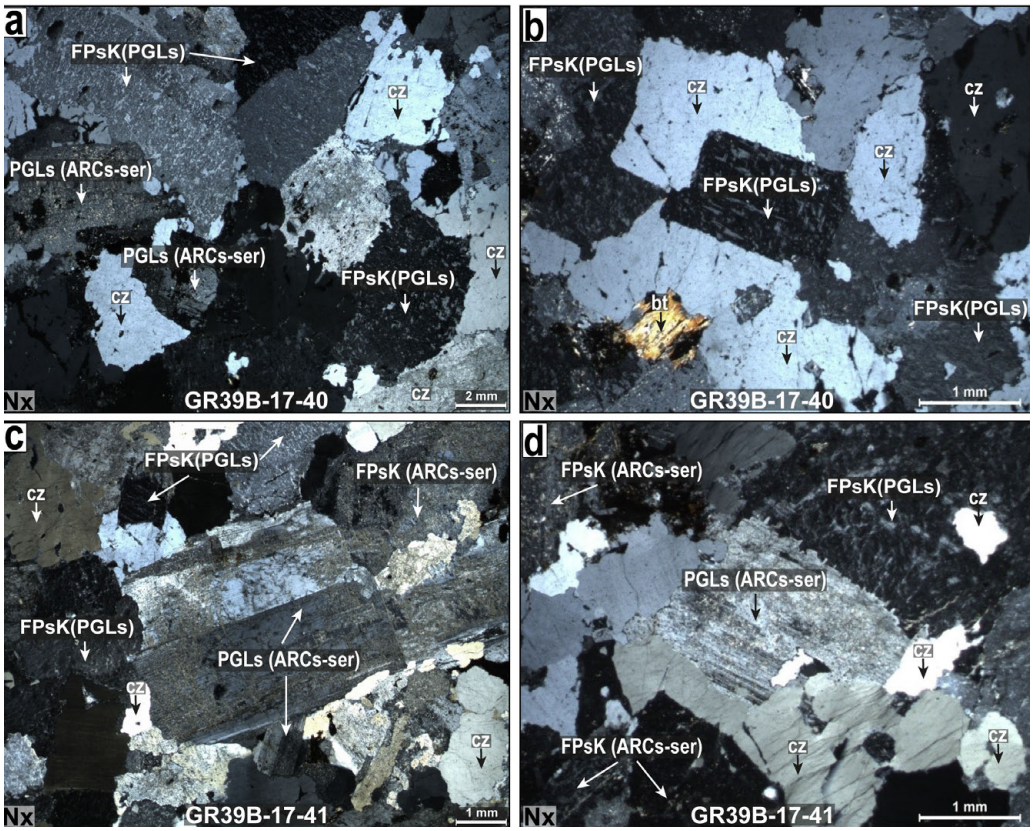


Figura 5.24 Fotomicrografías en Nx de muestras de sienogranito de la Suite Capacsaya. Se reconocen cristales de feldespato con textura pertítica: FPsK (PGLs); feldespatos potásicos alterados a arcilla y sericita: FPsK(ARCs-ser); plagioclasas alteradas a arcilla y sericita: PGLs(ARCs-ser); cuarzo: cz y biotita: bt.

Los feldespatos potásicos se presentan como cristales de formas subhedrales (0.8 mm – 6.3 mm) y bordes irregulares, en muchos casos con macla de Carlsbad y textura pertítica producto de la exsolución de plagioclasa. El cuarzo es en todos los casos anhedral (1.2 mm – 5.2 mm); se reconocieron bordes reabsorbidos, algunos cristales se hallan microfracturados y a menudo se apreció inclusiones de biotita. La plagioclasa se manifiesta a manera de cristales con formas subhedrales (0.5 mm – 6.6 mm) y hábitos prismáticos con desarrollo de macla polisintética y alteración a sericita y arcillas.

La biotita es el único accesorio con porcentaje modal contable; esta especie de filosilicato se reconoció como cristales de formas subhedrales (≤ 0.8 mm), con inclusiones de zircón y minerales opacos; se reconoció en estos minerales alteración a clorita e impregnaciones de óxidos de hierro. La moscovita se presenta como cristales subhedrales (≤ 1 mm) y de hábitos tabulares.

Los minerales secundarios comprenden arcillas (4 %) a manera de agregados criptocristalinos, sericita (2 %) como agregados microescamosos, óxidos de hierro (1 %) alterando a los opacos y cloritas (traza) como agregados criptocristalinos como consecuencia de la alteración de filosilicatos.

Relaciones de contacto. - Dado que únicamente afloran dentro del Plutón Capacsaya, sus relaciones de contacto son con el Grupo Mitu y las sienitas Chicón, en el primer caso; parecen ser cubiertas en inconformidad por los volcánicos Mitu, al mismo tiempo que las variedades de granitos son cortadas por las sienitas Chicón.

Edad. - Al ser cortadas por las sienitas Chicón se deduce que son más antiguas que el Pérmico inferior (Cisuraliano). Sobre la edad absoluta de la suite, se sometieron a datación U-Pb las muestras GR39B-17-40 y GR39B-17-88, que corresponden a las variedades sienogranito y monzogranito, respectivamente. El resultado de los estudios de fechamiento arrojó edades de 303.4 ± 1.8 Ma y 308.6 ± 2.1 Ma correspondientemente (figura 5.25). Estas edades son consistentes con la edad reportada por Reitsma (2012), quien fechó el Plutón Capacsaya en 304 ± 0.11 Ma; además, son consistentes también con la edad de las sienitas que fueron datadas en 284.8 ± 4.6 Ma por Miskovic et al. (2009).

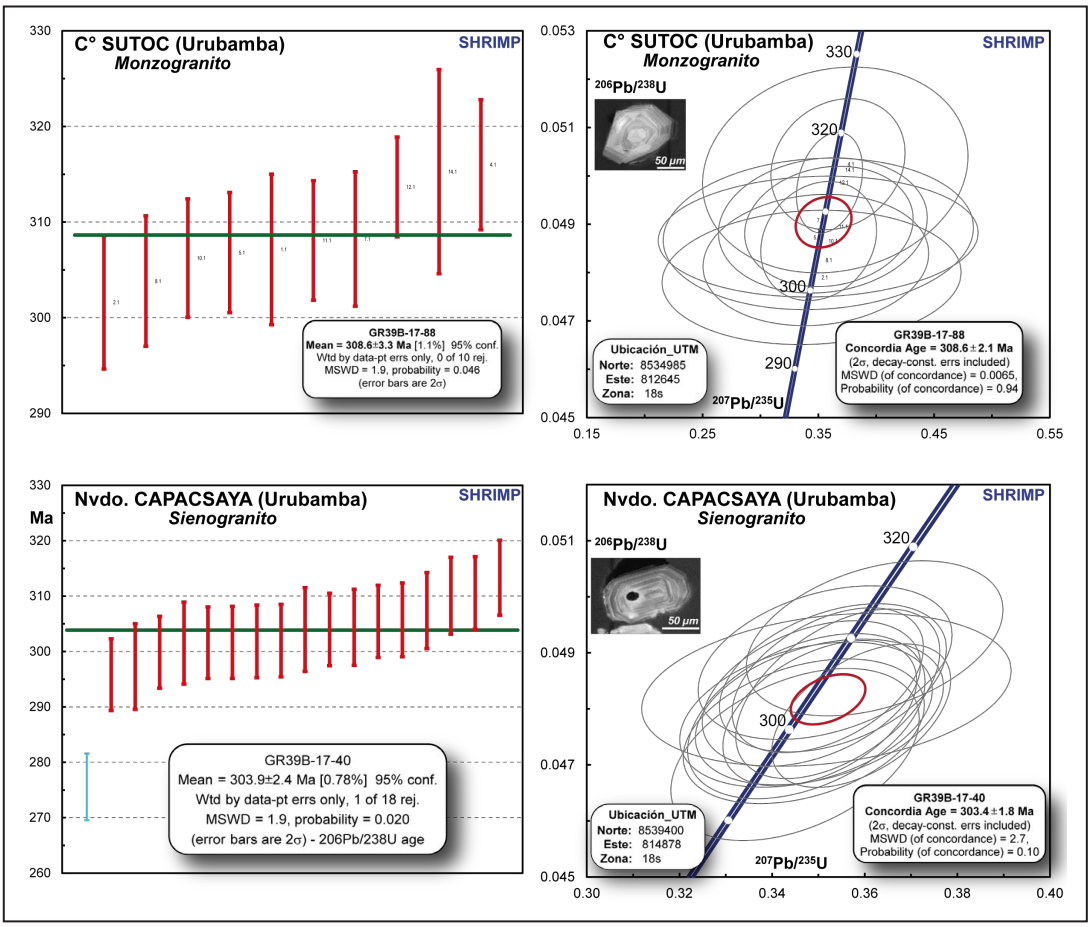


Figura 5.25 Diagramas geocronológicos (average age y concordia age) de muestras de la Suite Capacsaya.

5.5 SUITE CHICÓN

Introducimos esta denominación para nombrar un conjunto de afloramientos de rocas intrusivas sieníticas que afloran en las faldas del nevado Chicón principalmente, aparentemente bordeando a las variedades de granitoides de la Suite Capacsaya. En la geología 1:100 000 (Carlotto et al., 1996) no se cartografió (dentro del macizo de Urubamba), pero en lo poco de información que hay se puede leer que a nivel microscópico se identificó cuarzosienitas que son la litología que en este trabajo denominamos Suite Chicón.

Ubicación de los afloramientos. - Esta suite se reconoció en las periferias del Plutón Chicón – Capacsaya (Sánchez & Zapata, 2002), también conocido como macizo de Urubamba (Carlotto et al., 1996); los mayores afloramientos se pudieron reconocer a lo largo del camino Cuncani – Abra Capacsaya – Pacchaspata, un acceso que corta el centro del plutón antes referido. Otros afloramientos se pueden reconocer en las rutas Huacachuasi – Abra Huacahuasi – Mantayoc (extremo occidental del plutón) y Cuncani – Abra Pucajasa – Cancha Cancha (extremo oriental). Miskovic et al. (2009) reportan también sienitas en las faldas del cerro Berenguillayoc a aproximadamente 1.5 km del poblado de San Isidro de Chicón, afloramientos que se consideran en el nuevo cartografiado a escala 1:50 000.

Aspectos macroscópicos. - Es posible que existan variedades de sienitas, pero por lo difícil del acceso y la morfología escarpada de los afloramientos no se puede tener certeza de contacto alguno; por esta razón solo presentaremos una descripción de los diferentes especímenes observados a lo largo de los trayectos mencionados en el párrafo anterior.

En forma general, se puede decir que todas las muestras analizadas presentan un índice de color leucócrata y textura equigranular de grano medio (figura 5.26). Sus tonalidades de color son las que difieren de una zona a otra; tal es el caso que en el extremo occidental se reconocieron tonalidades gris blanquecinas (figura 5.26 a), hacia la zona oriental predominan las tonalidades rosáceas (figura 5.26 b y c) y en la zona central el color es más bien gris oscuro (figura 5.26 d).

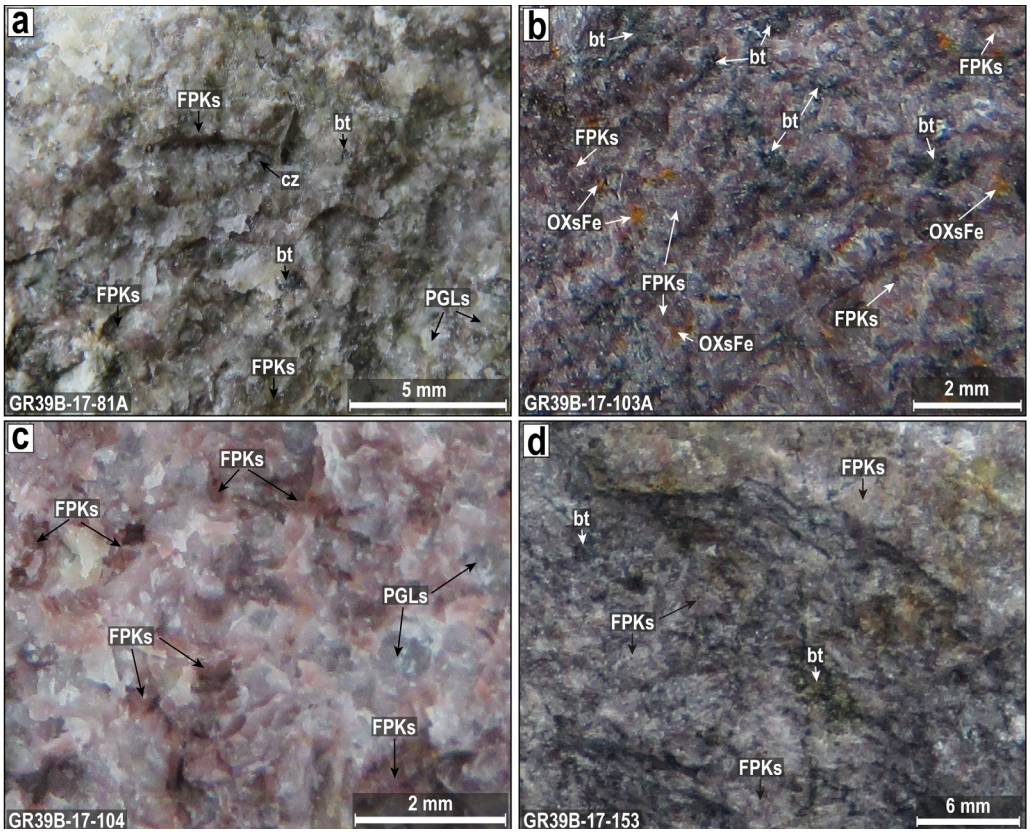


Figura 5.26 Vistas macroscópicas de muestras de sienitas observadas en varias zonas del Plutón Capacasaya y que en este trabajo se presentan como Suite Chicón. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

En el caso de la muestra GR39B-17-81A (zona occidental), que se extrajo de la zona de contacto con los volcánico atribuidos al Grupo Mitu (probablemente se trate de otra unidad), se logró observar cristales de feldespatos potásicos gris blanquecinos, en algunos casos con formas tabulares y tamaños máximos de 5 mm; las plagioclasas, por el contrario, presentan coloraciones blancas y alteración incipiente de arcillas. Ocurren también ocasionales cristales de ferromagnesianos (biotitas) y cuarzo; estos últimos, con formas redondeadas y entre cristales de feldespato.

Las muestras GR39B-17-103A y GR39B-17-104 corresponden al extremo oriental del Plutón Capacsaya, de manera similar al sector oeste, los especímenes ocurren cerca al contacto con rocas volcánicas; en el primer caso se reconoció feldespato potásico (65 %) de tonalidades gris rosáceo, biotita (20 %) en cúmulos y aisladamente con formas hexagonales. También, se reconocieron cristales de plagioclasa (10 %) y en sectores de la muestra se aprecian óxidos de hierro (5 %). En el caso de la segunda muestra, el feldespato presenta tonalidades rosadas más intensas, pudiendo llegar a pardas, mientras que las plagioclasas ocurren con formas subredondeadas y amorfas dispersas en toda la muestra.

La muestra GR39B-17-153 que se extrajo de las cercanías del abra Capacsaya (zona central) parece tener similitudes con la muestra GR39B-17-103A, aunque su granulometría parece ser más fina; quizá se trate de la especie con mayores afloramientos dado que esta se reconoció ampliamente desde las inmediaciones de Cuncani hasta el abra Capacsaya y probablemente en parte del nevado Chicón.

Petrografía. - No se ejecutaron estudios detallados en estas rocas, pero se hizo un buen reconocimiento en las muestras GR39B-17-103A, GR39B-17-104 y GR39B-17-153, resultando las tres en cuarzosienitas. De forma general, bajo el microscopio se reconoció una roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.27), constituida por cristales de feldespatos potásicos (0.5 mm - 3.3 mm) de formas subhedrales, primáticos con bordes irregulares con alteración de arcillas e impregnaciones de óxidos de hierro; cuarzo (0.2 - 0.8 a mm) de formas anhedrales, con bordes reabsorbidos, se hallan en intersticios; plagioclasas (≤ 0.7) de formas subhedrales prismáticos, con alteración de arcillas y óxidos de hierro; moldes de cristales (0.5mm - 2.1 mm) de formas subhedrales tabulares, posible biotita reemplazados por cloritas; minerales opacos (≤ 0.3 mm) de formas anhedrales se hallan a manera de diseminación.

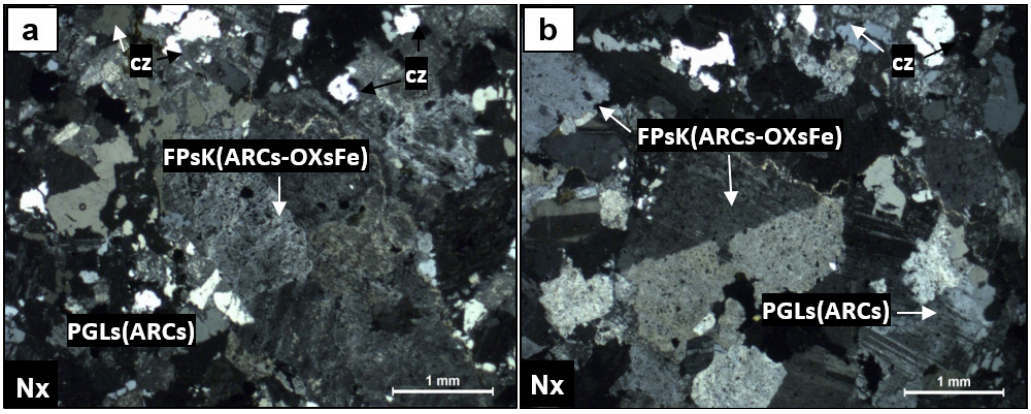


Figura 5.27 Muestra GR39B-17-103A; Nx: a) y b) cristales de feldespatos potásicos con alteración incipiente de arcillas e impregnaciones de óxidos de hierro: FPsK(ARCs-OXsFe), cuarzo con bordes reabsorbidos: cz, plagioclasas con alteración incipiente de arcillas: PGLs(ARCs).

Relaciones de contacto. - Las sienitas afloran en las periferias del plutón Capacsaya y se reconoció que cortan a las variedades de granitos de la suite homónima. Esas rocas contactan tambien con las facies sedimentarias y volcánicas atribuídas al Grupo Mitu, lográndose identificar un leve metamorfismo en las rocas de esta unidad; ademas de notar que los estratos fueron deformados por la intrusión del cuerpo ígneo. Estas relaciones de contacto resultan complejas de entender al contrastar la edad del Grupo Mitu (Triásico superior – Jurásico inferior) en el Valle Sagrado del Cuzco y deja a una futura investigación el entendimiento sobre si las facies sedimentarias y volcánicas antes mencionadas corresponden al Mesozoico o son mas bien de edad paleozoica.

Edad. - Se sometió a fechamiento U-Pb sobre zircones la muestra GR39B-17-81A, resultando de este análisis una edad de 287 ± 1.9 Ma. Esta edad obtenida es consistente con las anteriormente reportadas por Miskovic et al. (2009) en cuarzosienitas y granitos de la zona de San Isidro de Chicón. Los autores obtuvieron edades de 284.4 ± 4.6 Ma y 291.5 ± 5.8 Ma, respectivamente; la edad más antigua es sobre un granito, aunque este se encuentra en la zona de contacto entre los granitos Capacsaya y las sienitas, por lo que esta edad se interpreta como parte del magmatismo Chicón. De todo lo expuesto, se concluye que la edad de la suite es el Pérmico inferior (Cisuraliano), probablemente en el intervalo 291 – 284 Ma.

5.6 SUITE QUILLOC

Bajo esta denominación se presenta una extensa zona de monzogranitos que afloran dentro de un gran plutón compuesto conocido como Quilloc – Mesapelada (Sánchez & Zapata, 2003), cuerpo ígneo conocido en la geología a escala 1:100 000 como Batolito de Mesapelada y más localmente dentro del cuadrángulo de Urubamba (zona de estudio) como macizo de Quelcanca (Carlotto et al., 1996). La extensión superficial del plutón es de aproximadamente 530 km^2, de los cuales únicamente comprenden la zona de estudio cerca de 320 km^2. Su geometría es elongada y presenta una dirección ONO-ESE.

Ubicación de los afloramientos. - La zona de estudio se limita en el norte con el cuadrángulo de Urubamba por lo que podemos aseverar que los afloramientos se localizan desde los nevados Quilloc y Terijuay hasta las inmediaciones de la laguna Lalacay y Lares en el extremo SE, pero los afloramientos se prolongan hacia el cuadrángulo de Quebrada Honda (26r). Los mejores afloramientos se observaron en el cerro Quishuarani (cercanías de Lares), alrededores de los nevados Quilloc y Terijuay, a lo largo del flanco derecho de la quebrada Cochayoc, y entre Kelkanka y Chupani; además de los cerros Huamanga, Quishuarani y también en los alrededores de Pampacorral y la laguna Lalacay, en estos últimos parajes de manera más restringida.

Aspectos macroscópicos. - Las observaciones de campo permitieron monzogranitos con variaciones locales a sienogranitos, sus afloramientos se presentan de forma masiva con fracturamiento leve a moderado. Para presentar las características macroscópicas de las variedades de granito ya mencionadas, se colectaron un aproximado de 15 muestras, de las cuales se presentan cuatro de ellas. Los dos primeros ejemplares corresponden a monzogranitos de textura equigranular de grano medio a grueso e índice de color leucócrata (figuras 5.28 a y d).

Macroscópicamente se identificó que a nivel mineralógico se constituyen de cristales anhedrales y subhedrales de cuarzo (32 %), cristales desarrollado de feldespato potásico de color gris blanquecino de hasta 5 mm (28 %), plagioclasas anhedrales distribuidas en toda la muestra (30 %) y biotitas subhedrales aisladas y en sectores formando acumulaciones (10 %).

Las muestras correspondientes a sienogranitos son variaciones locales (figura 5.28 e y f), en la mayoría de los casos no cartografiables, salvo por un cuerpo de aproximadamente 6 km^2 que se ubica en el extremo SE del cuerpo ígneo. Este cuerpo no fue identificado en la geología a escala 1:100 000 (Sánchez & Zapata, 2002); este pequeño plutón tiene una forma alargada con tendencia NNO-SSE. Macroscópicamente se puede mencionar que su índice de color es leucócrata (típico de rocas félsicas) y su textura es fanerítica e inequigranular de grano grueso (figura 5.28 g); respecto de su mineralogía (figura 5.28 h), se logró definir que la roca se compone de cristales de feldespato potásico (45 %), cuarzo (30 %), plagioclasa (15 %) y biotita (10 %). Una característica resaltante en este espécimen rocoso es la presencia de megacristales de feldespato potásico que en zonas alcanzan hasta 2.5 cm de diámetro, los mismos que presentan textura poiquilítica (inclusiones de cuarzo y biotita); por otra parte, es necesario referir que los cristales de biotita se presentan formando acumulaciones y eventualmente de forma hexagonal.

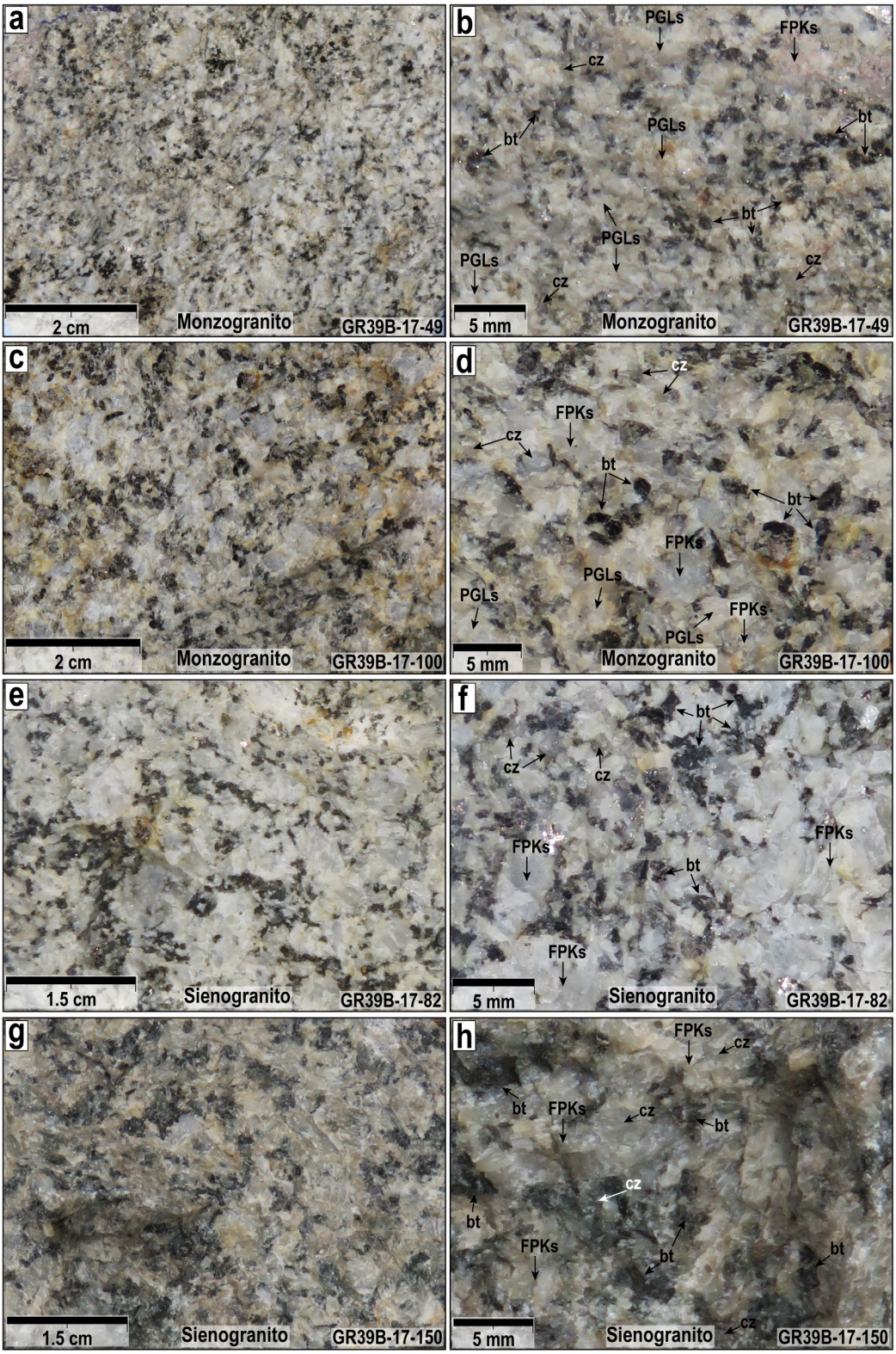


Figura 5.28 Mosaicos macroscópicos de las diferentes variedades litológicas de la Suite Quilloc. Cristales de feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Petrografía. - Para las características petrográficas de esta suite hemos estudiado varias muestras bajo el microscopio de polarización; para este boletín presentamos solamente lo concerniente a cuatro muestras, de las cuales tres cuentan con dato geocronológico por lo que su ubicación podría ser considerada una localidad de referencia. Para la variedad monzogranito se estudiaron las muestras GR39B-17-21 (figura 5.29 a y b) y GR39B-17-100 (figura 5.29 c y d). En el caso de la primera muestra se pudo determinar que se trata de una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica constituida por cristales de feldespatos potásicos (34 %), cuarzo (26 %), plagioclasas (25 %), biotita (5 %), minerales opacos (3 %) y turmalina (2 %); además de sericita (2 %), arcillas (2 %) y clorita (1%) como productos de alteración. El feldespato potásico se presenta como cristales de formas subhedrales, prismáticos, maclados (0.4 mm – 9.2 mm), con inclusiones de biotita y plagioclasas; en muchos casos, presenta exsoluciones de plagioclasas con textura pertítica y alteración incipiente a arcillas. Los cristales de cuarzo (0.5 mm – 2.9 mm) exhiben formas anhedrales, con bordes irregulares, microfracturados y con inclusiones de apatito; las plagioclasas, por su parte, se observaron como cristales (0.1 mm -2.6 mm) con formas subhedrales, prismáticos; con macla polisintética y zonación, en algunos casos, también levemente alterados a sericita y arcillas.

Se reconoció biotita (0.1 mm – 1.3 mm), que se registró como cristales de formas subhedrales, tabulares, con bordes irregulares e inclusiones de zircón, apatito y minerales opacos; algunos cristales muestran alteración de cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro. También, se reconocieron como accesorios, turmalina subhedral intergranular (1.8 mm – 4.2 mm), minerales opacos subhedrales y anhedrales (< 0.21 mm), zircones subhedrales prismáticos (≤ 0.08 mm) y apatita como cristales de formas euhedrales, hexagonales y subhedrales; estos dos últimos a niveles traza.

La muestra GR39B-17-100 no se estudió en detalle, pero su observación bajo el microscopio logró deducir que se trata de una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, compuesta por cristales de feldespatos potásicos (6.0 mm a 1.3 mm) de formas subhedrales, prismáticos con bordes irregulares con inclusiones de biotita y plagioclasas con textura poiquilítica, presentan alteración de incipiente de arcillas; cuarzo (4.5 mm a 0.6 mm) de formas anhedrales, con extinción ondulante con inclusiones de biotita y apatito; plagioclasas (3.2 mm a 0.5 mm) de formas subhedrales, prismáticos con macla polisintética, presenta alteración de sericita y arcillas; biotita (2.7 mm a 0.3 mm) de formas subhedrales, tabulares con inclusiones de zircón y minerales opacos, se hallan con alteración incipiente de cloritas.

Para la caracterización de la variedad sienogranito se estudió en detalle la muestra GR39B-17-33 (figura 5.29 e y f) y de manera no tan profunda la muestra GR39B-17-150 (figura 5.29 g y h). En el primer caso, se determinó que se trata de un intrusivo de textura granular hipidiomórfica, constituida por cristales de feldespatos potásicos (44 %) con alteración incipiente de sericita; cuarzo (24 %) con inclusiones de zircón y apatito, plagioclasas (23 %) con alteración de sericita y arcillas; biotita (5 %) con inclusiones de minerales opacos, apatito y zircón. Hay que mencionar que los cristales de feldespato potásico (2.7 mm – 8.4 mm) se muestran con formas subhedrales, de hábitos prismáticos con bordes irregulares, maclados y microfracturados; en la mayoría con textura pertítica, también poiquilítica (inclusiones de biotita, esfena y cuarzo). El cuarzo (0.7 mm – 3 mm) se observó como cristales anhedrales, microfracturados; en algunos casos con inclusiones de biotita, apatita y zircón; por otro lado, las plagioclasas exhiben formas subhedrales, prismáticas, a menudo con macla polisintética, eventualmente zonados y con alteración a sericita, arcillas, clorita y epidota. El mineral accesorio principal reconocido es la biotita (0.16 mm – 1.8 mm), la que se reconoció como cristales subhedrales, tabulares, con inclusiones de zircón, apatita y minerales opacos; estos últimos que unidos a esfena son también accesorios, aunque su ocurrencia es a niveles traza.

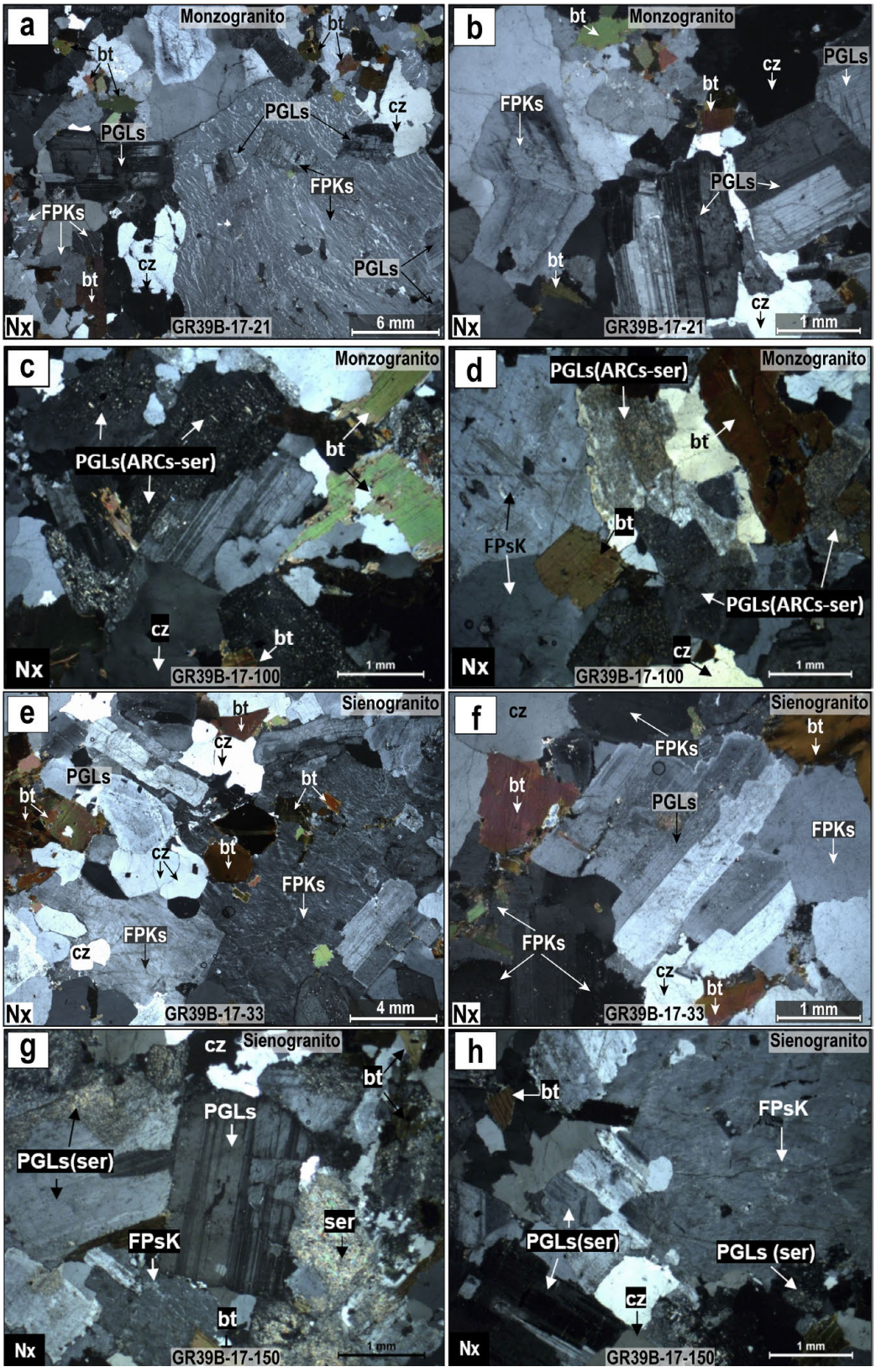


Figura 5.29 Mosaicos petrográficos de las diferentes variedades litológicas de la Suite Quilloc. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; plagioclasas con alteración a sericita: PGLs(ser); plagioclasas con alteración a sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs); cuarzo: cz; biotita: bt.

Relaciones de contacto. - Respecto a sus relaciones de contacto con las rocas circundantes, se logró determinar que intruyen a las pizarras del Grupo San José y metareniscas de la Formación Sandia. La relación de contacto con el Grupo Mitu puede observarse en los alrededores del nevado Quilloc y en los alrededores de la laguna Lalacay; en el primer paraje, la unidad litoestratigráfica y la intrusión granítica contactan mediante una falla inversa de orientación NO-SE; mientras que, en las cercanías de la laguna Lalacay y en Kelkanka, el Grupo Mitu sobreyace en inconformidad a la intrusión (figura 5.30).

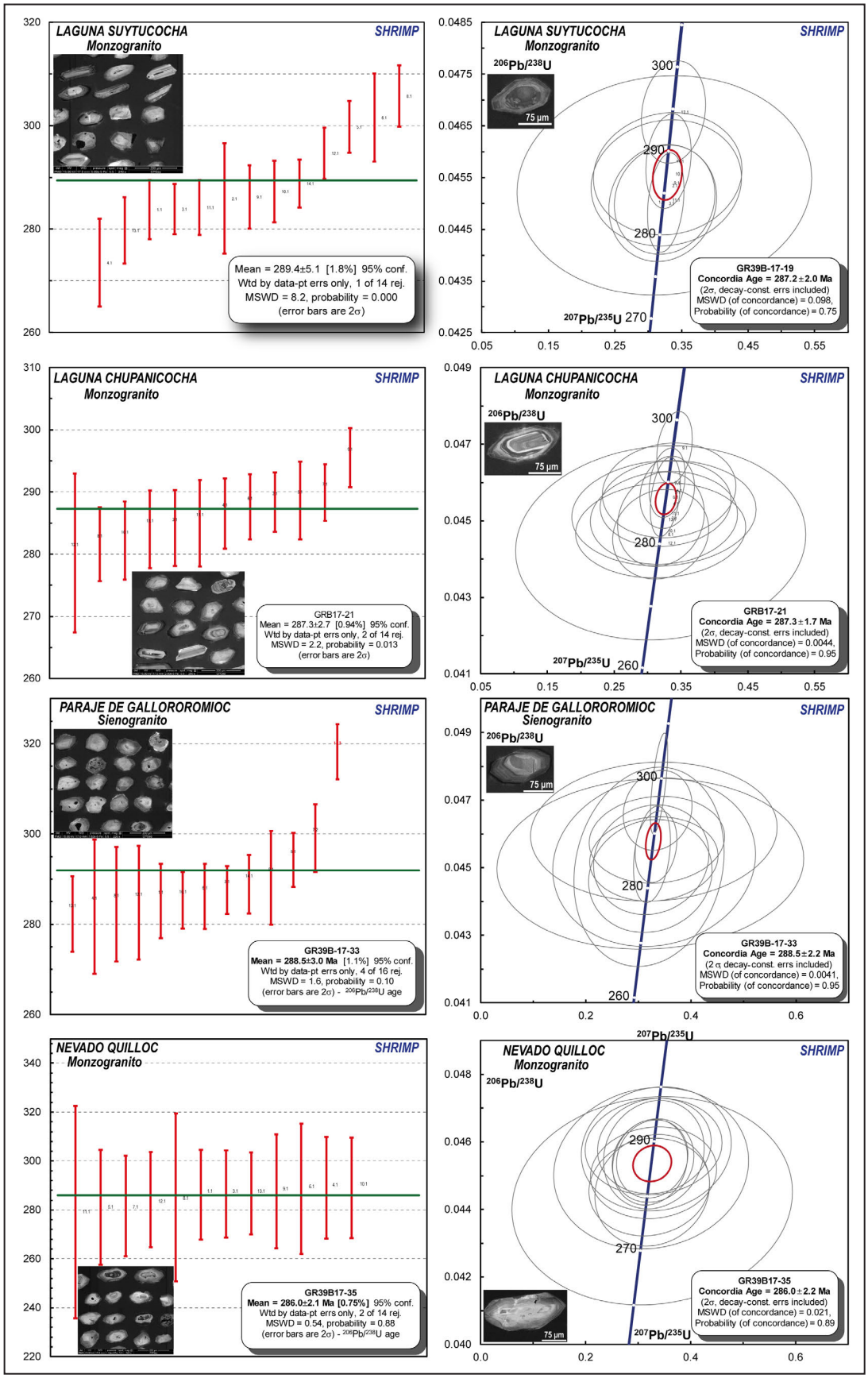
Figura 5.30 Vista panorámica de la relación de sobreyacencia del Grupo Mitu sobre los granitos Quilloc. En las cercanías de la Laguna Lalacay.

Edad. - Como ya se mencionó anteriormente, todas las intrusiones graníticas de la Cordillera Oriental fueron atribuidas al Pérmico – Triásico, probablemente en un intento de relacionarlas con el evento extensivo Mitu; las rocas de esta suite, a diferencia de las antes mencionadas (Chucuito, Piscacucho, Machupicchu y Capacsaya), sí corresponden parcialmente a este intervalo. La primera edad absoluta pérmica conocidad dentro del macizo Quilloc – Mesapelada es la presentada por Reitsma (2012), la cual arrojaba una edad U-Pb de 276.9 ± 1.6 Ma; sin embargo, las observaceiones de campo nos llevaron a someter varias muestras del cuerpo igneo a geocronología U-Pb, lo que resultó en la determinación de dos suites magmáticas. La Suite Quilloc fue datada principalmente en los extremos E y O, y en ambas variedades litológicas (figura 5.31), resultando que las edades de cristalización de las rocas oscilan entre 288.5 ± 2.2 Ma y 286 ± 2.2 Ma, es decir, dentro del periodo Pérmico, época Cisulariano.

5.7 SUITE OCOBAMBA – YANAMAYO

Se trata de una suite identificada dentro del otrora macizo de Quilloc – Mesapelada; se la separa de la Suite Quilloc por su edad mucho más joven y por su variada litología. Su nombre proviene, en primer lugar, por sus afloramientos a lo largo del río Ocobamba y, en segundo lugar, por el paraje de Yanamayo (carretera Ollantaytambo - Quellouno). En ambos lugares se realizaron importantes reconocimientos litológicos, y se extrajeron muestras que han servido para desarrollar análisis geoquímicos y geocronológicos, por lo que deben ser considerados como localidades de referencia.

Dado que se encuentra dentro del gran cuerpo ígneo de Quilloc, su emplazamiento es como un cinturón elongado (por lo menos en la zona de estudio) con dirección preferencial NO-SE, la misma que cambia en su lado occidental a una orientación E-O, extendiéndose hacia los cuadrángulos de Quebrada Honda (26r) y Quillabamba (26q). Dentro el área que compete este boletín, su extensión es de aproximadamente 130 km^2.


LAGUNA SUYTUCOCHA
Monzogranito
SHRIMP
Mean = 289.4±5.1 [1.8%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 1 of 14 rej.
MSWD = 8.2, probability = 0.000
(error bars are 2σ)
LAGUNA SUYTUCOCHA
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
75 µm
GR39B-17-19
Concordia Age = 287.2±2.0 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.098,
Probability (of concordance) = 0.75
207Pb/235U
LAGUNA CHUPANICOCHA
Monzogranito
SHRIMP
GRB17-21
Mean = 287.3±2.7 [0.94%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 2 of 14 rej.
MSWD = 2.2, probability = 0.013
(error bars are 2σ)
LAGUNA CHUPANICOCHA
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
75 µm
GRB17-21
Concordia Age = 287.3±1.7 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.0044,
Probability (of concordance) = 0.95
207Pb/235U
PARAJE DE GALLOROROMIOC
Sienogranito
SHRIMP
GR39B-17-33
Mean = 288.5±3.0 Ma [1.1%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 4 of 16 rej.
MSWD = 1.6, probability = 0.10
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
PARAJE DE GALLOROROMIOC
Sienogranito
SHRIMP
206Pb/238U
75 µm
GR39B-17-33
Concordia Age = 288.5±2.2 Ma
(2 σ decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.0041,
Probability (of concordance) = 0.95
207Pb/235U
NEVADO QUILLOC
Monzogranito
SHRIMP
GR39B17-35
Mean = 286.0±2.1 Ma [0.75%] 95% conf.
Wtd by data-pt errs only, 2 of 14 rej.
MSWD = 0.54, probability = 0.88
(error bars are 2σ) - 206Pb/238U age
NEVADO QUILLOC
Monzogranito
SHRIMP
206Pb/238U
75 µm
GR39B17-35
Concordia Age = 286.0±2.2 Ma
(2σ, decay-const. errs included)
MSWD (of concordance) = 0.021,
Probability (of concordance) = 0.89
207Pb/235U

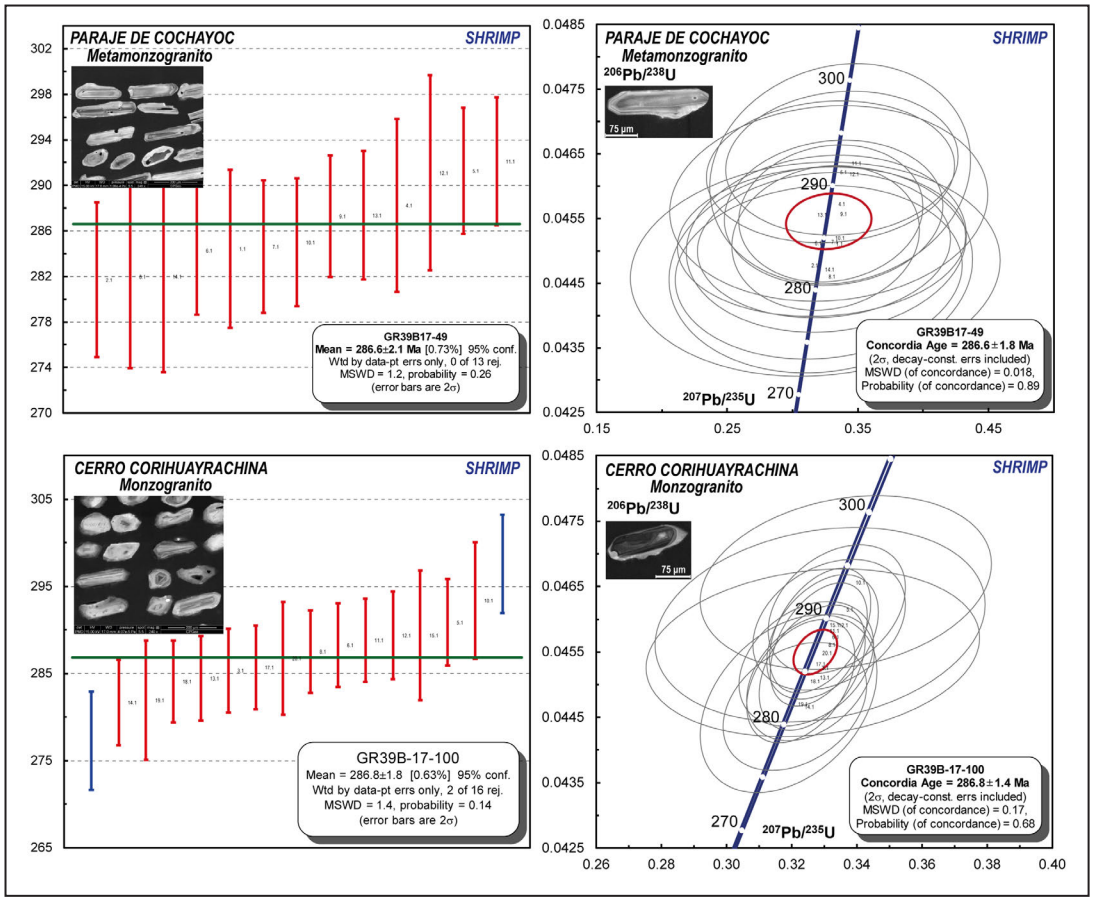


Figura 5.31 Diagramas de average age y concordia age (Wetheril) para las muestras de la Suite Quilloc.

Ubicación de los afloramientos. - La exposición de los afloramientos en las imágenes satelitales es buena; sin embargo, el acceso a los mismos es muy restringido, tal es el caso que solo se puede revisar estos a lo largo de la carretera Ollantayatambo – Quellouno y siguiendo el camino Kelkanka – C° Chillihuata - quebrada Yanamayo. En el cuadrángulo de Quebrada Honda, el acceso es inaccesible tal como reflejan los mapas propuestos por Coba et al. (2021).

Aspectos macroscópicos. - Dentro de esta suite se consideran dos variedades litológicas: dioritas y sienogranitos, dado que se trata de dos litologías que refieren grados de diferenciación magmático muy distales uno del otro; su firma geoquímica y geocronología, aunadas a las observaciones de campo permitieron establecer su correspondencia y, por ende, se la pudo agrupar dentro de la misma suite. Seguidamente se desarrollan las características de estas litologías por separado.

Diorita. – A lo largo del otrora macizo de Quilloc – Mesapelada se identificaron dioritoides en varias zonas. Se trata de la litología con menor presencia dentro del cuerpo intrusivo, se los identificó en la mayor parte de los casos como enclaves dentro de sienogranitos, lo que sugiere cierta contemporaneidad con estos granitoides. Los principales afloramientos se encuentran entre el río Ocobamba y la quebrada Chullcuni, a lo largo de esta vía, se presentan de forma masiva, con diaclasamiento moderado. Macroscópicamente se trata de rocas intrusivas con índice de color mesócrata y textura fanerítica, equigranular de grano fino a medio (figura 5.32); en las muestras se logró identificar como constituyentes principales a plagioclasas grises blanquecinas (55 %), cuarzo de tonalidades grises (7 %), biotita (25 %) parcialmente alteradas a cloritas, anfíboles de manera restringida (7 %) y esporádicos cristales de feldespato potásico (3 %).

Sienogranito. – Espécimen litológico reconocido a lo largo de la quebrada Yanamayo y los ríos Ocobamba y Checchenca; en algunos lugares sus afloramientos exhiben morfologías escarpadas y en otros son más bien subredondeadas y hasta acolinadas, que son producto de la meteorización esferoidal

típica en cuerpos plutónicos. A menudo se observa una estructura masiva, con diferentes grados de fracturamiento; aunque de forma general se podría considerar como grado medio.

Macroscópicamente se describió un sienogranito de textura granular hipidiomórfica, inequigranular de grano grueso y un índice de color leucocrático (figuras 5.33 a y b); presentan megacristales de feldespato potásico de hasta 4 cm (40 %) con inclusiones de cristales de biotita (textura poiquilítica), cuarzo subredondeado de hasta 1 cm (25 %) (figura 2.42b), biotita (15 %) entre cristales de feldespato y cuarzo, plagioclasa (20 %). En algunos afloramientos, como los revisados a lo largo del río Ocobamba, se reconocieron enclaves máficos de diámetros variados entre 5 cm – 10 cm, los que interpretan como inyecciones máficas contemporáneas a la intrusión de granito.

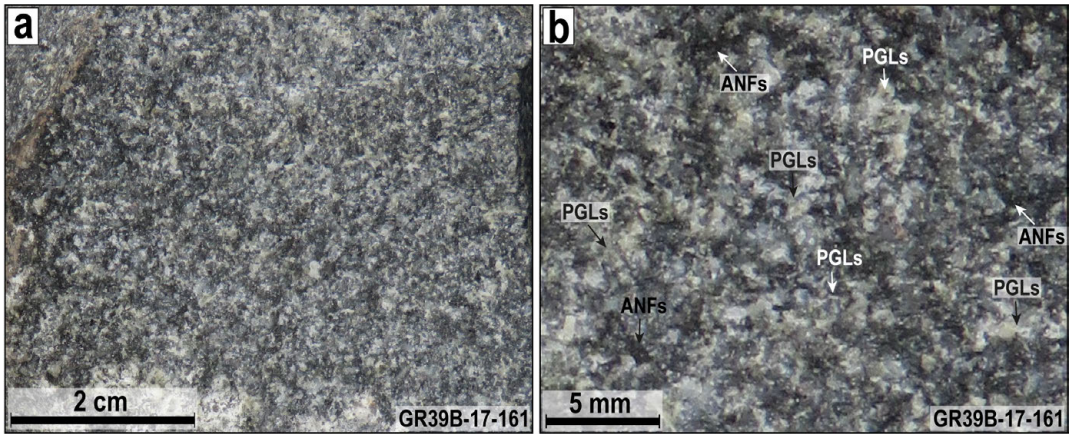


Figura 5.32 Vistas detalladas de la muestra GR39B-17-161, correspondiente a una diorita observada a la altura de la intersección del río Ocobamba y la quebrada Chullcuni. Plagioclasas: PGLs; anfíboles: ANFs.

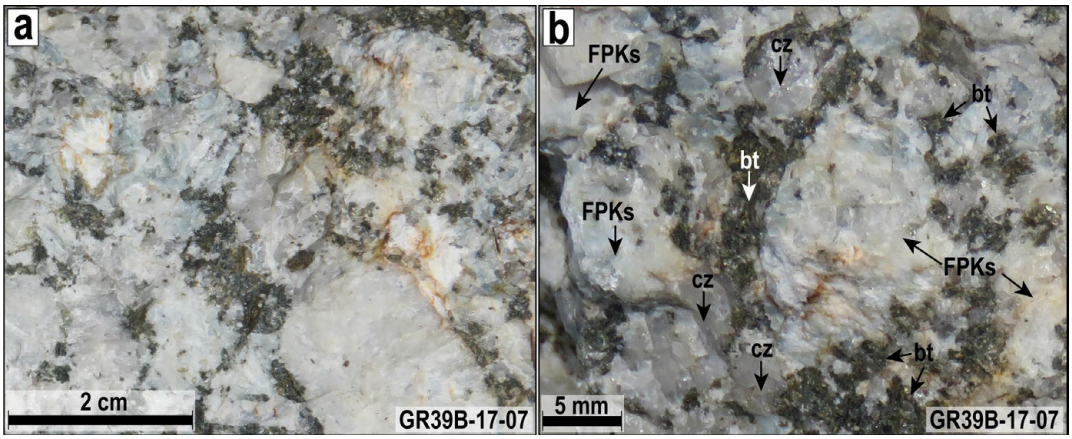


Figura 5.33 Vistas detalladas de la muestra GR39B-17-07, correspondiente a los sienogranitos observados a 1 km al SE de la intersección del río Ocobamba y la quebrada Yanamayo. Feldespato potásico: FPsK; cuarzo: cz; biotita: bt.

Petrografía. - Para definir las características bajo el microscopio de cada variedad litológica, se estudiaron al menos tres muestras por espécimen; los resultados se muestras seguidamente:

Diorita. – Se colectaron en total tres muestras con las que se caracterizó esta litología; se trata de las muestras GR339B-17-159 (figura 5.34 a y b), GR39B-17-160 (figura 5.34 c y d) y GR39B-17-161 (figura 5.34 e y f). El análisis permitió identificar que la suite varía entre diorita y cuarzodiorita; quizá esta última litología resulte manifestarse por algún tipo de injerencia de magma félsico (sienogranito), que como ya se mencionó antes parece ser coetáneo con las dioritas.

La muestra GR339B-17-159 es la que presenta un contenido de cuarzo superior al 10 %, por lo que su clasificación se localiza en el campo de la cuarzodiorita. Microscópicamente se observó una roca ígnea intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.34a), constituida por cristales de plagioclasas (62 %) con alteración de arcillas y sericita, cuarzo intergranular (16 %) y eventuales cristales de feldespato potásico (8 %) como minerales esenciales. Dentro de los minerales accesorios se reconoció anfíboles (5 %) con alteración moderada de cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro, minerales opacos (3 %) diseminados, zircones (1 %) y biotita (traza) con alteración incipiente de cloritas y diseminación de minerales opacos (figura 5.34b).

La muestra GR39B-17-160 comprende la zona central del cuerpo diorítico del río Ocobamba; su análisis petrográfico reveló que esta muestra presenta una textura granular hipidiomórfica (figura 5.34 c y d). Respecto de sus constituyentes minerales es necesario mencionar que se identificó cristales de plagioclasa (67 %) con alteración de sericita y arcillas, feldespatos potásicos (10 %) con alteración incipiente de arcillas como minerales esenciales, mientras que los minerales accesorios corresponden a anfíboles (6 %) con alteración de cloritas y óxidos de hierro; también, se reconocieron minerales opacos diseminados (3), zircones (traza) y apatita (traza). Resalta en esta muestra la presencia de microfracturas de 1.4 mm de grosor rellenado por plagioclasas fracturadas y arcillas, que indican un fracturamiento primario probablemente suscitado antes del enfriamiento de la roca.

La muestra GR39B-17-161 (figura 5.34 e y f) es probablemente (en nuestro criterio) la que podría esbozar la composición de los dioritoides; es también la única muestra que fue sometida a estudios de fechamiento para su ubicación temporal. Bajo el microscopio se observa una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, compuesta por cristales de plagioclasas (62 %) con alteración incipiente de sericita y arcillas, feldespatos potásicos (7 %) con alteración incipiente de arcillas; cuarzo intergranular (4 %); anfíboles (6 %) con alteración de cloritas; biotitas (5 %) con inclusiones de apatito y zircón; piroxenos (3 %) y también minerales opacos (3 %). Las plagioclasas (0.3 mm – 2 mm) se presentan como cristales de formas subhedrales, prismáticos, con macla polisintética, algunos zonados y alterados incipientemente a sericita y arcillas; el feldespato potásico (0.4 mm – 1 mm) se apreció también con formas subhedrales, prismáticas; con bordes irregulares y alteración incipiente a arcillas. El cuarzo (≤ 0.4 mm) presenta formas anhedrales, con bordes irregulares, en algunos casos con inclusiones de apatito.

Los anfíboles (0.3 mm – 1 mm) son el mineral accesorio con mayor proporción modal; se presenta como cristales de formas subhedrales, prismáticos, con bordes irregulares e inclusiones de zircón. La biotita (0.1 mm – 1.7 mm) exhibe formas subhedrales, tabulares, con inclusiones de apatito, minerales opacos y zircón; su ocurrencia es como agrupaciones por sectores junto con anfíboles. En esta muestra es en la única donde se identificó piroxeno (≤ 0.5 mm); esta especie mineral se expone como cristales de formas subhedrales, prismáticos, con inclusiones de zircón, se encuentran con alteración incipiente de cloritas. Otros minerales accesorios ocurren a niveles traza y los minerales secundarios como sericita, arcillas, cloritas y óxidos de hierro son el resultado de procesos de alteración de los minerales con altas proporciones modales.

Sienogranito. – Se trata de la litología con mayor extensión dentro de la suite, sus características petrográficas se definieron mediante el estudio microscópico de las muestras GR39B-17-06 y GR39B-17-07; ambas muestras provienen del flanco izquierdo del río Ocobamba. Dado que los resultados son similares, se presenta en detalle solo el estudio de la primera muestra.

En el caso de la muestra GR39B-17-06, se pudo determinar que es una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.35 a y b), constituida por cristales de feldespatos potásicos (45 %) levemente alterados a sericita y arcillas, cuarzo (30 %) con inclusiones de zircón, plagioclasas (20 %) con alteración de sericita; se identificaron moldes de cristales (posiblemente ferromagnesianos) totalmente alterados a cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro; también, se reconocieron minerales opacos diseminados (1%), anfíboles, zircones y apatitas, los que se manifiestan a niveles traza.

Los feldespatos potásicos (16 mm – 2.9 mm) se apreciaron como cristales de formas subhedrales, prismáticos, microfracturados, con inclusiones plagioclasas y cuarzo, además de exsoluciones de plagioclasa en forma de venillas (textura pertítica). El cuarzo (12.5 mm – 0.5 mm) se reconoció como cristales de formas anhedrales, algunos microfracturados, con inclusiones de zircón; en algunos casos, presentan impregnaciones de óxidos de hierro. Plagioclasas (2.9 mm – 0.7 mm) se presentan a manera de cristales de formas subhedrales, prismáticos, con macla polisintética y alterados a sericita. Dentro de los minerales accesorios se reconocieron moldes de cristales (1.33 mm – 0.2 mm) que posiblemente hayan sido cristales de biotita, exhiben formas subhedrales, de hábito tabular con inclusiones de zircón y minerales opacos; se hallan intensamente alterados a cloritas, algunos con impregnaciones de óxidos de hierro. Minerales opacos (0.33 mm – 0.04 mm) aparecen como cristales de formas subhedrales y anhedrales, a manera de inclusiones en feldespatos potásicos y biotita. Los anfíboles (< 0.75 mm) aparecen como cristales de formas subhedrales y anhedrales, con bordes irregulares e inclusiones de minerales opacos; en estos cristales se reconoció alteración a cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro.

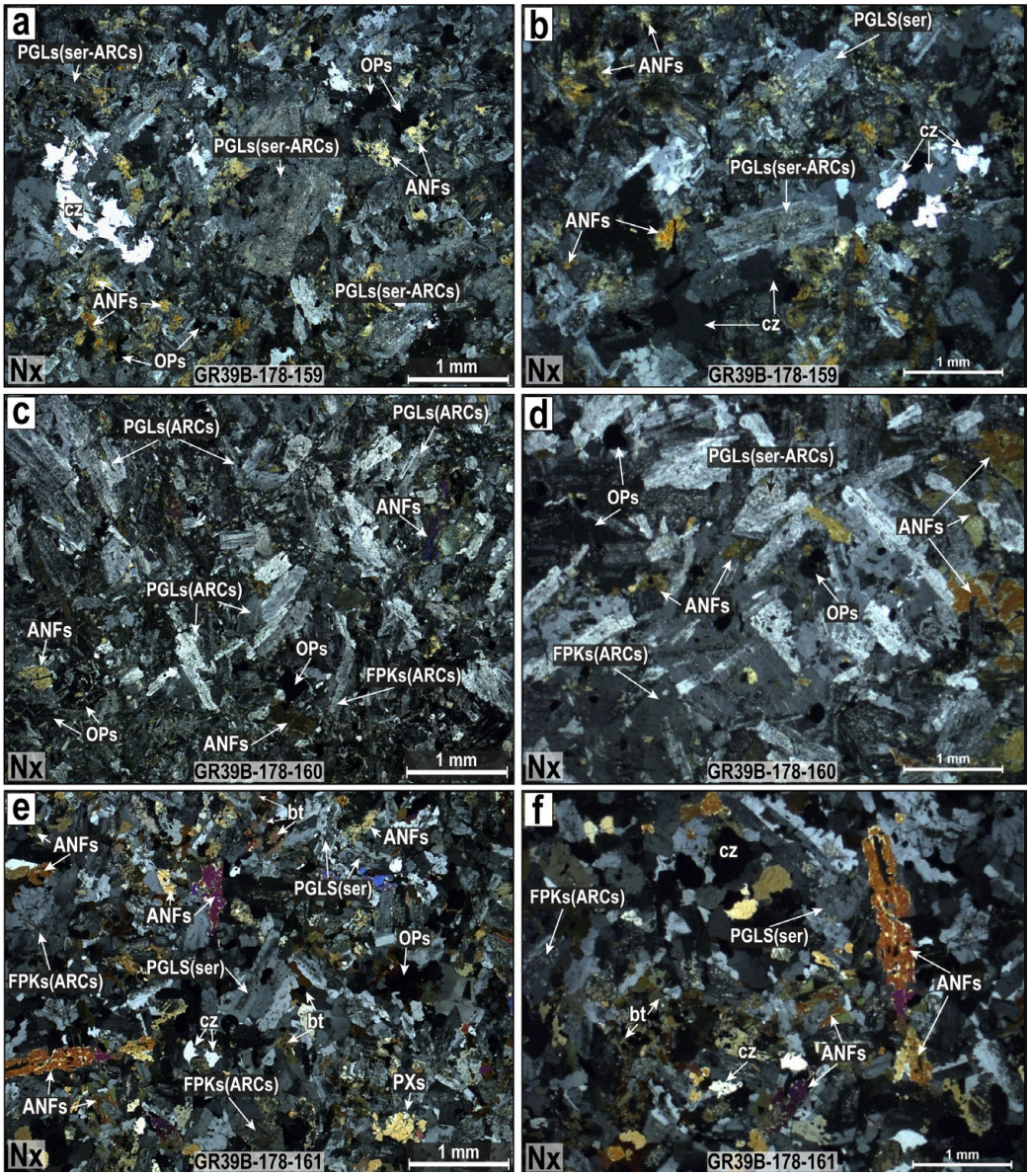


Figura 5.34 Mosaicos petrográficos de muestras de diorita extraídas en el límite de la hoja 27r1, en la margen izquierda del río Ocobamba. Plagioclasas alteradas a sericita: PGLs(ser); Plagioclasas con alteración de sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs); Feldespatos potásicos con alteración incipiente de arcillas: FPKs(ARCs); anfíboles: ANFs, cuarzo intergranular: cz, biotita: bt, piroxenos: PXs y minerales opacos diseminados: OPs.

Un mineral importante para datar la roca es el zircón (< 0.1 mm); en este caso se apreció como cristales de formas euhedrales y subhedrales, algunos con bordes subangulosos, se hallan como inclusiones de cuarzo y biotita. Por otro lado, los cristales de apatita (0.2 mm – 0.03 mm) muestran formas euhedrales, hexagonales y subhedrales con bordes subredondeados; estos ocurren como inclusiones cristales de cuarzo y biotita.

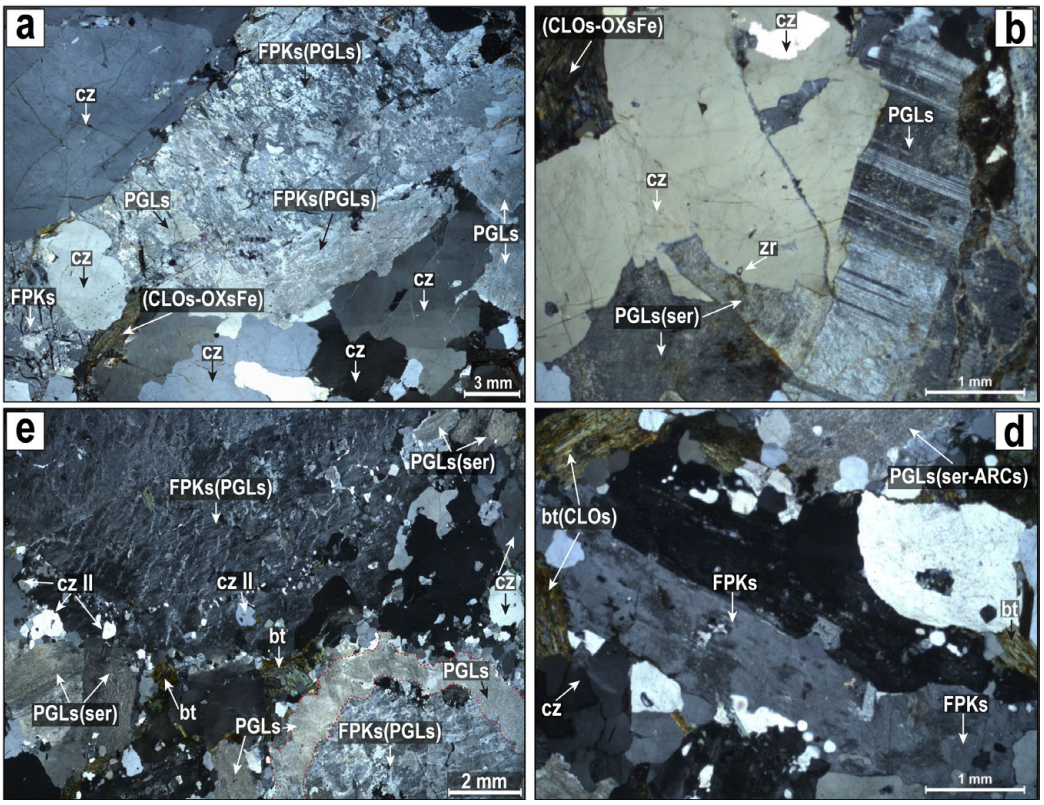


Figura 5.35 Fotomicrografías en Nx de las muestras de sienogranito GR39B-17-06 y GR39B-17-07. Cristales de cuarzo: cz, plagioclasas: PGLs, con alteración de sericita: PGLs(ser), molde de cristales, con alteración de cloritas y óxidos de hierro: Molde: (CLOs-OXsFe); feldespatos potásicos con exsoluciones de plagioclasas: FPsK(PGLs), e inclusiones de cuarzo: cz.

Relaciones de contacto. - Respecto a las relaciones de contacto de esta suite podemos mencionar que intruyen a las secuencias metamórficas del Grupo Ollantaytambo, lo mismo que a las areniscas de la Formación Sandia. Las dioritas aparecen como enclaves y probablemente como techos colgados dentro del sienogranito por lo que se deduce su contemporaneidad y antigüedad respecto de las variedades graníticas.

Edad. - Dado que se encuentran dentro del macizo de Quilloc – Mesapelada, inicialmente se pensó que pertenecían al mismo evento que la Suite Quilloc; sin embargo, las posteriores dataciones (figura 5.36) evidenciaron la presencia de por lo menos dos eventos magmáticos diferentes. En el caso de las dioritas, por sus afloramientos a manera de enclaves y xenolitos, se teje la hipótesis de la existencia de más de un evento de intrusión de dioritas. Los enclaves sugieren cierta contemporaneidad a la intrusión de granitos, mientras que los xenolitos sugieren dioritas ya frías durante la intrusión félsica. La edad absoluta de estas dioritas se determinó mediante geocronología U-Pb (muestra GR39B-17-161), el resultado del fechamiento fue una edad de 269.2 ± 1.7 Ma.

Los sienogranitos fueron también sometidos al geocronómetro U-Pb; en este caso se analizaron las muestras GR39B-17-07 y GR39B-17-10, las mismas que arrojaron edades de cristalización de 265.2 ± 1.5 Ma y 268.9 ± 1.6 Ma. Los datos obtenidos de ambas litologías corroboran nuestra idea de contemporaneidad de dioritas y granitos, y permiten también concluir que al existir una diferencia de edad de casi 20 Ma respecto de la Suite Quilloc; es improbable que se puedan corresponden al mismo evento magmático que originó los granitoides Quilloc.

Para asignar un intervalo de edad, restringiremos esta suite al Guadalupiano (Pérmico), en el intervalo 269 Ma – 265 Ma.

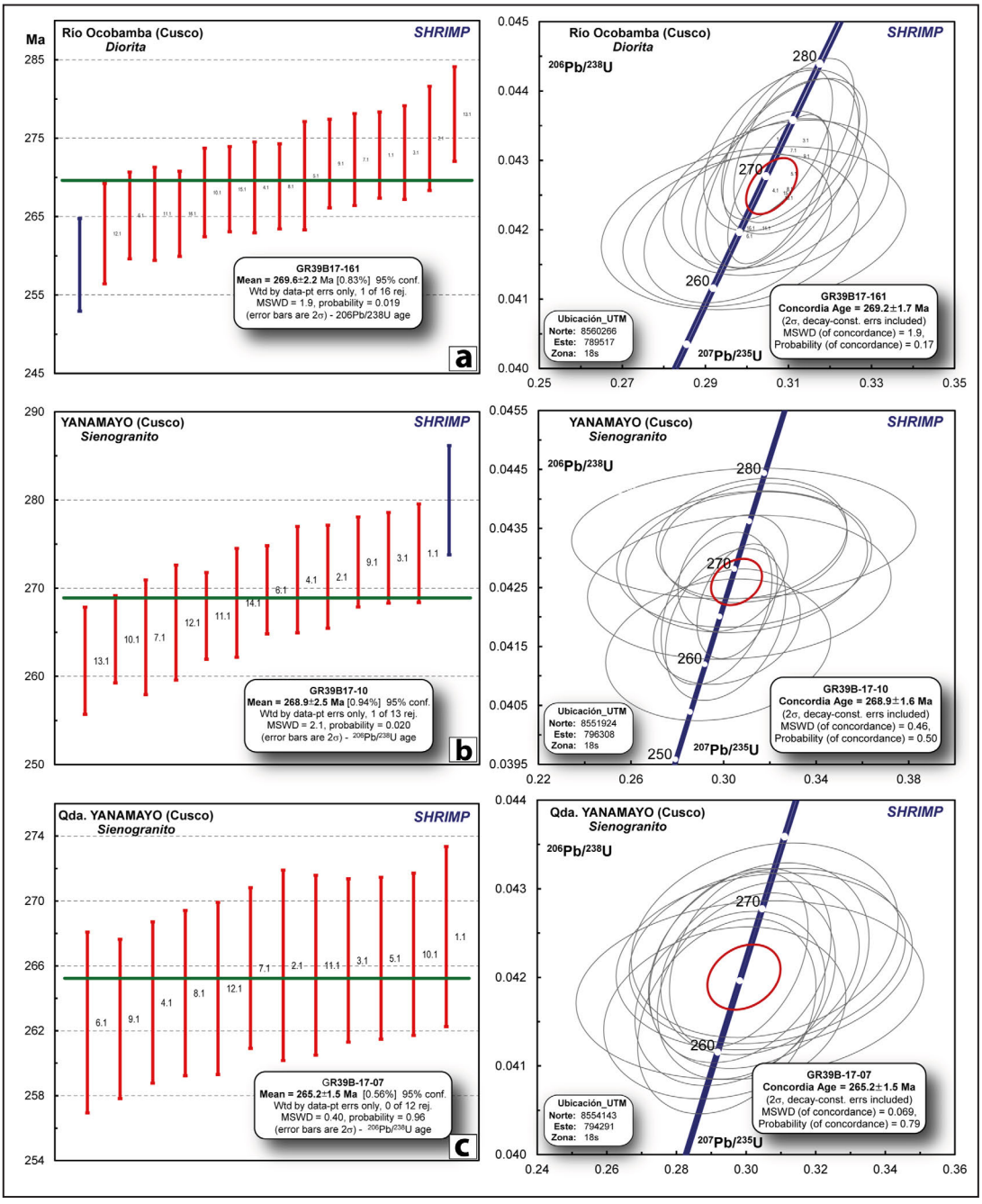


Figura 5.36 Diagramas de promedio (average) y concordia age para las dioritas Quilloc – Mesapeada.

5.8 SUITE YANATILE

Bajo esta denominación se agrupa un conjunto de granitoides metamorfizados que afloran en el extremo oriental del Plutón Choquetacarpo. Se trata de variedades de granito con aparente foliación (o deformación) que afloran únicamente en las cercanías del poblado de Yanatile, que es de donde se tomó el nombre. Su cartografía inicial a escala 1:100 000 fue como parte del cuerpo ígneo antes mencionado (Carlotto et al., 1999), el mismo autor que lo describe bajo la denominación de macizo de Pumasillo. En este trabajo utilizamos el nombre de Pumasillo para describir una suite de rocas graníticas leucócratas diferentes de las existentes en todo el Plutón de Choquetacarpo.

En la cartografía a escala 1:50 000, los granitoides Yanatile conforman un plutón de geometría irregular, con un área aproximada de 42 km^2.

Ubicación de los afloramientos. - Los afloramientos reconocidos y asignados a esta suite pueden ser ampliamente verificados dado que cuenta con accesos suficientes, aunque estos son esencialmente caminos de herradura. En el extremo norte del cuerpo intrusivo se identificaron sienogranitos con aparente foliación en los alrededores de la laguna Llaspay; esta ubicación puede considerarse como una localidad de referencia.

Hacia la parte central del plutón, los granitoides presentan también una marcada alineación de cristales; estos pueden verse a unos 5 km al oeste de Yanatile. Esta es la única localidad donde se puede llegar con vehículo. Otras buenas localidades donde se reconoció la suite son a lo largo del río Sacsara, la quebrada Tambohuayco y el paraje de Tambopata, las tres zonas enunciadas pueden también ser catalogadas como localidades de referencia dado que junto con las muestras de la laguna Llaspay, cuentan con análisis petrográficos, geoquímicos y radiométricos.

Aspectos macroscópicos. - Se mencionó que la composición litológica de la suite es de granitoides y especialmente se reconocieron sienogranitos de grano grueso. Todos los afloramientos se caracterizan por presentar una orientación de cristales que aparenta foliación (figura 5.37). Macroscópicamente se reconoció como características resaltantes el índice de color leucócrata, la textura inequigranular de grano grueso y el aparente bandeamiento producido por el alineamiento de cristales de biotita (figura 5.37 a y d) y feldespatos (figura 5.37 e y f). Respecto de la mineralogía constituyente se pudo identificar cristales de feldespato potásico (35 %) de hasta 1 cm de largo, que varía en tonalidades de gris blanquecino a blanco anaranjado; también, se identificó cristales de cuarzo que en algunos casos alcanzan tamaños de hasta 5 mm (15%) y en la mayoría de los casos como cúmulos de 1 mm a 2 mm de diámetro (30 %). Las plagioclasas se reconocieron de forma esporádica, pero en conjunto se piensa que bordea el 10 % del porcentaje modal. Como mineral ferromagnesiano solo se reconoció biotita, que siempre se presenta en acumulaciones (10 %) y formando bandas milimétricas.

Petrografía. - Para precisar las características microscópicas de esta suite se estudiaron tres muestras bajo el microscopio de polarización, la muestra GR39B-18-30 (figura 5.38 a y b) correspondiente a la zona central del cuerpo intrusivo y las muestras GR39B-18-105 (figura 5.38 c y d) y GR39B-18-148 (figura 5.38 e y f) que corresponden a la zona norte y sur del Plutón, respectivamente; pero si hay algo que resalta en el total de las muestras es que en los tres especímenes corresponden a sienogranitos con un metamorfismo sobreimpuesto.

Bajo el microscopio se reconoció una roca meta ígnea de textura granoblástica, constituida por blastos de feldespatos potásicos (30 % – 35 %) con alteración de arcillas; plagioclasas (12 % –18 %) con alteración incipiente de arcillas, epidota y carbonatos; cuarzo anhedral con extinción ondulante (20 % – 40 %); blastos de biotita rotados (8 % –10 %) y diseminación de minerales opacos.

Los cristales de feldespato potásico (1 mm – 7.8 mm) se presentan a manera de blastos de formas subhedrales con bordes irregulares, microfracturados rellenados por cuarzo II. Algunos presentan inclusiones de plagioclasas, otros presentan exoluciones de plagioclasas en forma de venas, generando textura pertítica y en sectores se reconoce la especie microclina. Las plagioclasas (≤ 1.6 mm) se reconocieron como blastos de formas subhedrales con hábitos prismáticos, maclados según la albita, zonados, con alteración incipiente de sericita, arcillas y carbonatos; algunos cristales presentan textura antirapakivi.

El cuarzo es un mineral de importancia en la determinación del metamorfismo; en las diferentes muestras se reconocieron dos variedades de este mineral: el de origen primario (cz I) se observó como blastos de formas anhedrales (≤ 1 mm), microfracturados, con contacto suturado y extinción ondulante a recta; mientras que el cuarzo secundario (cz II) se reconoció a manera de blastos (≤ 0.4 mm) de formas anhedrales, con punto triple, algunos con contacto suturado, flexionados y a menudo con extinción ondulante. Se los reconoce rellenando microfracturas y de forma intergranular.

De manera similar al cuarzo, se reconocieron dos especies de biotita. El espécimen de naturaleza primaria (bt) se reconoció por tratarse de blastos (0.3 mm – 1.7 mm) de formas subhedrales tabulares, con inclusiones de zircón y apatito; algunos se hallan microfracturados y con alteración a cloritas y óxidos de hierro. Por otro lado, la biotita secundaria (bt II) se exhibe como microcristales (≤ 0.3 mm) de formas subhedrales tabulares, las que ocurren recristalizando en microfracturas y agrupados por sectores.

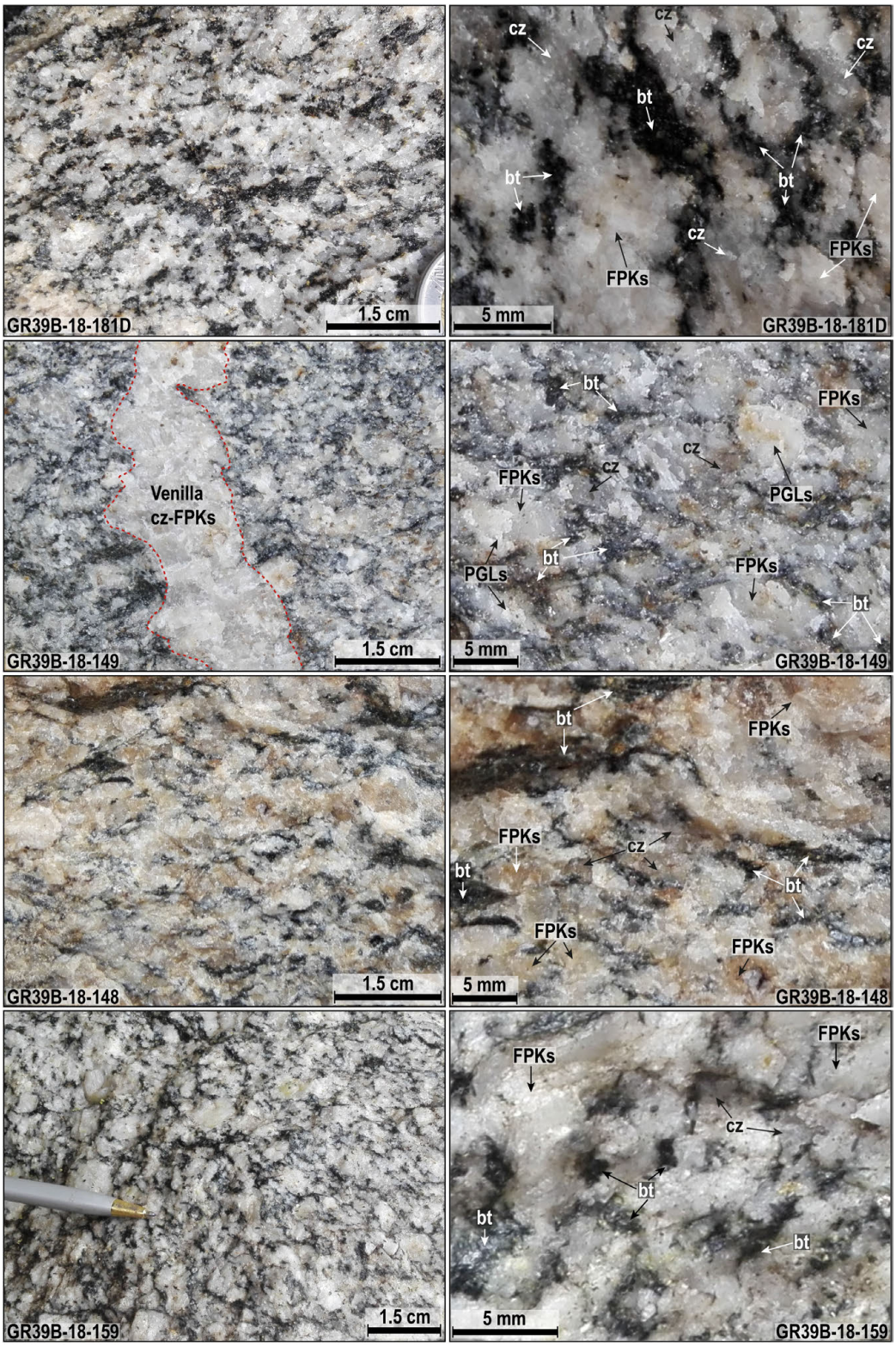


Figura 5.37 Aspectos macroscópicos de diferentes muestras de la Suite Yanatile; nótese en la mayoría de las imágenes la alineación de las biotitas que dan a la muestra una aparente foliación. Feldespato potásico: FPKs; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

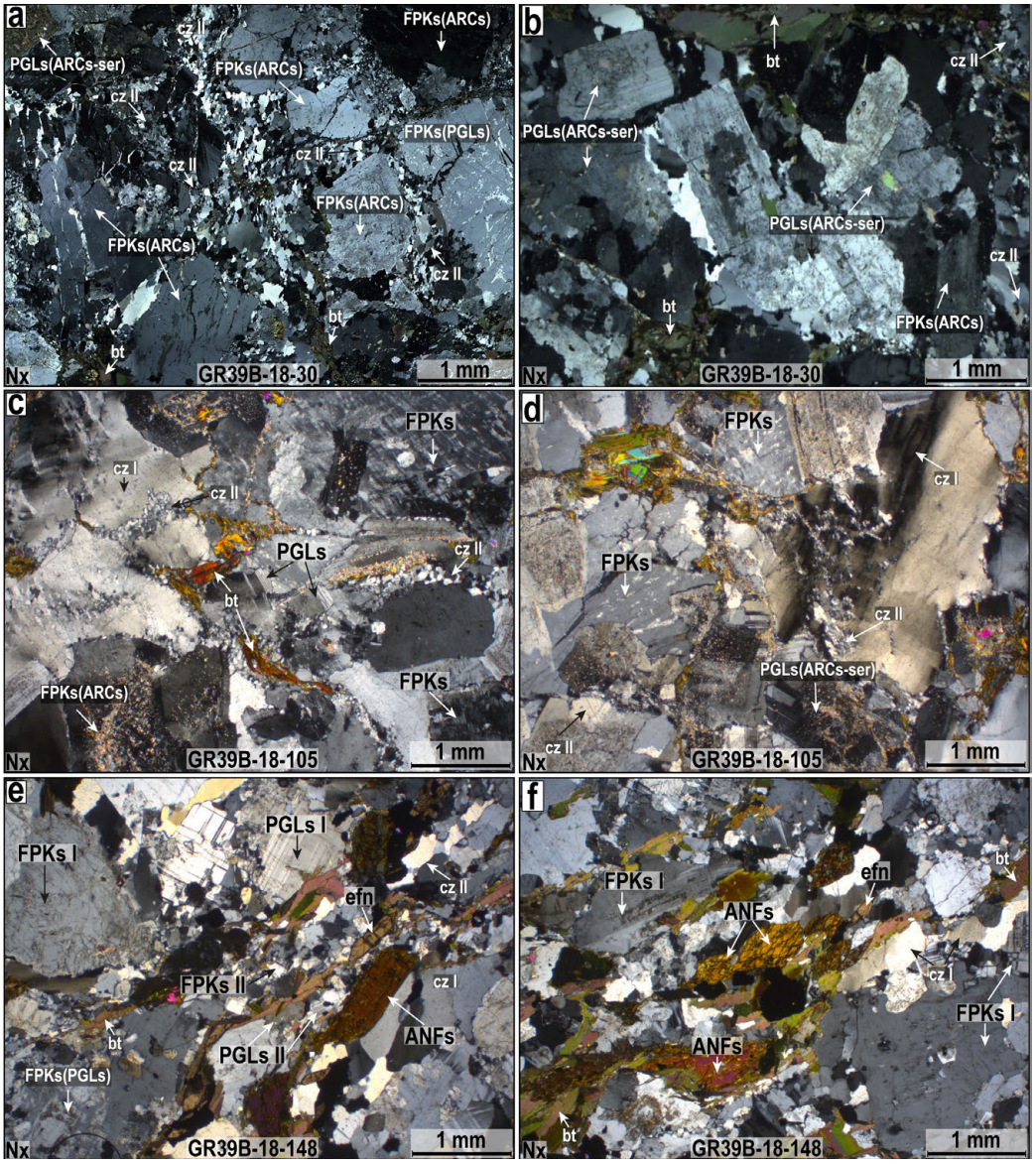


Figura 5.38 Fotomicrografías en Nx de muestras de la Suite Yanatile. Cristales de feldespatos potásicos: FPKs, Blastos de feldespatos potásicos con alteración de arcillas: FPsK(ARCs), algunos con exoluciones de plagioclasas con textura pertitica: FPsK(PGLs); plagioclasas: PGLs, plagioclasas con alteración de arcillas y sericita: PGLs(ARCs-ser); biotita: bt, biotita II: bt II, recristalización de cuarzo II: cz II.

Relaciones de contacto. - Dado que se trata de un cuerpo de no más de 45 km^2 de superficie, son pocas sus relaciones de corte. Podríamos mencionar primeramente que intruyen en su extremo oriental a las metamorfitas del Complejo Iscaybamba y Grupo Ollantaytambo, lo mismo que a las dioritas Chucuito. Su contacto en la zona norte es con los granitos Choquetacarpo, pero en esa zona el contacto parece estar controlado por estructuras geológicas. En el extremo O y SO contactan también con los granitos Choquetacarpo, aunque sus relaciones de corte no se lograron evidenciar claramente, en parte por la vegetación y las grandes morrenas existentes en el área.

Edad. - Cuando se realizó el cartografiado geológico se advirtió la presencia de estos granitoides deformados; por esta característica y al ser las rocas adyacentes no deformadas, consideramos (quizá apresuradamente) que podría tratarse de las rocas más antiguas dentro del Plutón Choquetacarpo (exceptuando los dioritoides). Sin embargo, su edad absoluta fue posteriormente revelada con apoyo de geocronología U-Pb sobre zircones; los resultados obtenidos disolvieron nuestra hipótesis inicial.

Se sometieron a datación un total de cuatro muestras, especímenes que se colectaron de los extremos norte (GR39B-18-105), sur (GR39B-18-148D), así como de la zona central (GR39B-18-159D) y del borde occidental (GR39B-18-181D). El total de muestras arrojaron edades similares y ubican la suite en fines del Oligoceno.

La edad podría ser para algunos geólogos controversial y quizá hasta refutable, tal es el caso que algunos colegas han llegado a sugerir que la edad que presentamos es la edad del metamorfismo que generó la "foliación" y no la edad de la roca; una idea divergente con las evidencias de la geocronología. Para empezar, antes de someter una muestra a geocronología y especialmente sobre zircones, debemos ser muy cuidadosos en la selección de los granos minerales a datar. Para ello, debemos estar seguros de que el zircón es ígneo y no metamórfico o detrítico, para lo cual se realizan imágenes de catodoluminiscencia, donde se puede apreciar la geometría y textura de los zircones.

Los zircones ígneos se presentan con formas definidas y texturas oscilatorias que marcan los crecimientos magmáticos; estas características se observaron en todos los zircones datados (figura 5.39). Una vez sometidas las muestras a los análisis correspondientes, el laboratorio entrega resultados de contenido en ppm de Th y U (anexos) en los zircones, una manera fácil de determinar si estos son de naturaleza metamórfica es calculando el ratio Th/U. Este ratio es, según Rubatto (2002), la única característica química para poder diferenciar zircones ígneos de metamórficos, dado que estos últimos presentan bajos ratios (< 0.07) y todos los zircones analizados presentan este ratio por encima de 0.5, por lo que según este criterio es indudable que son magmáticos. Hechas estas aclaraciones, es necesario precisar que las edades encontradas oscilan en el rango 26.8 Ma y 24.8 Ma (figura 5.40).

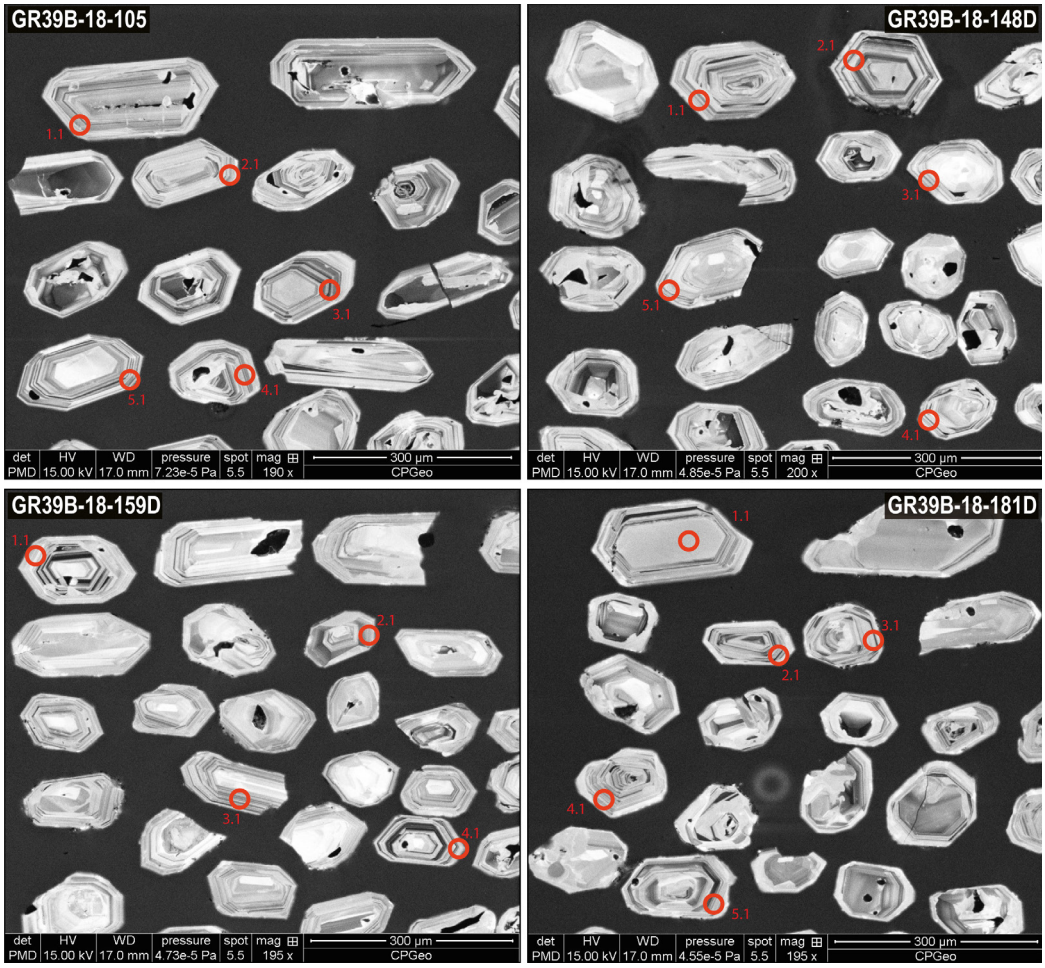


Figura 5.39 Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de muestras de la Suite Yanatile sometidas a fechamiento U-Pb.

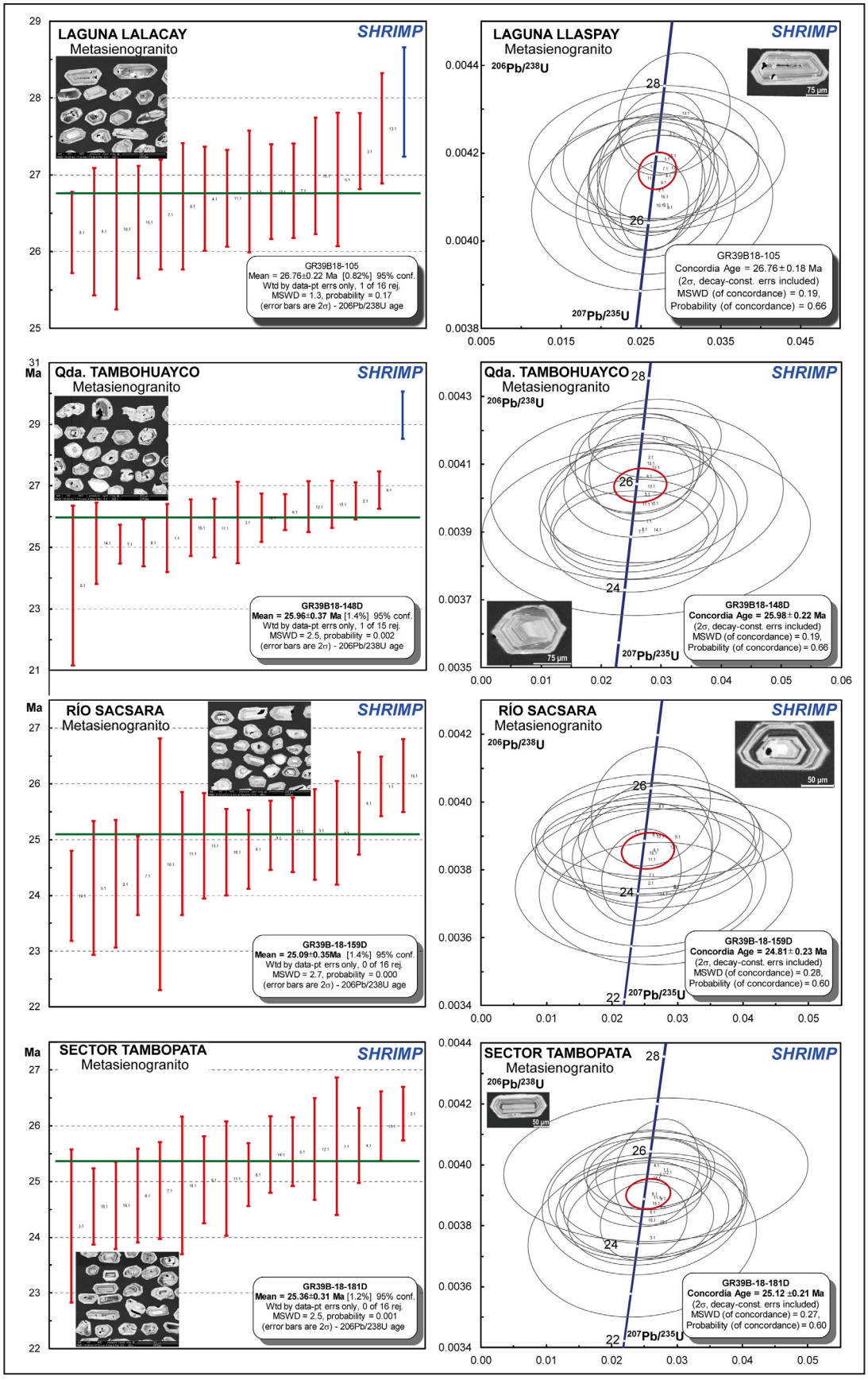


Figura 5.40 Diagramas de geocronológicos (average age y concordia age) para muestras de la Suite Yanatile.

5.9 SUITE PUMASILLO

Como ya se ha expuesto ampliamente, nombrar una suite requiere de correlacionar tres estudios detallados: petrografía, geoquímica y geocronología. Para el caso de los granitos de Pumasillo, la variable edad (geocronología) se desconoce, una carencia que es el común denominador en todos los cuerpos ígneos que se describen a partir de este punto. En el caso actual, argumentaremos porqué se le denomina bajo la categoría de suite.

Pumasillo es, en nuestro entender, un conjunto de cuerpos ígneos con características muy peculiares y, por ende, son materia de atención. Se la denomina Suite Pumasillo debido a que su reconocimiento inicial se hizo en el cerro Pumasillo, el mismo que se localiza en la parte alta de la quebrada Cayara; anteriormente se la consideraba dentro del Plutón Choquetacarpo, pero en el presente trabajo se la separa de este debido a sus características petrológicas, texturales y geoquímicas (que se abordarán en el capítulo VIII).

Ubicación de los afloramientos. - Los afloramientos atribuidos a esta suite podrían encontrarse en dos plutones. El primero y más extenso se localiza en el extremo SO del cuadrángulo de Machupicchu (hoja 27q4); en ese sector se cartografió un plutón de geometría elipsoidal con eje mayor alargado N60° y una extensión aproximada de 110 km^2. Se lo puede identificar en las partes altas de la quebrada Cayara y en los cerros Pumasillo y Mandorccasa. El otro cuerpo ígneo se localiza en el límite de las hojas 27q4 y 27q3; en este trabajo lo nombramos Plutón Cayco por localizarse en el cerro del mismo nombre; su geometría es más rectangular y tiene una extensión aproximada de 50 km^2. Se identificaron los especímenes rocosos a lo largo del camino Abra Choquetacarpo – Yanama y en las nacientes de la quebrada Marampamapa, donde solo se reconocieron bloques caídos debido a las morrenas frontales que impiden el acceso a los afloramientos. Su reconocimiento en las imágenes satelitales es fácil debido a sus tonalidades blanquecinas y características de meteorización.

Aspectos macroscópicos. - Se identificaron monzogranitos y sienogranitos, cuya característica resaltante es la presencia de cristales de feldespato potásico con tonalidades rosadas y en varios casos la ocurrencia de textura rapakivi. Sus relaciones de contacto son aparentemente gradacionales, aunque lo más probable es que los sienogranitos sean únicamente variaciones locales; pero aquí presentaremos la descripción de ambos especímenes rocosos.

Monzogranito. – Se trata de la litología con más afloramientos reconocidos, se la identificó tanto dentro del Plutón Pumasillo como Cayco. Dentro del Plutón Pumasillo se realizó la descripción macroscópica de la muestra GR39B-18-347, concluyendo que se tenía una roca ígnea intrusiva compacta, con índice de color leucócrata y textura fanerítica, equigranular de grano fino a medio (figura 5.41 a), compuesta por cristales de plagioclasas, feldespatos potásicos, cuarzo, biotita y esfena (figura 5.41 b). Las plagioclasas (33 %) se reconocen como cristales subhedrales de hábito prismático (1 mm – 2 mm) y con macla polisintética. El feldespato potásico (26 %) se observó a manera de cristales subhedrales (2 mm), con hábito prismático y maclado según Carlsbad; mientras que el cuarzo (24 %) es hialino, con formas subredondeadas (1 mm – 2 mm). La roca presenta alteración incipiente de óxidos de hierro por sectores. Como minerales máficos se reconoció únicamente biotita (15 %), la que se presenta con tonalidades marrones, con formas tabulares (1 mm – 2 mm) cuando están aisladas y en la mayoría de los casos formando agrupaciones. Macroscópicamente se reconoció esfena (2 %) como mineral accesorio y óxidos de hierro como alteración incipiente en algunos sectores de la muestra.

Por otro lado, del Plutón Cayco se estudió la muestra GR39B-18-349, la misma que se concluye es un monzogranito leucócrata de textura fanerítica inequigranular de grano grueso a medio (figura 5.41c), con dureza y densidad media. Sus constituyentes minerales reconocidos son plagioclasas, feldespatos potásicos, cuarzo, biotita y esfena (figura 5.41 d). El cuarzo es el mineral félsico con mayor concentración (30 %); este se presenta como cristales hialinos subredondeados (1 mm – 2 mm); las plagioclasas (28 %) aparecen como cristales hialinos y gris blanquecinos (2 mm – 10 mm), con formas subhedrales, hábito prismático y maclado polisintético. Por su parte, los feldespatos potásicos (25 %) exhiben colores gris blanquecinos a blanco rosáceos, a manera de cristales subhedrales con hábitos prismáticos. Como ferromagnesianos se identificó únicamente biotita (15 %), la que muestra colores marrones (1 mm – 2 mm) y formas subhedrales con hábitos tabulares.

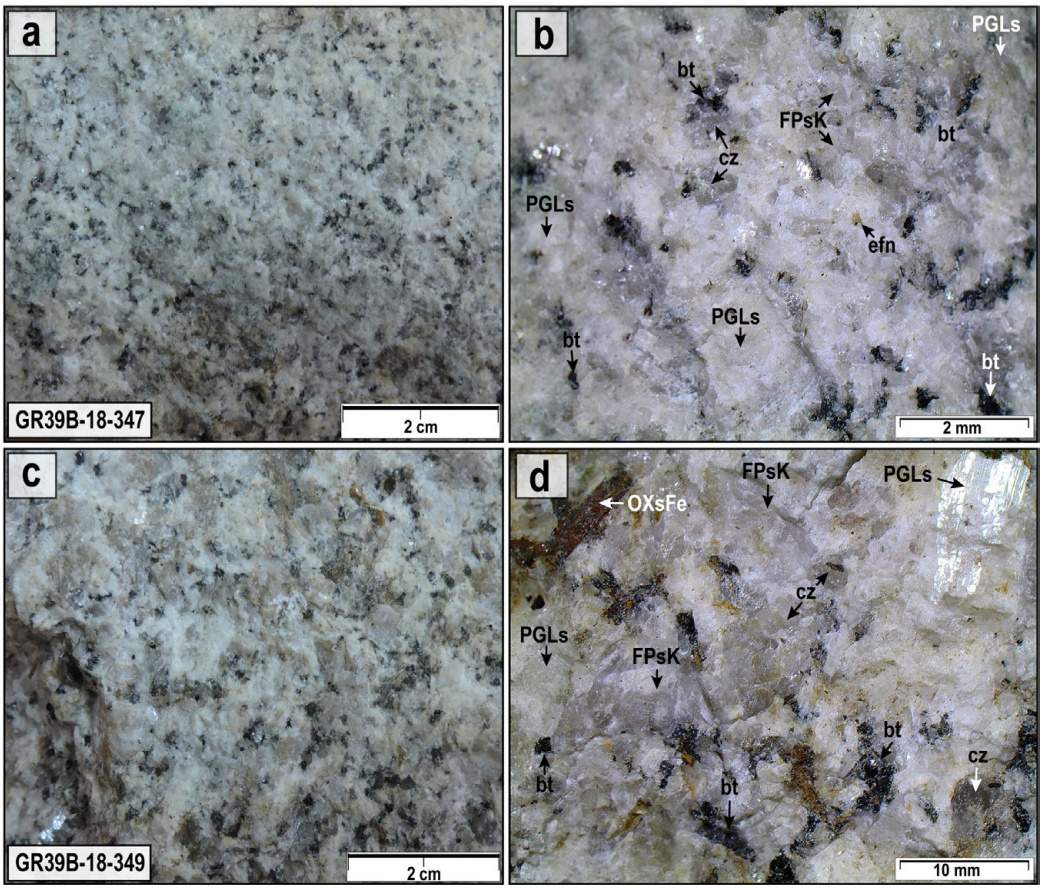


Figura 5.41 Aspectos macroscópicos de los monzogranitos Pumasillo: a) y b) monzogranito dentro del Plutón Pumasillo; c) y d) Vista de detalle de monzogranito del Plutón Cayco. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt; esfena: efn.

Sienogranito. – Dentro del Plutón Pumasillo, se lo pudo reconocer en las nacientes de las quebradas Cayara y Cuchiltranca; para el análisis macroscópico se estudió la muestra GR39B-18-346, la cual se describe como un sienogranito con índice de color leucócrata, caracterizado por exhibir una textura porfídica a inequigranular de grano grueso (figura 5.42 a). Con ayuda de estereomicroscopio se reconocieron fenocristales y megacristales de feldespatos potásicos, plagioclasas, cuarzo, biotita y esfena (figura 5.42b). Resaltan algunos megacristales de feldespato potásico (15 %) de color gris blanquecino (1 cm – 2 cm) que en algunos casos presentan textura rapakivi. Los fenocristales de feldespato potásico (26 %) presentan formas subhedrales (2 mm – 7 mm) y hábitos prismáticos, las plagioclasas (25 %) aparecen con tonalidades blanquecinas, formas subhedrales (2 mm – 5 mm) y maclas del tipo polisintética, mientras que el cuarzo (24 %) es hialino y anhedral (2 mm – 4 mm). Como cristales máficos se identificó biotita (10 %) de coloraciones marrones, en la mayoría de los casos formando agrupaciones; otros minerales accesorios reconocidos son esfenas (1 mm) que por sus contenidos podríamos considerar como contenidos traza.

Dentro del Plutón Cayco se colectó la muestra GR39B-18-350, la cual luego de analizarse con estereomicroscopio se describe como un monzogranito leucócrata de textura inequigranular de grano grueso (figura 5.42c), cuyos minerales constituyentes son cristales de plagioclasas, algunos con textura poiquilítica; feldespatos potásicos maclados, algunos presentan textura rapakivi; cuarzo intergranular, anfiboles, esfena y agrupación de cristales de biotita por sectores (figura 5.42d). Dentro de los cristales félsico, el cuarzo es el que mayor proporción modal presenta (30 %), sus cristales (≤ 2 mm) exhiben formas anhedrales con bordes irregulares; los cristales de feldespato potásico (22 %) presentan tonalidades rosáceas, con formas subhedrales (2 mm – 7 mm), y las plagioclasas (20 %) presentan formas subhedrales (2 mm – 9 mm) y maclado según la albita. Hasta aquí se han descrito los fenocristales, pero existen también megacristales; estos se determinaron para los feldespatos (6 %)

y las plagioclasas (10 %), se caracterizan por presentar texturas especiales como rapakivi (halo de plagioclasa) y poiquilítica, respectivamente, además de tamaños de hasta 2 cm en el caso de los feldespatos y 3 cm en las plagioclasas. Dentro de los minerales máficos se reconocieron anfíboles (3 %) y biotitas (7 %); los primeros con tonalidades negras a verdosas y tamaños entre 2 mm y 3 mm, mientras que las biotitas presentan colores marrones y tamaños de hasta 2 mm. También fue posible reconocer cristales de esfena (2 %) de hasta 1 mm de diámetro.

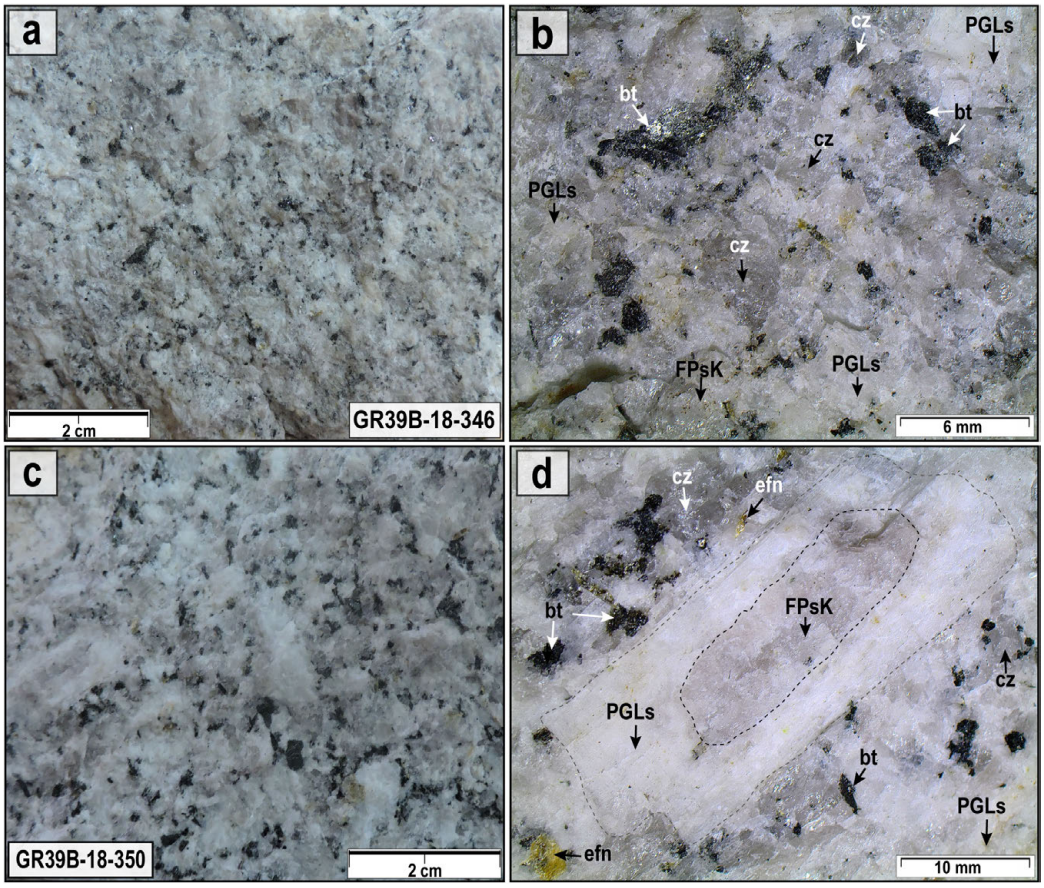


Figura 5.42 Aspectos macroscópicos de los sienogranitos Pumasillo: a) y b) sienogranito dentro del Plutón Pumasillo; c) y d) vista de detalle de sienogranito del Plutón Cayco, nótese un magnífico ejemplo de textura rapakivi en d. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasa: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Petrografía. - Ambas variedades litológicas se estudiaron bajo el microscopio de polarización; para la variedad monzogranito se estudió la muestra GR39B-18-277 (figura 5.43 a y b), mientras que para los sienogranitos se examinaron las muestras GR39B-18-276 (figura 5.43 c y d) y GR39B-18-326 (figura 5.43 e y f). Las dos primeras proceden del cerro Mandorccasa (nacientes de la quebrada Cayara) y la última muestra se obtuvo del flanco derecho de la quebrada Cuchiltranca, en las faltas del cerro Pacopata.

Monzogranito. - Se determinó que este espécimen rocoso presenta una textura granular hipidiomórfica, constituida por cristales de feldespatos potásicos (33 %), cuarzo (30 %) y plagioclasas (24 %) como minerales esenciales; los minerales accesorios son biotita (5 %), minerales opacos (3 %), esfena (2 %), anfíboles (1 %), así como también trazas de zircón y apatito. Los minerales secundarios reconocidos comprenden arcillas, sericita, óxidos de hierro y clorita. El feldespato potásico se identificó como cristales con formas anhedrales (≤ 10.2 mm), algunos maclados y ligeramente microfracturados, con texturas especiales como pertítica (intercrecimiento de plagioclasas) y poiquilítica (inclusiones de plagioclasa y biotita); además de alteración incipiente a arcillas. El cuarzo aparece como cristales con formas anhedrales (≤ 5.3 mm), muy microfracturados, con extinción ondulante y bordes irregulares.

Las plagioclasas ocurren como cristales con formas subhedrales y hábitos prismáticos (≤ 6.8 mm), maclados y algunos zonados, también levemente microfracturados; se encuentran alterados a arcillas y sericita y en ocasiones con inclusiones de minerales opacos y biotita.

La biotita es el accesorio con mayor notoriedad en la muestra analizada; esta se presenta como cristales con formas subhedrales y hábitos tabulares (≤ 2.36 mm), de color pardo oscuro con ligero tono rojizo, se presentan como agregados junto con cristales de anfíboles y esfena, además de exhibir inclusiones de minerales opacos y apatito. Los opacos se reconocieron con formas anhedrales (≤ 0.25 mm) y diseminados junto con agregados de biotita, anfíboles y esfena; en ciertos cristales se reconoció alteración de óxidos de hierro hacia los bordes. La esfena se observó como cristales con formas subhedrales (≤ 2.2 mm) a euhedrales, presentan hábitos en sección rómbica, microfracturados, diseminados en la muestra principalmente junto con biotita, minerales opacos y anfíboles. Se logró identificar también cristales de anfíboles con formas subhedrales y hábitos prismáticos (≤ 2.16 mm), algunos en sección rómbica, microfracturados y maclados.

Sienogranito. - La muestra GR39B-18-277 proviene de las nacientes de la quebrada Cayara; su descripción microscópica refiere una roca ígnea intrusiva con textura granular hipidiomórfica, constituida por cristales de feldespatos potásicos (44 %), cuarzo (26 %) y plagioclasas (18 %) como minerales esenciales, además de escasos cristales de biotita (4 %), minerales opacos (3 %), esfena (2 %), así como también allanita, zircón y apatito a niveles traza. Los minerales secundarios comprenden arcillas, cloritas, sericita, óxidos de hierro y epidota. El feldespato potásico se observó como cristales con formas anhedrales (≤ 10 mm), algunos maclados y ligeramente microfracturados; se reconocieron texturas pertítica y poiquilítica, además de alteración a arcillas. El cuarzo se manifiesta como cristales con formas anhedrales (≤ 5.16 mm), microfracturados, con extinción ondulante y bordes irregulares; se los reconoce en intersticios y en bordes de feldespatos y plagioclasas a modo de recristalización. Las plagioclasas se reconocen como cristales de formas subhedrales y hábitos prismáticos (≤ 4.45 mm), maclados y algunos zonados, también microfracturados, alterados a arcillas y sericita; se reconoce textura simplectítica con intercrecimiento de cuarzo en formas vermiculares.

Dentro de los minerales secundarios, la biotita es el preponderante, su ocurrencia sucede a manera de cristales con formas subhedrales y hábitos tabulares (≤ 3.72 mm), de color marrón oscuro. Ocurren alterados a cloritas y con impregnaciones de óxidos de hierro; además, presentan inclusiones de minerales opacos, zircón y apatito. También, se reconocieron opacos de formas anhedrales, diseminados junto con biotita y esfena; algunos alterados a óxidos de hierro hacia los bordes. La ocurrencia de esfena es característica en esta suite. En esta muestra se la reconoció como cristales con formas subhedrales a euhedrales, presentan hábitos en sección rómbica, microfracturados, presentes diseminados en la muestra principalmente junto con biotita, minerales opacos y allanita. La presencia de allanita es a niveles traza, lo que podría estar relacionado con altas concentraciones de Ce o Y.

Otra muestra estudiada de esta variedad es GR39B-18-326, que proviene de la quebrada Cuchiltranca, sus características son similares a la muestra antes descrita, variando únicamente el tamaño de los cristales y la presencia de trazas de moscovita. Si el lector cree necesario ver el estudio detallado, puede consultar los anexos de este boletín.

Relaciones de contacto. - En el trabajo de campo es notorio que intruyen a las metamorfitas del Complejo Iscaybamba y el Grupo Ollantaytambo, pero en gran medida sus relaciones son con otras variedades de rocas intrusivas; la más resaltante es quizá su intrusión entre las dioritas Chucuito, relaciones que son muy claras en el erro Mandorccasa y el flanco izquierdo de la quebrada Cayara (figura 5.4). Pero otra importante relación es con los granitoides Piscacucho. Esta se observó en las inmediaciones del cerro Chucuito, donde hace aflorar estos granitoides a manera de techos colgados, al mismo tiempo que se determina su relación de corte respecto de las dioritas Chucuito (figura 5.44).

Edad. - La edad de esta suite es incierta, de sus relaciones de contacto solo podemos inferir que son más jóvenes que el Ordovícico. En la literatura no se la identifica y se la considera dentro de un cuerpo ígneo mayor, el que se atribuye al Pérmico – Triásico. Su firma geoquímica (que se detalla en el siguiente capítulo) muestra un empobrecimiento en las HREE, lo que indica que su asimilación se dio en un ambiente de corteza engrosada; una característica que descarta una edad paleozoica y podría sugerir más bien edades cenozoicas.

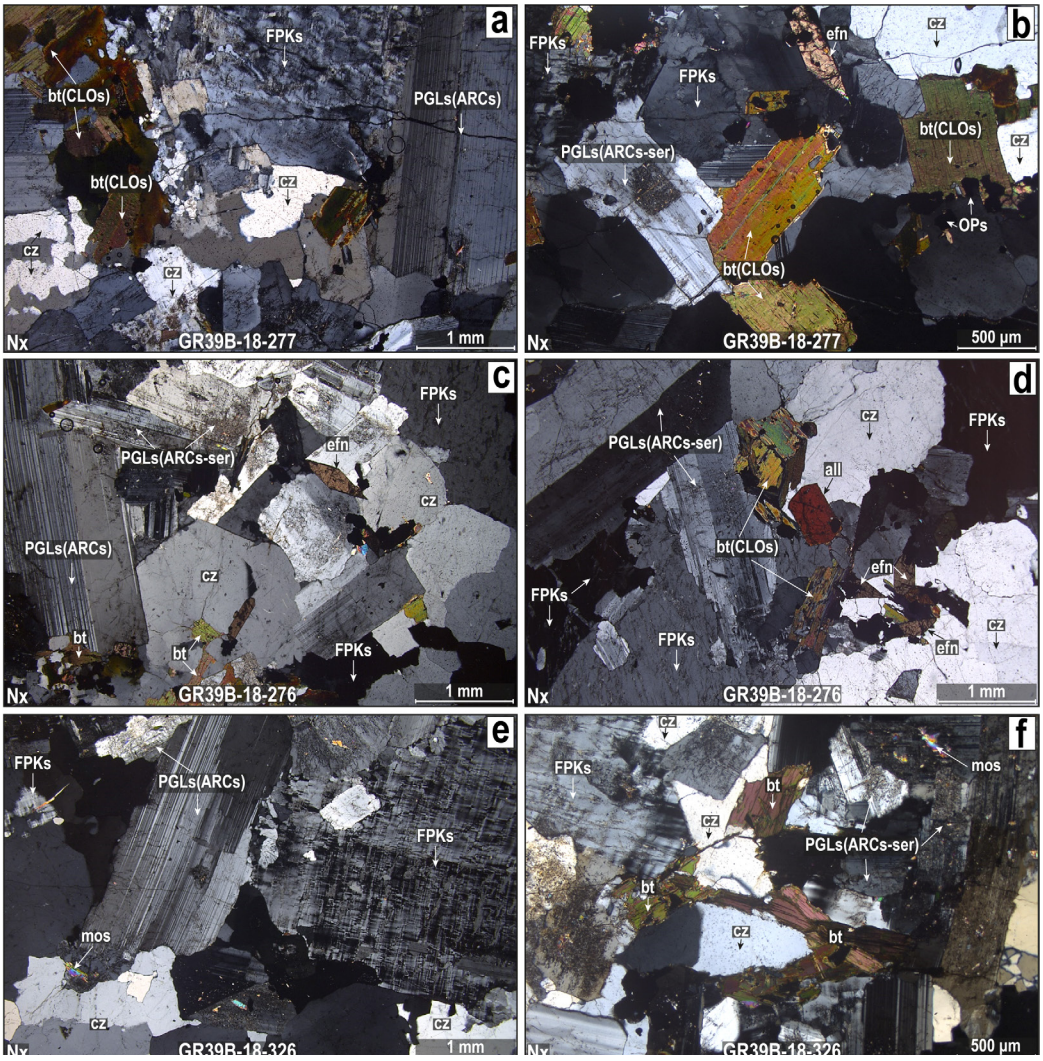


Figura 5.43 Fotomicrografías de las diferentes variedades litológicas de la Suite Pumasillo: a) y b) variedad monzogranito; c) y f) variedad sienogranito. Feldespato potásico: FPKs, plagioclasas alteradas a arcillas: PGLs(ARCs), plagioclasas alteradas a arcillas y sericita : PGLs(ARCs-ser); cuarzo: cz, biotita : bt, biotita alterada a clorita: bt(CLOs), moscovita: mos, minerales opacos : OPs; esfena: efn, allanita: all.

5.10 PLUTÓN CHOQUETACARPO

La denominación Plutón Choquetacarpo fue mencionada con anterioridad al desarrollar lo concerniente a las suites Piscacucho y Pumasillo; sin embargo, la mayor extensión de rocas intrusivas dentro de este cuerpo aún no fue presentada. En este punto del boletín, es imperante la presunción de que el lector entiende perfectamente las condiciones mínimas para definir una suite; en el caso de Choquetacarpo, como cuerpo ígneo, alberga intrusivos de más de una suite; en este se encuentran techos colgados de dioritas de la Suite Chucuito – Taparayo y granodioritas de la Suite Piscacucho, además de las variedades de granitos de la Suite Pumasillo y los meta intrusivos cenozoicos de la Suite Yanatile (figura 5.45).

Su denominación original fue macizo de Pumasillo (Carlotto et al., 1999), la que posteriormente fue cambiada por Plutón Choquetacarpo por Sánchez y Zapata (2003). En este trabajo describimos una serie de granitoides bajo la última denominación por ser reconocidos en los alrededores del abra de Choquetacarpo; es necesario aclarar al lector que por ausencia de datos geocronológicos y al exhibir firmas geoquímicas similares a los granitoides de Cirialo, resultaría apresurado nombrarlo como suite, pero resultaría algo imprudente no abordar estas intrusiones debido a lo antes expuesto.

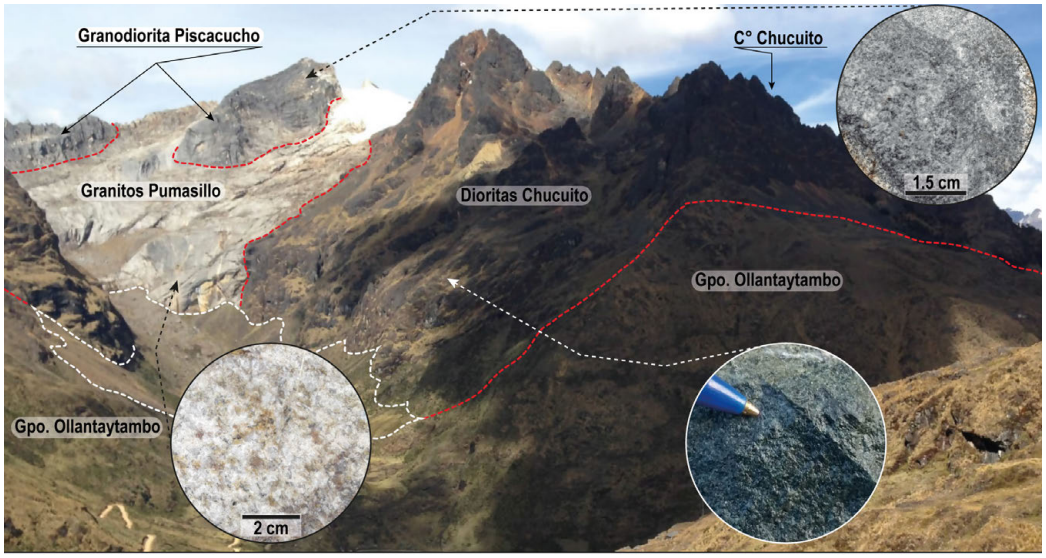


Figura 5.44 Relaciones de contacto de los granitos Pumasillo con los granitoides Piscacucho y las dioritas Chucuito.

Ubicación de los afloramientos. – Los afloramientos se pueden reconocerse al norte de Huancacalle, en las cercanías de Cayara y Mandor; todos estos parajes en la zona occidental del plutón, los mismos que se prolongan hasta el cuadrángulo de Pacaypata (27p1 y 27p2). En la zona norte solo se reconoció mediante el análisis de rodados en la quebrada Aputinya, a las faldas del cerro Pisccacocha; mientras que en el flanco este se los reconoce en las cercanías de la intersección del río Sacsara con la quebrada Chaupihuayco. En el extremo sur se los puede identificar desde el abra Choquetacarpo hasta las faldas del cerro Cayco.

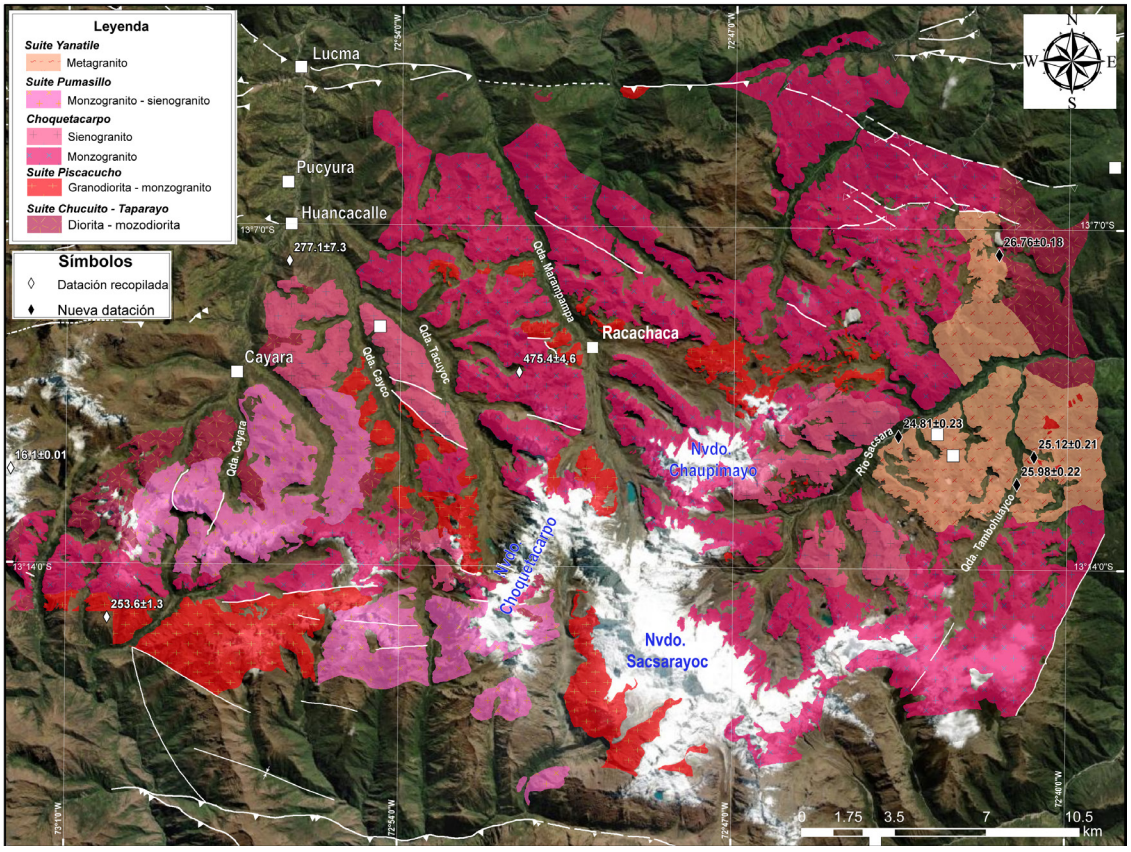


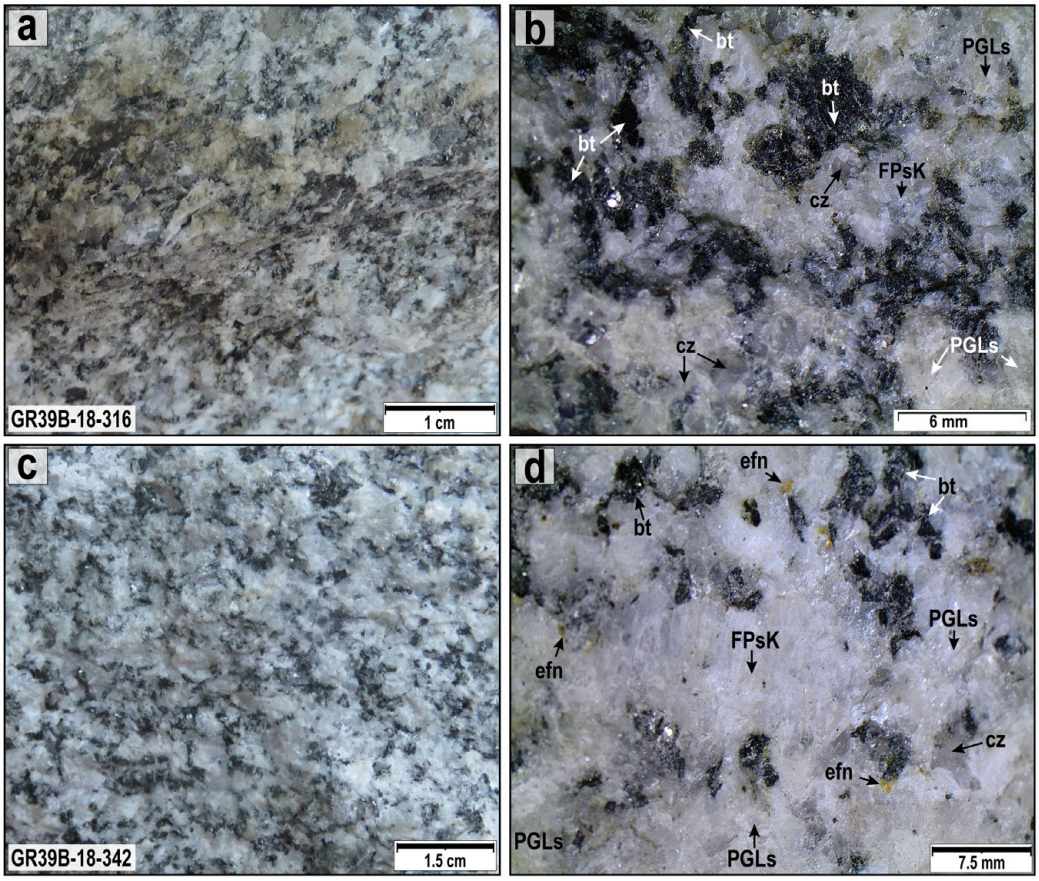
Figura 5.45 Distribución litológica y de suites magmáticas dentro del Plutón Choquetacarpo.

Aspectos macroscópicos. - Como especímenes rocosos se lograron identificar monzogranitos y sienogranitos, siendo el primero el de mayor extensión; si bien estas litologías se observan en toda la Cordillera Oriental del sur del Perú, los granitoides Choquetacarpo se diferencian de los de Pumasillo por su textura más equigranular, feldespatos anhedrales y ausencia de textura rapakivi. Seguidamente, presentamos las características macroscópicas de cada espécimen geológico.

Monzogranito. - Como ya se mencionó, es probablemente que sea la litología con mayor predominancia. Para poder proporcionar al lector sus características macroscópicas, se estudiaron en detalle (con estereomicroscopio) las muestras GR39B-18-316 (figura 5.46 a y b), GR39B-18-342 (figura 5.46 c y d) y GR39B-18-365 (figura 5.46 e y f). La primera muestra se describe como una roca intrusiva compacta de textura fanerítica equigranular, con índice de color leucócrata y tamaño de grano medio; constituida por cristales de cristales de plagioclasas (32 %), cuarzo (30 %), feldespatos potásicos (20 %) y biotita (18 %). Las plagioclasas se reconocieron por su color blanco, sus formas subhedrales (2 mm – 6 mm), hábito prismático y su macla tipo polisintética; además de una aparente zonación. Los feldespatos potásicos exhiben un color blanco – hialino, al igual que las plagioclasas presentan formas subhedrales (2 mm – 5 mm) y hábitos prismáticos, aunque en estos cristales se reconoce a menudo la macla de Carlsbad. El cuarzo es hialino, anhedral y subredondeado (2 mm – 4 mm), mientras que la biotita se presenta con formas subhedrales y hábitos tabulares (1 mm – 2 mm). La roca presenta una alteración incipiente de arcillas e impregnaciones de óxidos de hierro.

La segunda muestra una textura inequigranular, dado que en sectores aparecen (esporádicamente) cristales desarrollados de feldespatos potásicos (2 mm – 10 mm) y plagioclasas (2 mm – 8 mm), mientras que el índice de color es también leucócrata. La proporción modal identificada para los feldespatos es de 24 % y de 26 % para las plagioclasas, mientras que el cuarzo (1 mm – 2 mm) alcanza un contenido de 30%. La biotita (18 %) se presenta con hábitos tabulares y en sectores formando agrupaciones (1 mm – 4 mm).

La tercera muestra es macroscópicamente muy similar al anterior espécimen descrito; en este ejemplar se reconoció el índice de color leucócrata y la textura fanerítica inequigranular de grano grueso; los constituyentes minerales reconocidos son plagioclasas (30 %), cuarzo (28 %), feldespatos potásicos (26 %) y biotita (16 %). En el caso de las plagioclasas (2 mm – 6 mm) se apreció su color blanquecino (en algunos casos hialino) y su macla polisintética, mientras que los feldespatos potásicos (2 mm – 10 mm) exhiben coloraciones blanco grisáceo y en la mayor parte de los casos su ausencia de macla típica. El cuarzo (2 mm – 3 mm) es subredondeado y la biotita (1 mm – 3 mm) presenta hábitos tabulares.



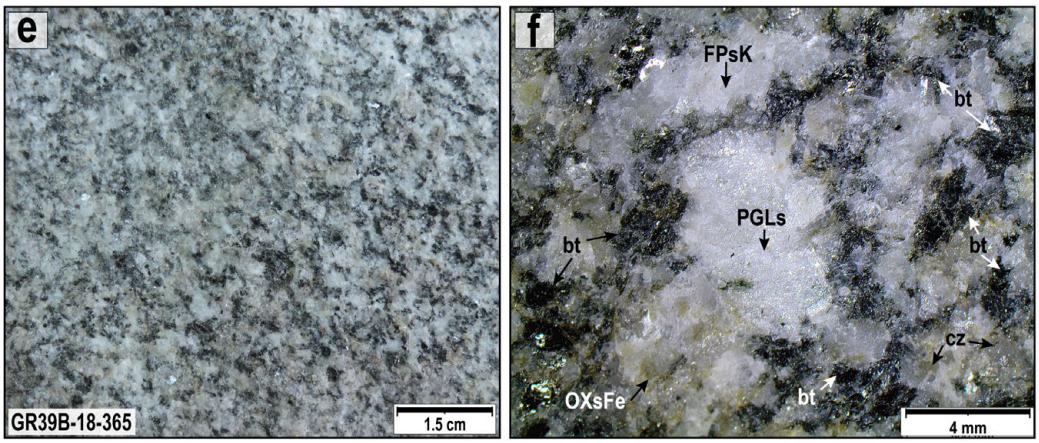


Figura 5.46 Imágenes macroscópicas de muestras de los monzogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK, placioclasas: PGLs; cuarzo: cz, biotita: bt, esfena: efn; óxidos de hierro: OXsFe.

Sienogranito. – Esta variedad litológica parece aflorar de manera restringida, se la identificó en las cercanías de la intersección del río Sacsara con la quebrada Chaupihuayco, en el abra Choquetacarpo, en la parte alta de la quebrada Tacuyoc y en el flaco izquierdo de la intersección de las quebradas Cayco y Tacuyoc. Para exponer las características macroscópicas de esta variedad rocosa se estudiaron las muestras GR39B-18-348 (figura 5.47 a y b), GR39B-18-416 (figura 5.47 c y d) y GR39B-18-419 (figura 5.47 e y f). El primer ejemplar proviene del Abra de Choquetacarpo; esta muestra se describe como una roca intrusiva compacta de textura fanerítica inequigranular de grano grueso, con índice de color leucócrata (figura 5.47a); resaltan en esta muestra los cristales desarrollados de feldespato potásico. El análisis macroscópico detallado resultó en el reconocimiento de un 38 % de cristales de feldespatos potásicos (3 mm – 12 mm) con exoluciones de plagioclasas (figura 5.47b), 22 % de cuarzo hialino subredondeado (2 mm – 4 mm) intergranular y 14 % de cristales de plagioclasa (3 mm – 4 mm) con textura poiquilítica y macla polisintética, aunque es necesario precisar que también se reconocen megacristales (1 cm – 2 cm) de este espécimen mineral hasta en un 6 %. La biotita (20 %) se presenta con hábitos tabulares y en caso como agrupaciones de cristales (1 mm – 3 mm). La roca presenta impregnaciones de óxidos de hierro por sectores.

El segundo y tercer ejemplar fueron colectados en la parte alta de la quebrada Arma (cuadrángulo de Pacaypata), ambos parecen ser parte de un cuerpo de sienogranito que se emplaza controlado en su extremo sur por una falla OSO - ENE. En el caso de la muestra GR39B-18-416, se pudo determinar que se trata de una roca intrusiva compacta, con índice de color leucócrata y textura fanerítica inequigranular de grano medio a grueso (figura 5.47c); como constituyentes minerales se identificaron cristales de plagioclasas (22 %), cuarzo (24 %), fenocristales de feldespatos potásicos (26 %), así como también a manera de megacristales (15 %) con tamaños de hasta 17 mm. El ferromagnesiano reconocido es la biotita (12 %) que a menudo se observa cloritizada. En este ejemplar resalta la coloración blanco-rosácea de los feldespatos y su macla de Carlsbad bien definida (figura 5.47 d).

Las dos muestras descritas anteriormente resaltan por el tamaño de los cristales (fenocristales y megacristales); pero en el caso de la muestra GR39B-18-419, este no es un factor resaltante, dado que la muestra exhibe cierta equigranularidad en todos los minerales del grupo de los feldespatos. Macroscópicamente se trata de una roca intrusiva compacta, leucócrata, de textura fanerítica inequigranular de grano grueso a medio; en esta se observan cristales de feldespatos potásicos (40 %), plagioclasas (22 %), cuarzo (23 %) y biotita (15 %). Los feldespatos potásicos se reconocieron como cristales subhedrales con hábito prismático (3 mm – 7 mm), con tonalidades de color blanco grisáceo; cristales en los que se puede determinar con facilidad la macla de Carlsbad. Las plagioclasas (2 mm – 8 mm) exhiben tonalidades de color blanquecinas, sus cristales son también subhedrales prismáticos. En estos se reconoció a menudo el maclado según la albita. El cuarzo se reconoce con facilidad por su color hialino y sus formas anhedrales subredondeadas (1 mm – 2 mm). Las biotitas presentan coloración oscura (negro), con formas subhedrales y hábitos tabulares, aunque a menudo se las aprecia formando acumulaciones por sectores.

Conclusión macroscópica general. - De ambas variedades litológicas es evidente que su textura es siempre inequigranular. Si buscamos alguna característica distintiva es probable que no la encontremos dado que las características observadas son típicas de los constituyentes mineralógicos, pero podríamos referir que en estos granitoides es singular encontrar que todos los minerales del grupo de los feldespatos se presentan con formas subhedrales y, en la mayoría de los casos, sus

maclas características (Carsbad y Polisintética) se reconocen con facilidad. Estas son características que, si bien podrían ser típicas de granitos, no fueron reconocidas con notoriedad en los granitos de las suites Piscacucho, Pumasillo y Yanatile, que son las que tienen presencia dentro del Plutón Choquetacarpo.

Petrografía. - Ambas variedades fueron estudiadas a nivel microscópico; para ello, se sometieron a análisis petrográfico un total de cuatro muestras, de estas dos corresponden al espécimen monzogranito y dos a la variedad sienogranito.

Monzogranito. – Las características petrográficas de esta variedad litológica se determinaron con el estudio de las muestras GR39B-18-317 y GR39B-18-334. La primera proviene de afloramientos en la quebrada Tacuyoc y la segunda se colectó en la intersección de la quebrada Cayco con una tributaria en la zona alta; esta es crucial dado que en esa zona se halla en contacto con granodioritas (Suite Piscacucho) y dioritas (Suite Chucuito).

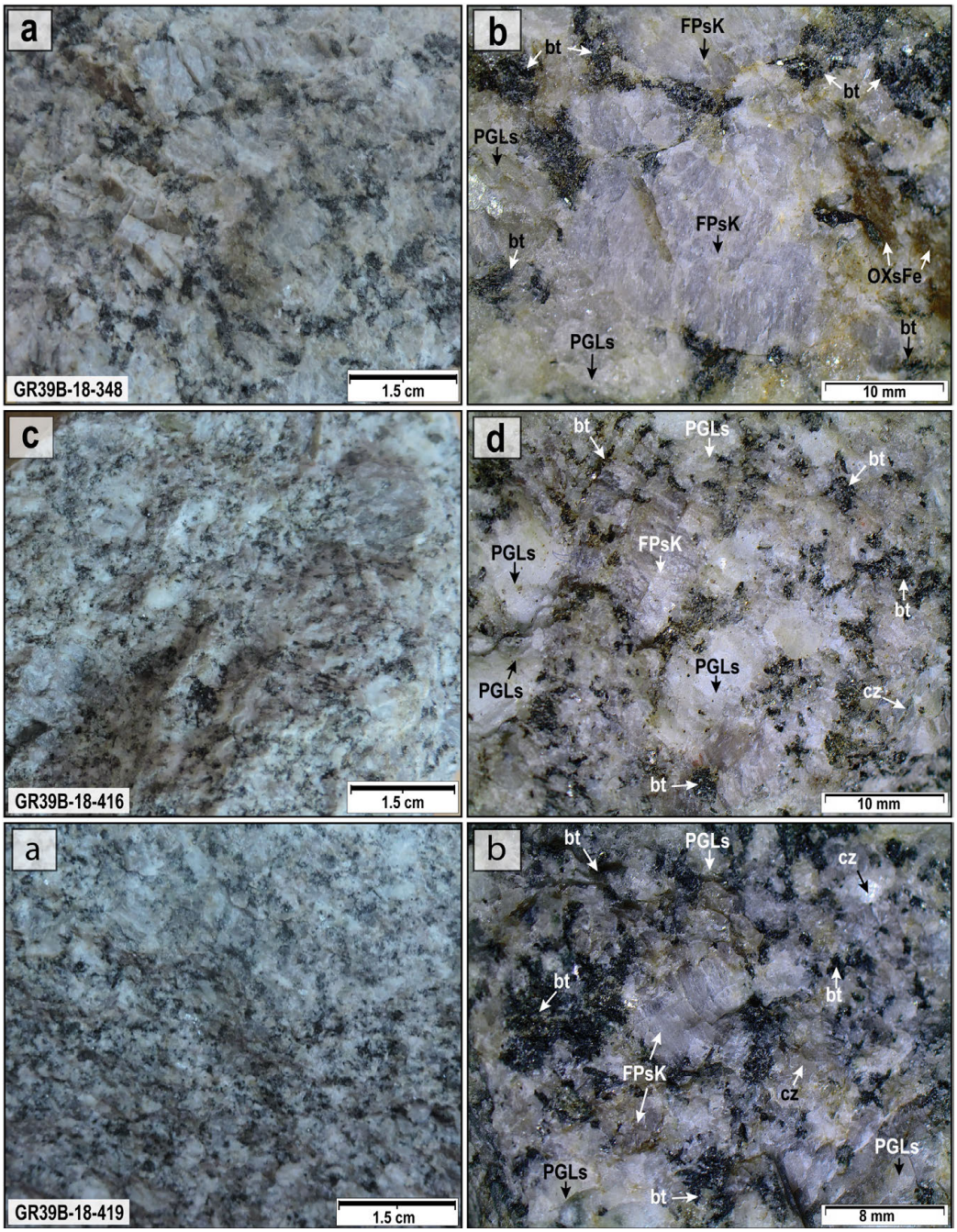


Figura 5.47 Imágenes macroscópicas de muestras de los monzogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK, placioclasas: PGLs; cuarzo: cz, biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

El análisis microscópico determinó que la muestra GR39B-18-317 es un monzogranito con textura granular hipidiomórfica (figura 5.48 a), la que en sectores presenta agregados lenticulares de cuarzo y micas, lo que se interpreta como producto del metamorfismo. Este ejemplar se constituye principalmente de cristales de cuarzo (36 %), feldespatos potásicos (24 %) y plagioclasas (19 %), también se aprecian moldes de plagioclasas y biotita. Los minerales accesorios comprenden biotita (7 %), moscovita (1 %), minerales opacos (1 %) y trazas de apatito y zircón. Por otro lado, los minerales secundarios reconocidos comprenden sericita (6 %), arcillas (2 %), cloritas (2 %), óxidos de hierro (2 %) y epidota (traza).

El cuarzo se reconoció como cristales con formas anhedrales (≤ 5.12 mm), levemente microfracturados, con extinción ondulante y bordes irregulares. Los feldespatos potásicos se apreciaron como cristales con formas anhedrales (≤ 6.75 mm), algunos maclados, presentan textura pertítica debida al intercrecimiento con plagioclasas, además de textura simplectítica con cuarzo; también se reconoció textura poiquilítica dada por inclusiones de cristales de plagioclasas (figura 5.48b), biotita, moscovita y minerales opacos. Las plagioclasas exhiben formas subhedrales (≤ 4.52 mm) y hábitos prismáticos, maclados y algunos zonados, ligeramente microfracturados. Ocurren alterados a sericita, cloritas, arcillas y epidota, además de inclusiones de moscovita y minerales opacos.

La biotita exhibe formas subhedrales y hábitos tabulares (≤ 1.92 mm), de color pardo oscuro. Se presentan alterados a cloritas y epidota, con impregnaciones de óxidos de hierro, también con inclusiones de minerales opacos, zircón y apatito.

La muestra GR39B-18-334 se describe como un monzogranito con textura granular hipidiomórfica (figura 5.48 c y d), conformada principalmente por cristales de feldespatos potásicos (31 %), cuarzo (25 %) y plagioclasas (22 %), además de biotita (3 %), esfena (3 %), minerales opacos (2 %) y anfíboles (1 %), con trazas de moscovita, zircón y apatito; también se aprecian moldes de biotita reemplazados por cloritas con impregnaciones de óxidos de hierro.

De manera similar a la muestra anterior, los feldespatos potásicos se reconocieron como cristales de formas anhedrales (≤ 11.40 mm), algunos maclados; en ellos se reconoció textura pertítica (intercrecimiento con plagioclasas), además de textura simplectítica con cuarzo, también se aprecia textura poiquilítica con inclusiones de cristales de plagioclasas y minerales opacos. El cuarzo exhibe formas anhedrales (≤ 4.36 mm), algunos cristales microfracturados, con extinción ondulante y bordes irregulares. Las plagioclasas exponen formas subhedrales y hábitos prismáticos (≤ 4.52 mm); se reconoce macla polisintética y en algunos casos zonación, además de una ligera microfracturación. Tanto en la muestra anterior como en esta, los cristales de plagioclasas presentan alteración moderada a sericita y arcillas.

La biotita es un mineral muy importante para realizar comparaciones entre suites; esta especie mineral se manifiesta como cristales con formas subhedrales y hábitos tabulares (≤ 1.68 mm), de color pardo oscuro con ligera tonalidad verdosa. Se presentan alterados a cloritas y óxidos de hierro, además de presentar inclusiones de minerales opacos, zircón y apatito.

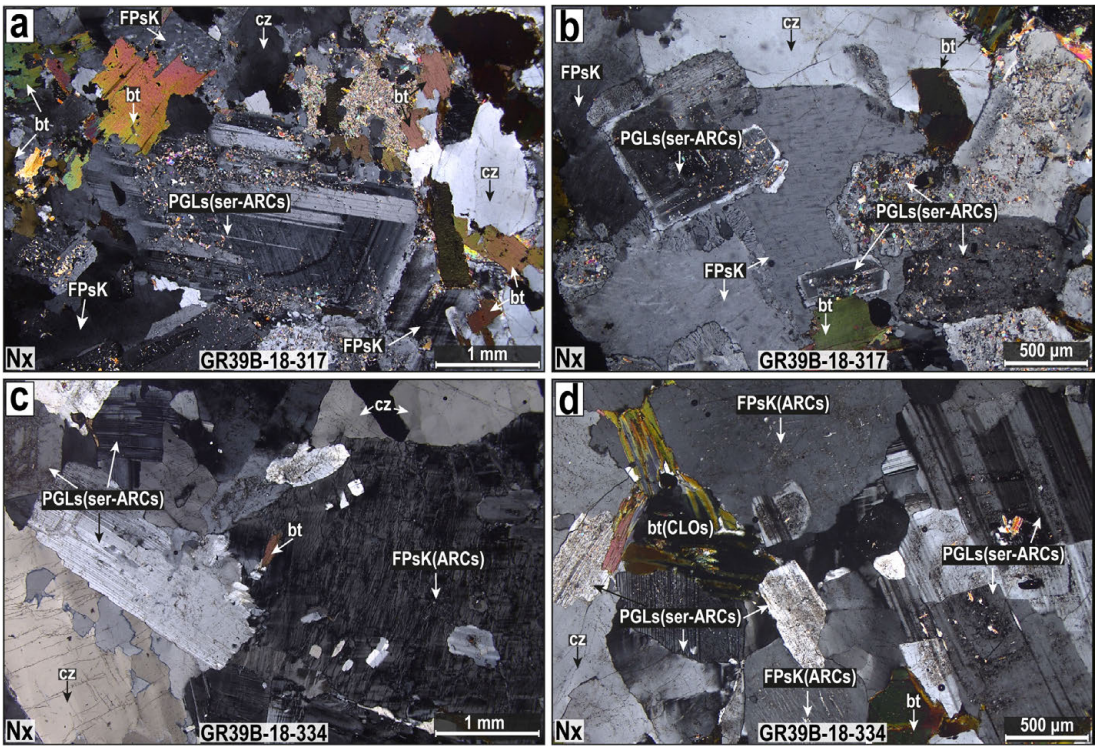


Figura 5.48 Fotomicrografías en Nx de muestras de monzogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico (FPsK) con alteración a arcillas: FPsK(ARCs); plagioclasas anteradas a sericita y arcillas; PGLs(ser-ARCs), cuarzo: cz; biotita (bt) alterada a clorita: bt(CLOs).

Sienogranito.- Para esta variedad se estudiaron las muestras GR39B-18-315 y GR39B-18-296. La primera muestra se colectó en el flanco izquierdo de la quebrada Tacuyoc; esta muestra se describe como una roca intrusiva con textura granular hipidiomórfica (figura 5.49 a y b), constituida principalmente por cristales de feldespatos potásicos (34 %), cuarzo (25 %), plagioclasas (17 %) y biotita (10 %), además de moldes de plagioclasas y biotita. Los minerales accesorios comprenden moscovita (2 %), minerales opacos (1 %) y trazas de turmalinas, apatito y zircón. Los minerales de alteración reconocidos corresponden a sericita (4 %), cuarzo II (4 %), óxidos de hierro (2 %), arcillas (1 %), clorita (traza) y epídota (traza).

Los feldespatos potásicos se presentan como cristales de formas anhedrales (≤ 12.56 mm), algunos maclados; en estos cristales se reconocieron texturas pertítica (intercrecimiento con plagioclasas) y poiquilítica, esta última dada por inclusiones de cristales de plagioclasas, biotita, moscovita y minerales opacos, así como también se evidenció alteración a arcillas. El cuarzo exhibe formas anhedrales (≤ 5.72 mm), levemente microfracturados, con extinción ondulante y bordes irregulares. Las plagioclasas se reconocieron con formas subhedrales (≤ 4.16 – 10 mm) y hábitos prismáticos, a menudo maclados y zonados, así como también microfracturados; se reconocieron en los cristales algunas inclusiones de moscovita y minerales opacos, así como también alteración a sericita, clorita, arcillas y epídota. La biotita es subhedral (≤ 2.72 mm) y tabular, con color marrón oscuro; en algunos casos con impregnaciones de óxidos de hierro, también inclusiones de opacos, apatita y zircón.

El ejemplar GR39B-18-296 se obtuvo de afloramientos en el Abra Choquetacarpo; bajo el microscopio se pudo determinar que se trata de una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica (figura 5.49 c y d), constituida principalmente por cristales de feldespatos potásicos (31 %), cuarzo (25 %) y plagioclasas (22 %), además de biotita (3 %), esfena (3 %), minerales opacos (2 %) y anfíboles (1 %), también trazas de moscovita, zircón y apatito. Se identificaron algunos moldes de biotita reemplazados por cloritas e impregnaciones de óxidos de hierro.

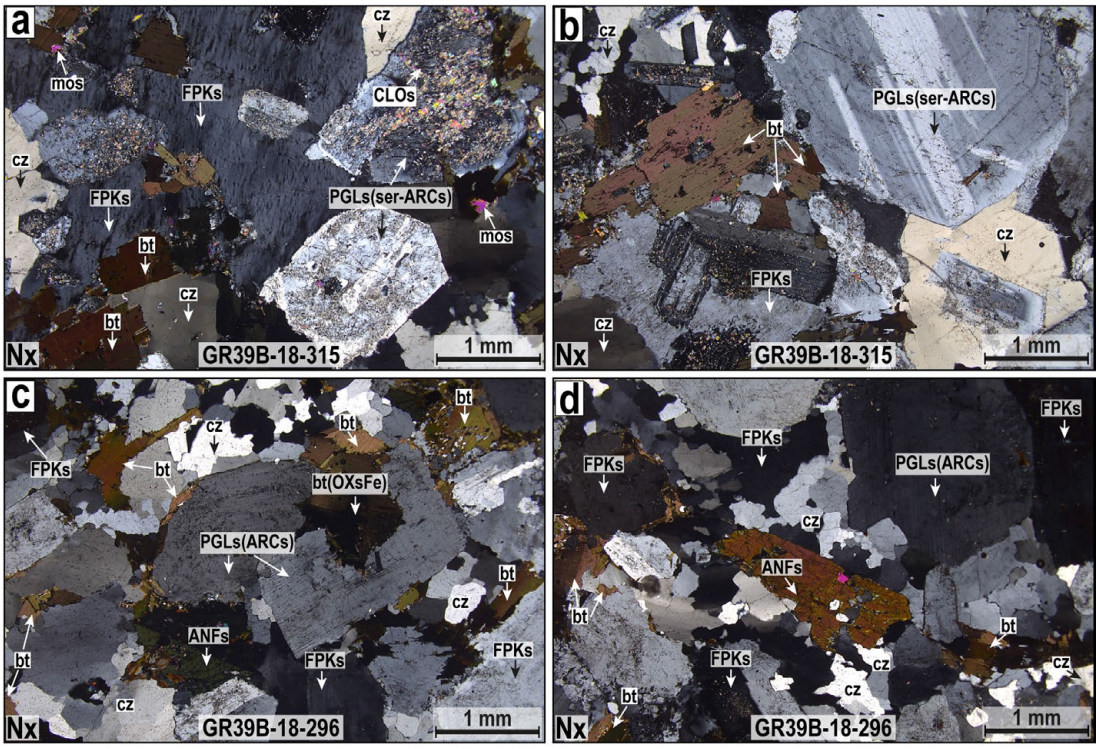


Figura 5.49 Fotomicrografías en Nx de muestras de sienogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK; cristales de plagioclasa con alteración a sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs); cristales de cuarzo: cz, botita: bt; moscovita: mos; cloritas: CLOs y cristales de anfíbol: ANFs.

Los feldespatos potásicos ocurren como cristales con formas anhedrales (≤ 11.4 mm), en algunos casos maclados; exhiben texturas pertítica (con plagioclasas) y simplectítica (con cuarzo); también se aprecia textura poiquilítica (inclusiones de plagioclasas y minerales opacos) y alteración incipiente a arcillas. El cuarzo es al igual que en la anterior muestra anhedral (≤ 4.36 mm), exhibe microfracturas, extinción ondulante y bordes irregulares, mientras que las plagiolcasas se reconocieron como cristales con formas subhedrales y hábitos prismáticos (≤ 4.52 mm), maclados, algunos zonados y ligeramente microfracturados. Se encuentran alterados a arcillas y sericita, con inclusiones de moscovita y apatita.

La biotita expone formas subhedrales y hábitos tabulares (≤ 1.68 mm), de color marrón oscuro con ligera tonalidad verdosa; se presentan alterados a cloritas y óxidos de hierro, con inclusiones de minerales opacos, zircón y apatito.

Relaciones de contacto. - Los granitoides Choquetacarpo intruyen las secuencias metasedimentarias del Grupo Ollantaytambo en su zona norte y al Complejo Iscaybamba en su zona sur; su relación de corte más importantes es probablemente con las dioritas Chucuito. En el abra Choquetacarpo es evidente que los sienogranitos son más jóvenes que las dioritas, dado que los dioritoides exhiben sobrecrecimiento de cristales de feldespato en la zona de contacto (figura 5.50). Otra importante relación es que se pueden reconocer techos colgados (probablemente) de granodioritas con anfíbol y metamonzogranitos de la Suite Piscacucho. Su relación con los granitoides Pumasillo es claramente de encajonante.

Edad. - De sus relaciones de contacto solo podemos determinar que son más recientes que el Ordovícico. En el extremo SO se cuenta con una edad U-Pb de 253.6±1.3 Ma (Reitsma, 2012); sin embargo, el autor mencionado no realizó un cartografiado de detalle y si el lector recapitula lo hasta ahora mencionado, notará que en ese extremo afloran rocas de hasta tres suites. Hacemos esta mención, dado que la datación no tiene una ubicación precisa (lugar inaccesible). Si cabe la posibilidad de mover el dato radiométrico a la zona accesible más cercana, podríamos asumir esta edad como la edad de los granitoides; pero esto podría resultar inapropiado y hasta imprudente. Por lo antes expuesto y considerando la geología base 1:100 000, asumiremos una edad Pérmico indiferenciado.

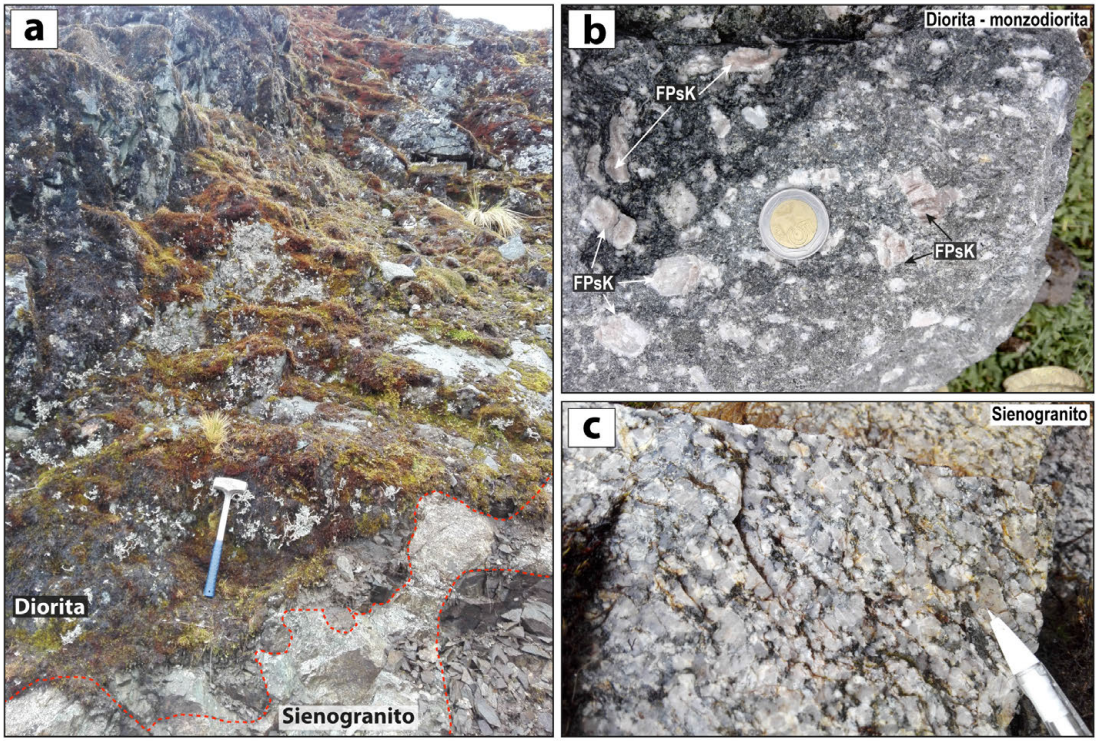


Figura 5.50 Sienogranito Choquetacarpo cortando a dioritas Chucuito en el abra Choquetacarpo: a) sienogranito intruyendo a dioritas, las líneas discontinuas rojas marcan la zona de contacto; b) diorita extraída de la zona de contacto, nótese los cristales desarrollados de feldespato potásico producto de la intrusión del granito (mingling); c) vista de detalle de muestra de sienogranito. Feldespato potásico: FPsK.

5.11 PLUTÓN CIRIALO – CONCEVIDAYOC

Denominado inicialmente como macizo de Quillabamba por Carlotto et al. (1999), probablemente porque sus afloramientos ocupan gran parte de ese cuadrángulo; su límite sur se sitúa en la zona de estudio (hoja 27q4) y se extiende hacia los cuadrángulos de Pacaypata y Chuanquiri, donde se lo describe bajo la denominación de macizo de Concevidayoc – Alto Kiteni (Cárdenas et al., 1997); más tarde se lo denominó como Plutón de Cirialo – Concevidayoc (Sánchez & Zapata, 2003). Esta última denominación es la que se adopta en este trabajo. El nombre proviene del cerro Cirialo o nevado Cirialo, aunque hoy ya no hay vestigios de glaciares.

A pesar de tratarse de un extenso cuerpo intrusivo, se desconocen, en gran medida, todas las características litológicas del mismo, dado que el proyecto a cargo de la investigación no ejecutó el cartografiado de los cuadrángulos de Quillabamba y Chuanquirí, que son las áreas donde más extensión tiene el cuerpo. Desafortunadamente para el lector, nuestra área de trabajo abarca una reducida área de este plutón, probablemente insignificante si se compara con los casi 792 km^2 de superficie que posee; pero desde nuestra perspectiva, resulta imperante y obligatorio presentar la mayor información posible acerca de esta investigación.

Ubicación de los afloramientos. - Únicamente se pudo reconocer los afloramientos de este cuerpo ígneo a lo largo de la carretera Yupanca – Incahuasi – San Miguel y a través del Camino Inca Incahuasi – Nevado Quilloc – Ruinas de Huarina (Inkatambo). En todos los casos se identificaron monzogranitos de grano grueso, que en sectores aparecen con mayor desarrollo de cristales de feldespatos potásico que podrían marcar variaciones locales a sienogranitos.

Aspectos macroscópicos. - Dado que la extensión del cuerpo dentro de la zona de investigación es reducida, únicamente se logró identificar la variedad monzogranito, la cual se describe en detalle para proporcionar al lector los aspectos esenciales reconocidos durante las jornadas de campo. En la figura 5.51, se presenta un mosaico de cuatro muestras que se analizaron macroscópicamente con detenimiento; estas provienen del otrora nevado Cirialo (GR39B-18-278 y GR39B-18-288) y de Incahuasi (GR39B-18-314 y GR39B-18-372).

Antes de pasar a describir las diferentes muestras, es necesario mencionar al lector que estas muestran diferentes grados de meteorización, lo que podría reflejar ciertas tonalidades de color que en una primera impresión podría sugerir ciertas diferencias, pero que son únicamente el resultado de la acción geológica del agua y el glaciar.

La muestra GR39B-18-278 se colectó en el flanco sur del nevado Cirialo, a aproximadamente 800 m al E de las ruinas de Huarina (Inkatambo); similares muestras se pudieron reconocer en parte del flanco occidental del mismo nevado (límite sur del cuadrángulo de Quillabamba). Su descripción macroscópica refiere un índice de color leucócrata y textura fanerítica inequigranular de grano grueso (figura 5.51a). Como constituyentes (figura 5.51 b) se reconoció cuarzo (30 %), feldespato potásico (30 %), plagioclasas (24 %), biotita (6 %); se reconocen pequeños cristales que dan apariencia de anfíbol, pero estos ocurrirían a niveles traza. La muestra presenta alteración a arcillas y en sectores se evidencia la presencia de óxidos de hierro. Los feldespatos (≤ 8 mm) se reconocen con formas irregulares y alterados a arcillas; el cuarzo (≤ 1 cm) es subredondeado, en la mayoría de los casos forman agrupaciones; mientras que las plagioclasas se identifican con hábitos tabulares y formas subhedrales (≤ 6 mm), en algunos casos se reconoce macla polisintética y alteración a arcillas. La muestra GR39B-18-288 corresponde a grandes rodados (de algunos metros) en una quebrada localizada a 1.2 km al este del paraje de Tarqui; esta quebrada nace en el cerro Juancajahuana, este último localizado al sur del cerro Cirialo. Macroscópicamente se reconoció un monzogranito leucócrata con textura fanerítica inequigranular de grano medio (figura 5.51c), como minerales constituyentes (figura 5.51d) se observan cristales de cuarzo (33 %), feldespatos potásicos (23), plagioclasas (27 %), biotita (12 %) y anfibol (5 %). La muestra presenta alteración de óxidos de hierro.

Petrografía. - Se realizaron estudios microscópicos de las muestras GR39B-18-43 y GR39B-18-278, la primera se colectó dentro del cuadrángulo de Quillabamba y la segunda proviene de las cercanías de las ruinas de Huarina; en ambos casos, se determinó la presencia de monzogranitos. Sin embargo, dentro del cuadrángulo de Quillabamba se reportan también sienogranitos (Ramos et al., 2021), aunque estos no son separados cartográficamente de los primeros, por lo que aún queda en duda si son cuerpos diferentes o simples variaciones locales.

La microscopía realizada a la muestra GR39B-18-43 (figura 5.52 a y b) determinó que se trata de una roca intrusiva de textura granular hipidiomórfica, cuyos constituyentes minerales esenciales son feldespatos potásicos (35 %) con alteración incipiente de arcillas; plagioclasas (27 %) con alteración de arcillas y sericita; así como también cuarzo intergranular (24 %). Como accesorios se reconocieron biotita (5 %), moscovita (1 %), zircón (1 %); así como también trazas de apatita y minerales opacos diseminados.

Los feldespatos potásicos fueron reconocidos como cristales de formas subhedrales (0.5 mm – 5.4 mm), prismáticos, maclados; con inclusiones de plagioclasas, biotita y cuarzo (textura poiquilítica), en algunos casos se reconoció textura pertítica y alteración incipiente de arcillas. Las plagioclasas aparecen como cristales de formas subhedrales (0.8 mm – 6.0 mm) y hábitos prismáticos, con macla polisintética y en algunos casos con zonación; presentan alteración incipiente de arcillas y sericita. El cuarzo es siempre anhedral con bordes irregulares (0.3 mm – 2.3 mm), los cristales se observan microfracturados con extinción recta; algunos presentan inclusiones de apatito.

Dentro de los minerales accesorios, la biotita es el espécimen mineral con preponderancia, se la reconoció como cristales aislados y en sectores forman agrupaciones. Su aparición es a manera de cristales de formas subhedrales, tabulares con bordes irregulares (0.06 mm – 1.6 mm), con inclusiones de zircón y apatito; en algunos casos, presentan alteración incipiente a cloritas.

En el caso de la muestra GR39B-18-278 (figura 5.52 c y d), se la identificó como un monzogranito de textura granular hipidiomórfica, constituida principalmente por cristales de feldespatos potásicos (35 %), cuarzo (33 %) y plagioclasas (21 %); accesoriamente, se reconocieron biotita (7 %) y minerales opacos diseminados (1 %), además de trazas de anfíboles, moscovita y zircón. Los minerales secundarios comprenden arcillas (1 %), sericita (1 %), clorita (1 %) y óxidos de hierro (traza).

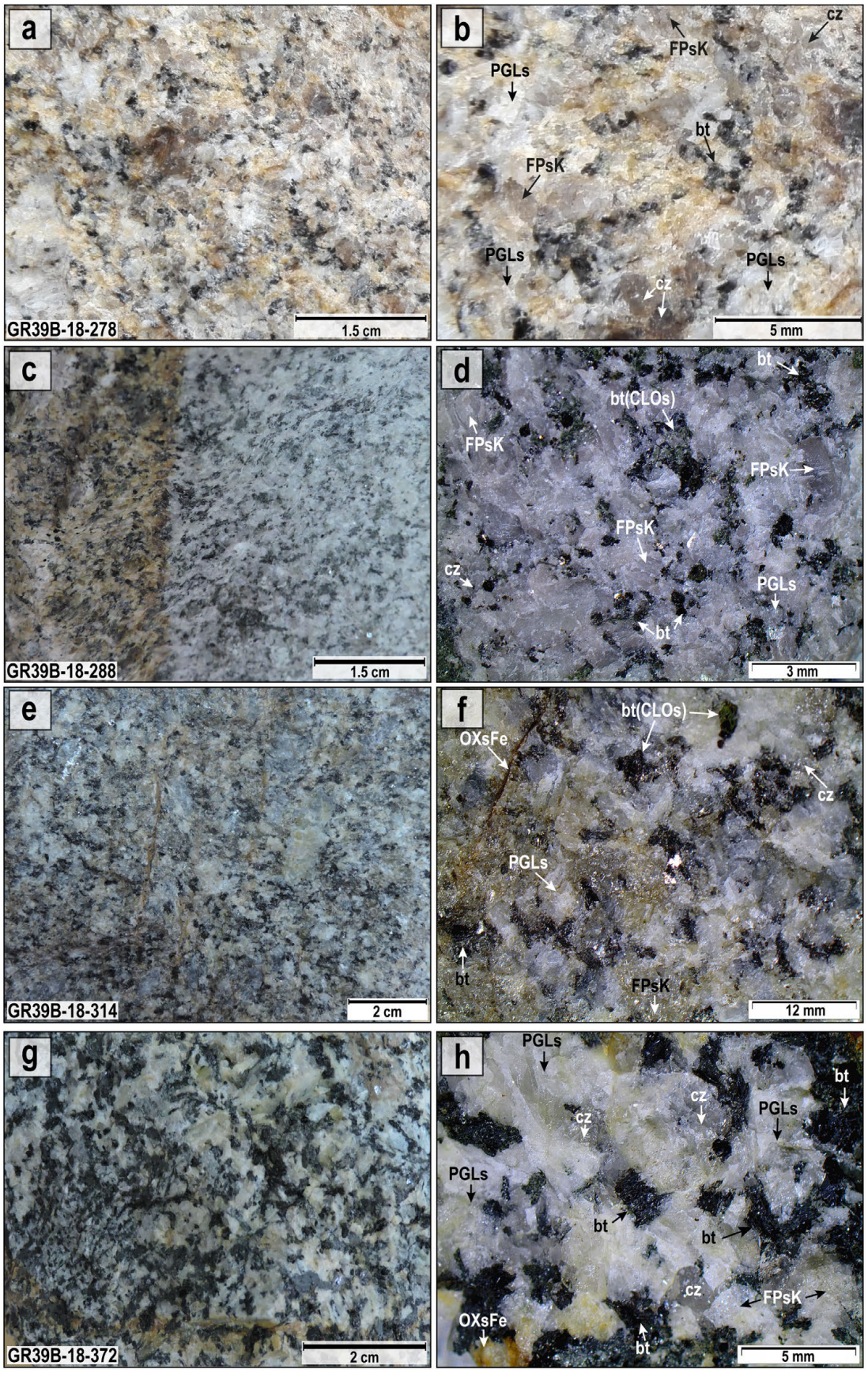


Figura 5.51 Mosaicos macroscópicos de diferentes muestras del Plutón Cirialo, en la parte izquierda fotografías con detalle de la textura de la muestra y en la derecha imágenes de los componentes mineralógicos y sus características. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

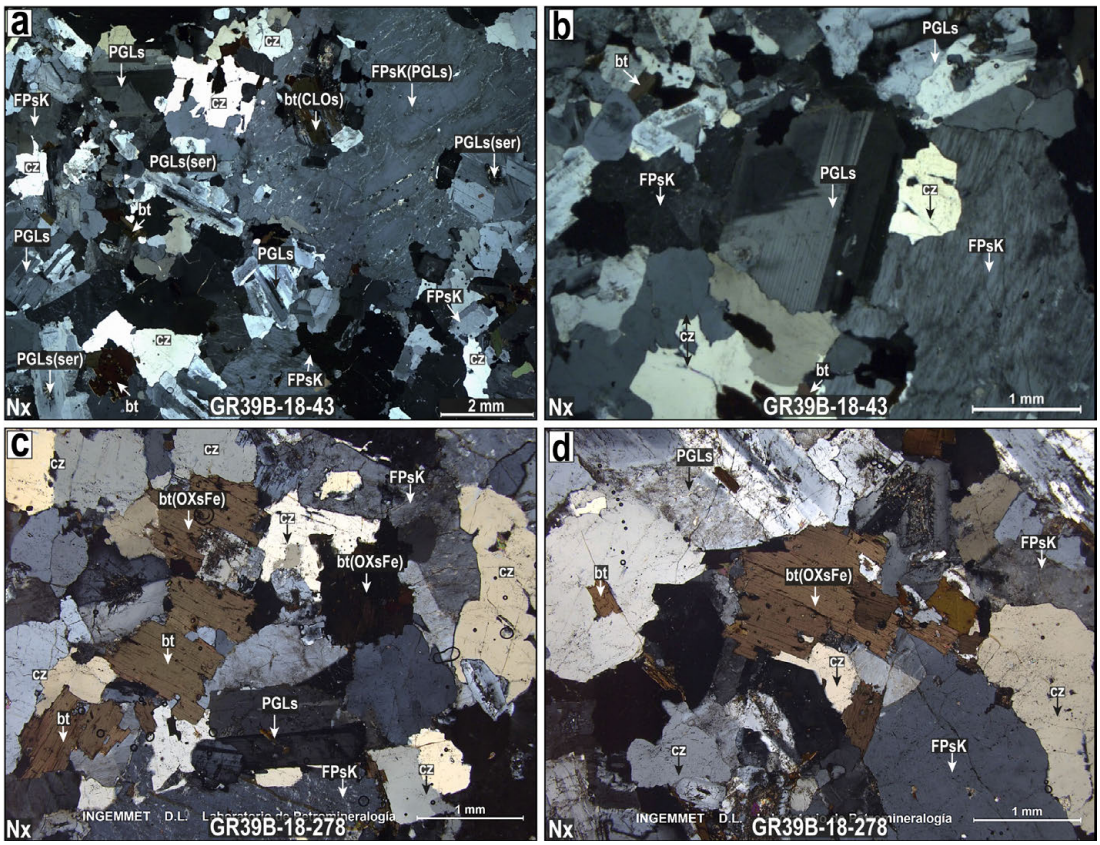


Figura 5.52 Fotomicrografías en Nx de muestras del Plutón Cirialo. Cristales de feldespatos potásicos (FPsK) con textura pertítica: FPsK(PGLs); cristales de plagioclasas (PGLS) con alteración a sericita: PGLs(ser); cristales de cuarzo: cz; biotita (bt) con alteración a óxidos de hierro: bt(OXsFe).

En este ejemplar, los feldespatos potásicos ocurren como cristales de formas anhedrales (≤ 7.55 mm), maclados y levemente microfracturados; en ellos se reconoció textura pertítica y poiquilítica (inclusiones de biotita y plagioclasa), además de alteración a arcillas y sericita. El cuarzo aparece como cristales anhedrales y bordes irregulares, se apreció extinción ondulante en los cristales (≤ 9.28 mm). Las plagioclasas guardan formas subhedrales (≤ 5.32 mm) y hábitos prismáticos a tabulares, ocurren maclados y zonados, y en algunos microfracturados; se presentan alterados a sericita y arcillas y en sectores con presencia de parches de cloritas. La biotita exhibe formas subhedrales y hábitos tabulares (≤ 2.10 mm), con color pardo rojizo; en casos eventuales se los apreció alterados a cloritas y con impregnaciones de óxidos de hierro, además de inclusiones de minerales opacos y zircón.

Relaciones de contacto. - Como ya se mencionó anteriormente, únicamente se evaluó las relaciones de contacto en el extremo sur del plutón; en esta parte es evidente la intrusión del granito dentro de las pizarras del Grupo San José y las metareniscas de la Formación Sandia. En el cuadrángulo de Quillabamba (26q), la relación de contacto es similar, tal es el caso que Ramos et al. (2021) cartografían techos colgados de las unidades antes referidas dentro de los granitos.

Edad. - La edad de esta intrusión magmática es, en nuestro parecer, incierta a pesar de que existen algunos datos radiométricos. Si consideramos las relaciones de contacto no podremos inferir nada más que su edad más reciente que el Ordovícico. Sobre los datos radiométricos, se cuenta con tres análisis U-Pb, dos de ellos provienen del trabajo de Reitsma (2012) y el restante es del trabajo de Lancelot (1980).

Lancelot (1980) reporta una edad de 253 ± 3 Ma en un granito del Batolito de Quillabamba; este dato podría resultar concordante con una edad similar reportada por Reitsma (2012) dentro del Plutón Choquetacarpo; sin embargo, su ubicación no es del todo conocida, dado que la muestra se ubica en un lugar inaccesible, lo que hace inapropiado tomar esta edad como la edad del plutón. Los datos radiométricos de Reitsma (2012) tienen la misma dificultad en su ubicación espacial. Las edades reportadas por el ultimo autor mencionado sugieren edades de cristalización de 279.1 ± 1.8 Ma y 271.29 ± 0.28 Ma, una edad

que podría compararse con otra datación dentro de la Suite Ocobamba – Yanamayo reportada por el mismo autor, aunque este último dato no es considerado en este trabajo dada la existencia de geocronología U-Pb SHRIMP de varias muestras.

Además, respecto a la litología, si consideramos lo descrito por Reitsma (2012), debemos pensar en granodioritas; además de nuestras propias observaciones y las de Ramos et al. (2021) que identificaron monzogranitos y sienogranitos, lo que hace un plutón compuesto con déficit cartográfico. Considerando los datos radiométricos existente, se sugiere atribuir este plutón al Pérmico (indiferenciado), al tiempo que sugerimos se ejecute cartografiado de cuerpos ígneos de detalle en el cuadrángulo de Quillabamba, a la par de análisis radiométricos para precisar la ubicación temporal del cuerpo ígneo.

5.12 PLUTÓN CHOQUEZAFRA

Este es el cuerpo ígneo del que menos información se tiene, en parte por lo difícil del acceso dado que únicamente se puede acceder a los afloramientos a través de caminos de herradura y porque se trata del último cuerpo intrusivo parcialmente cartografiado por el proyecto GR39B (encargado del estudio petrogenético del Batolito de la Cordillera Oriental) antes de su cierre intempestivo.

La denominación original de la intrusión fue hecha por Cárdenas et al. (1997), quienes nombraron el cuerpo ígneo como macizo de Choquezafra – Huashuacocha, describiéndolo bajo el subtítulo de plutones. El nombre proviene del nevado Choquezafra y dado lo antes mencionado tomamos la denominación de Plutón Choquezafra; aunque como se detallará más adelante, sus aspectos macroscópicos (en ausencia de microscopía) sugieren variaciones que indicarían que parte del cuerpo podría ser comparado (a nivel macroscópico) con los granitoides Choquetacarpo o Piscacucho.

Ubicación de los afloramientos. - El Plutón Choquezafra aflora únicamente en el cuadrángulo de Pacaypata, donde parece componerse de dos familias de intrusiones: el primer clan puede ser observado en las rutas Challcha – Porcay - Totora, Challcha – Laguna Huashuacocha – Muñayoc – Torocyunca y Porcay – Hatunhuayco; mientras que el segundo se logró observar en la ruta Choquetira – Piscacocha – Hatunccasa – Nevado Choquezafra.

Aspectos Macroscópicos. - De manera general se podría mencionar que dentro del plutón parecen haber dos variedades de monzogranitos, uno muy característico y diferente a otros especímenes similares en los diferentes cuerpos ígneos hasta ahora descritos; mientras que una segunda variedad podría corresponder o por lo menos ser comparada (de manera preliminar) con los monzogranitos Choquetacarpo. Lamentablemente para los autores de este boletín y también para el usuario, no se cuenta con evidencia petrográfica que pueda avalar esta idea inicial, razón por la que se hará la descripción de ambos clanes de rocas.

En el extremo norte y casi hasta el centro del área de la intrusión se pudieron reconocer afloramientos de monzogranitos que resaltan por presentar megacristales de feldespato potásico de tonalidades blanquecinas, rojizas y en algunos casos hasta violáceas, así como cristales desarrollados de cuarzo hialino y subredondeado, además de plagioclasas macladas y escasa biotita. Para detallar mejor las características de estas variedades de granito, se estudiaron con estereomicroscopio las muestras GR39B-18-384 y GR39B-18-391, las cuales provienen de los parajes de Hatunhuayco, Muñayoc y Totora, respectivamente. El ejemplar de Hatuhuayco se encuentra en el extremo NE del plutón, su descripción macroscópica determinó una roca intrusiva compacta con índice de color leucócrata, textura fanerítica inequigranular de grano grueso (figura 5.53 a y b), y constitución mineralógica de feldespato potásico (43 %), plagioclasa (29 %), cuarzo (26) y biotita (2 %). Los feldespatos se reconocieron como cristales subhedrales de hábito prismático, con tonalidades rosadas y tanto los fenocristales (2 mm – 8 mm) como los megacristales (10 mm – 18 mm) presentan en la mayoría de los casos la macla de Carlsbad. Por su lado, las plagioclasas se presentan también con hábito prismático (2 mm – 6 mm), aunque en ellas se reconoce con facilidad la macla polisintética; al mismo tiempo, el cuarzo es hialino y subredondeado (1 mm – 5 mm). La biotita se reconoció ocasionalmente, esta especie mineral exhibe forma subhedral y hábito tabular (0.5 mm – 1 mm).

La muestra GR39B-18-391 es también considerada dentro de esta familia de granitoides, se localiza a 2.3 km al SE de la muestra anterior, en el paraje denominado Totora; en esa zona se identificaron granitos con el tono de feldespatos rosados, pero también con colores blanquecinos como es el caso de esta muestra. Su descripción macroscópica indica una roca intrusiva compacta, leucócrata, de textura fanerítica e inequigranular de grano grueso (figura 5.53 e y f). Mineralógicamente se constituye de cristales de feldespatos potásicos (36 %), plagioclasas (28 %), cuarzo (28 %) y biotita (8 %); además de trazas de óxidos de hierro como impregnaciones en fracturas. El feldespato potásico presenta tonalidades gris blanquecinas, formas subhedrales (1 mm – 8 mm) y hábitos prismáticos; además de su típica macla de Carlsbad. Las plagioclasas al igual que en la primera muestra son subhedrales de hábito prismático (2 mm – 5 mm) y un maclado típico polisintético; al mismo tiempo, el cuarzo en anhedral (1 mm – 4 mm) en algunos casos con bordes irregulares

y otros subredondeados. La biotita a diferencia de las muestras anteriores presenta una mayor proporción; esta se presenta como cristales subhedrales y tabulares, con tamaños máximos de 2 mm y coloración oscura.

El segundo grupo de granitoides se reconocieron en la zona SO del plutón, los afloramientos se pueden observar ampliamente a lo largo del camino Choquetira – Piscacocha – Hatunccasa – Nevado Choquezafra; aunque este último paraje no se alcanzó por el factor tiempo. Para las características macroscópicas se estudiaron varias muestras, pero en este boletín presentamos únicamente la descripción de tres de ellas; se trata de las muestras GR39B-18-357, GR39B-18-359 y GR39B-18-381. La primera muestra se encuentra en la posición más occidental de las tres; se trata de un monzogranito de textura fanerítica, equigranular de grano medio a fino (figura 5.54 a y b), la misma que se constituye de cristales de cuarzo (32 %), plagioclasas (28%), feldespato potásico (20%) y cristales de biotita (20%) agrupados por sectores. El cuarzo es hialino, anhedral de hábitos subredondeados (1 mm – 4 mm), la plagioclasa presenta tonalidades blanquecinas, formas subhedrales prismáticas (1 mm – 3 mm) y macla polisintética; mientras que los feldespatos potásicos exhiben coloración gris blanquecina, formas subhedrales (1 mm – 2 mm) y hábitos prismáticos. La biotita en esta muestra es abundante, sus tamaños son inferiores a 2 mm y se presentan como cristales tabulares y también formando agrupaciones.

En el caso de la muestra GR39B-18-359, se determinó su índice leucócrata y su textura inequigranular de grano medio (figura 5.54 c y d). Su composición mineralógica refiere cristales de plagioclasas (32 %), cuarzo (30 %), feldespato potásico (26 %) y biotita (10 % – 12 %). La ocurrencia de los minerales en términos de forma y hábitos son las mismas que en la muestra anterior, diferenciándose que en esta muestra existen algunos cristales hialinos de plagioclasas.

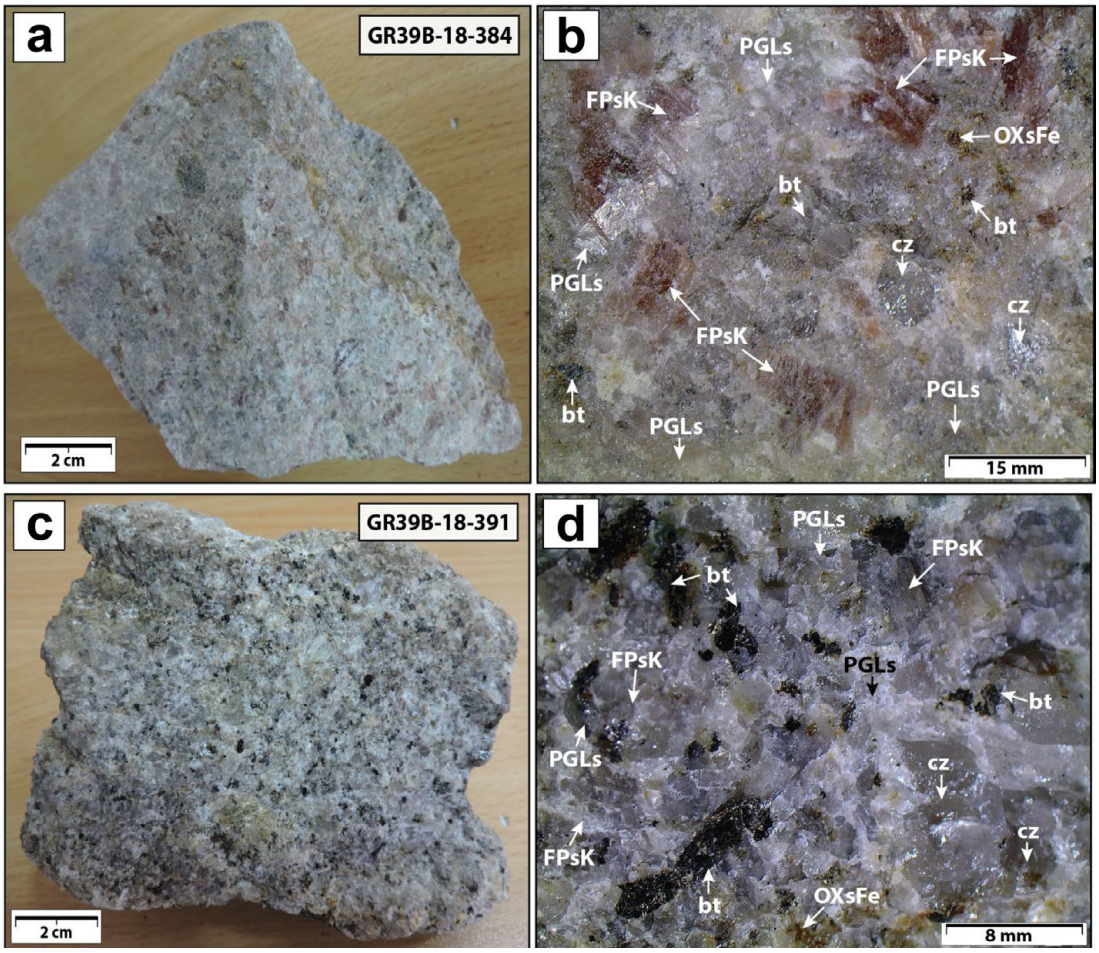


Figura 5.53 Imágenes de detalle de diferentes muestras de los granitoides reconocidos en el extremo norte y centro del Plutón Choquezafra. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

La tercera muestra presentada dentro de esta familia de granitoides es la GR39B-18-381, la misma que se localiza en el límite sur de la hoja 27p1; el análisis macroscópico de la muestra (figura 5.54 e y f) determinó que se trata de un monzogranito leucócrata de textura fanerítica e inequigranular de grano medio. En este espécimen rocosos se reconocieron cristales de cuarzo (27 %), plagioclasas (26 %), feldespatos potásicos (24 %) y biotita (23 %). El cuarzo es hialino, con formas anhedrales (1 mm – 2 mm) y hábitos subredondeados; las plagioclasas exhiben tonalidades blanquecinas y en algunos casos se reconocen cristales hialinos, sus formas son subhedrales (2 mm – 5 mm) con hábitos prismáticos y en algunos casos se logró apreciar la macla polisintética. Los cristales de feldespato potásico se caracterizan por sus colores gris blanquecino, sus formas subhedrales (1 mm – 3 mm) y sus hábitos prismáticos, mientras que los cristales de biotita son oscuros, subhedrales (1 mm – 2 mm) y tabulares, en la mayoría de los casos formando agrupaciones.

Conclusión. – Luego de presentar las descripciones macroscópicas, es determinante que Choquezafra es un plutón compuesto, que si bien tienen una composición única (monzogranito), las características litológicas en diferentes partes del cuerpo intrusivo son notoriamente diferentes. Los granitos de la zona norte y central se caracterizan por su proporción de feldespato potásico que en todos los casos es superior a las plagioclasas, además de sus tonalidades características; la presencia de megacristales indican que su tiempo de cristalización fue prolongado, lo que permitió el desarrollo cristalino de feldespato potásico, lo que también puede explicar la presencia de grandes cristales de cuarzo dado que ambos minerales son los minerales constituyentes de rocas ígneas que se encuentran en los finales de la serie de Bowen.

Por el contrario, al observar los granitos de la zona central sur del cuerpo, se puede notar que la proporción de plagioclasas es mayor en todos los casos a los feldespatos potásicos, además de las altas concentraciones de biotita, lo que aunado al tamaño de grano sugieren enfriamientos más rápidos; además, similares proporciones minerales y texturales se evidenciaron en los granitoides Choquetacarpo; pero en ausencia de evidencia petrográfica, es preferible describirlas como intrusiones diferentes.

Petrografía. - No se tiene argumentos microscópicos propios, solo podemos mencionar que Cárdenas et al. (1997) presentaron dos fotomicrografías, una colectada en las cercanías de la laguna Huashuacocha y el otro en las proximidades de Choquetira. En el caso del granito de Huashuacocha, este contiene cristales pertíticos de feldespato potásico, mientras que en el granito de Choquetira presenta más bien la especie microclina que no se evidencia en el primer ejemplar. El trabajo del autor antes citado no presenta un mayor desarrollo en torno a las características microscópicas de los granitos, por lo que en base a lo conocido es, en nuestro criterio, necesario realizar estudios microscópicos en más muestras y con mayor detalle que permitan nos permitan confirmar o desestimar la idea que presentamos en la conclusión general de los aspectos macroscópicos.

Relaciones de contacto. - En el extremo norte se observó que los granitos se intruyen en las metamorfitas del Grupo Ollantayatambo y las secuencias sedimentarias del Grupo Ambo; por otro lado, en el extremo NO corta a los estratos conglomerádicos de la Formación Verónica, siendo esta última una relación de corte evidenciada también en el extremo sur. Por otro lado, en el extremo oriental se asume que corta a las dioritas Chucuito.

Edad. - No se cuenta con datos que nos ayuden a precisar la edad de este cuerpo ígneo. De sus relaciones de contacto solo podemos determinar que es más reciente que el Carbonífero inferior, pero esta no es conclusión que aporte a su localización temporal. Tampoco se cuenta con estudios radiométricos, por lo que por comparación de sus patrones geoquímicos (a tratarse en el próximo capítulo) se asocia con intrusiones del Pérmico; aunque esta no es una comparación del todo válida.

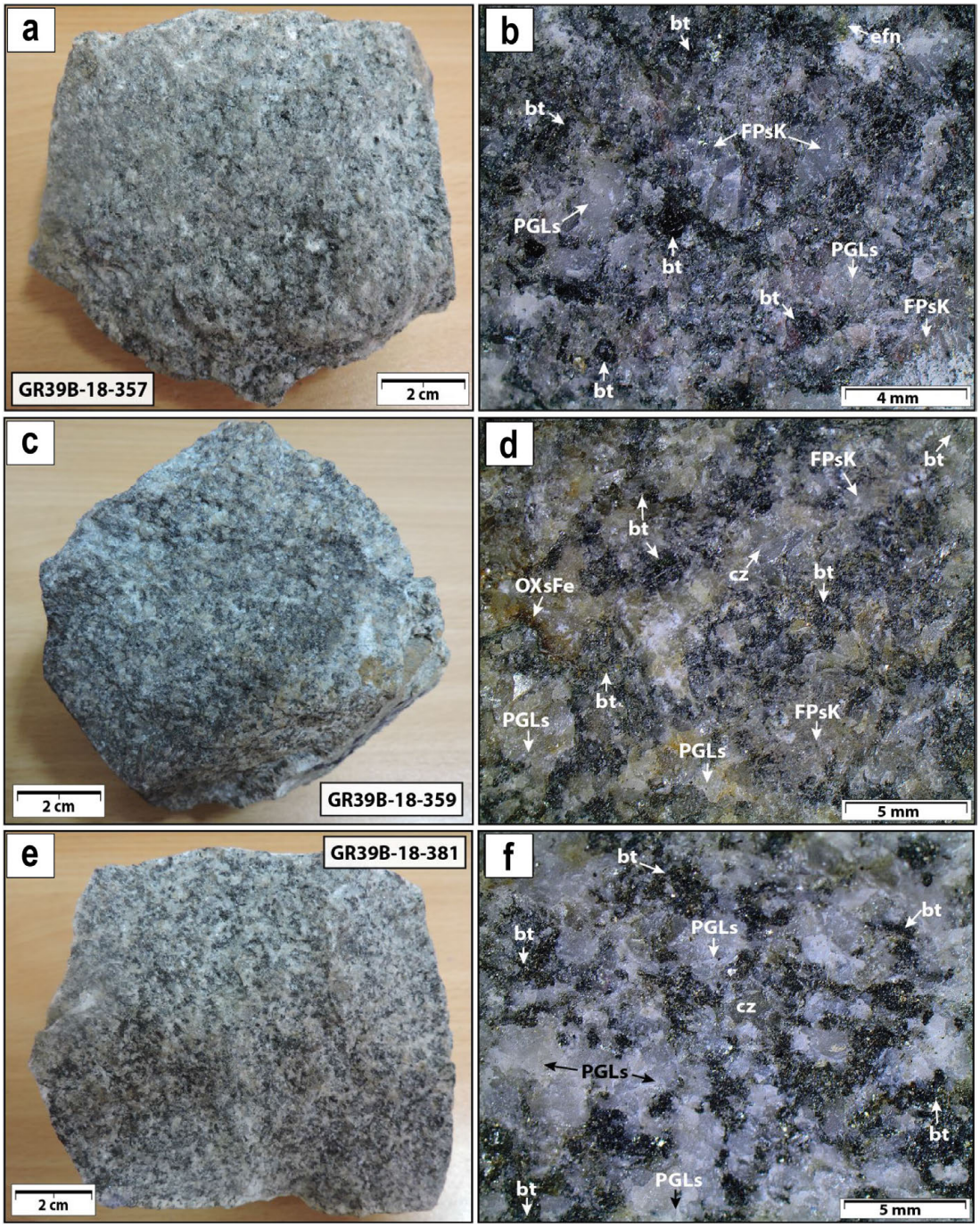


Figura 5.54 Imágenes de diferentes muestras del segundo grupo de granitoides reconocidos dentro del Plutón Choquezafra. Nótese la diferencia sustancial respecto del primer grupo descrito. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe; esfena: efn.

CAPÍTULO VI
GEOQUÍMICA DE LAS INTRUSIONES

La geoquímica es la herramienta empleada para proponer la genética de las diferentes suites que se están estudiando; en el caso del Segmento de Vilcabamba, resulta una tarea compleja por el alto número de unidades determinadas. Es imperante recapitular para el lector que este trabajo propone la existencia de nueve suites magmáticas y tres que por falta de información se describen bajo la categoría de plutón, lo que hace un total de 12 unidades. Un aspecto necesario de mencionar es que para este estudio (de rocas intrusivas) se empleó un total de 127 muestras, las mismas que comprenden un análisis multielemental tanto de elementos mayores como tierras raras. Los análisis se realizaron en su totalidad de ALS del Perú; estos comprenden ensayos por las técnicas ICP-MS e ICP-OES. El primero para la determinación de Tierras raras mediante digestión multiácida y el segundo para análisis de los elementos mayores mediante fusión con metaborato de litio; los resultados expresaron el % (wt) para el caso de los elementos mayores (óxidos) y en ppm para los elementos traza (REE).

Cuando el lector se adentre en este capítulo, puede resultar un tanto tedioso recordar las diferentes suites, o la edad de estas, dado que la genética de las intrusiones puede variar de un periodo de tiempo a otro. Es imperante entonces conocer la ubicación temporal de los cuerpos ígneos; por esta razón, creemos es necesario presentar una síntesis de las unidades determinadas, esta se muestra en cuadro 6.1.

Tabla 6.1

Suites magmáticas y plutones dentro del Segmento de Vilcabamba

Unidad	Litología	Edad
Suite Chucuito - Taparayo	Monzodiorita - diorita	¿Incierto?
Suite Piscacucho	Granodiorita - monzogranito	477 Ma – 472 Ma
Suite Machupicchu	Monzogranito - sienogranito	327 Ma – 313 Ma
Suite Capacsaya	Monzogranito - sienogranito	308 Ma – 303 Ma
Suite Chicón	Sienita - cuarzosienita	291 Ma – 284 Ma
Suite Quilloc - Mesapelada	Monzogranito - sienogranito	288 Ma – 284 Ma
Suite Ocobamba - Yanamayo	Diorita, sienogranito	269 Ma – 265 Ma
Suite Yanatile	Metasienogranito	26.8 Ma – 24.8 Ma
Suite Pumasillo	Monzogranito - sienogranito	¿Incierto?
Plutón Choquetacarpo	Monzogranito - sienogranito	¿Incierto?
Plutón Choquezafra	Monzogranito	¿Incierto?
Plutón Cirialo - Concevidayoc	Monzogranito – sienogranito*	¿Incierto?

Seguidamente se presentan los aspectos genéticos esenciales, determinados mediante el análisis de diferentes diagramas geoquímicos; para ello, se elaboraron una serie de gráficos, tanto con elementos mayores como trazas, también diagramas de cocientes y cocientes normalizados, los mismos que se detallan seguidamente.

6.1 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAYORES

Los elementos mayores normalmente reportados son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, los que son expresados como óxidos. Estos elementos se emplean para la comprensión de la génesis y evolución de los principales tipos de rocas. En este trabajo hemos empleado estos elementos para determinar la clasificación litológica, para inferir procesos de fraccionación o mezcla en base a diagramas de variación; también para precisar el índice de saturación de alúmina y, por supuesto, la serie magmática a la que cada suite pertenece.

El óxido principal en nuestro entender es el SiO_2 (sílice), debido a que este es el marcador de la diferenciación de las rocas, pues es en base a este parámetro que podemos inferir si la roca es básica o ácida, por esto es por lo que a menudo se contrastan los diferentes elementos contra la sílice.

Composición litológica y serie magmática. - La composición litológica de las rocas fue ampliamente abordada en el capítulo anterior y es necesario precisar que una clasificación química no reemplaza o no es más certera que una descripción microscópica, mejor dicho; en clasificación de rocas, la conclusión petrográfica domina sobre la química. Hecha la aclaración, podemos mencionar que químicamente las rocas analizadas corresponden en su mayoría a granitoides, es decir, al clan tonalita - granodiorita – granito (variedades), mientras que un pequeño grupo de muestras (Suite Chucuito) se ubican en el campo monzograbro – monzodiorita – diorita. Esta conclusión es sencilla de elaborar al observar el diagrama de milicationes R1 vs. R2 (figura 6.1) de De la Roche et al. (1980).

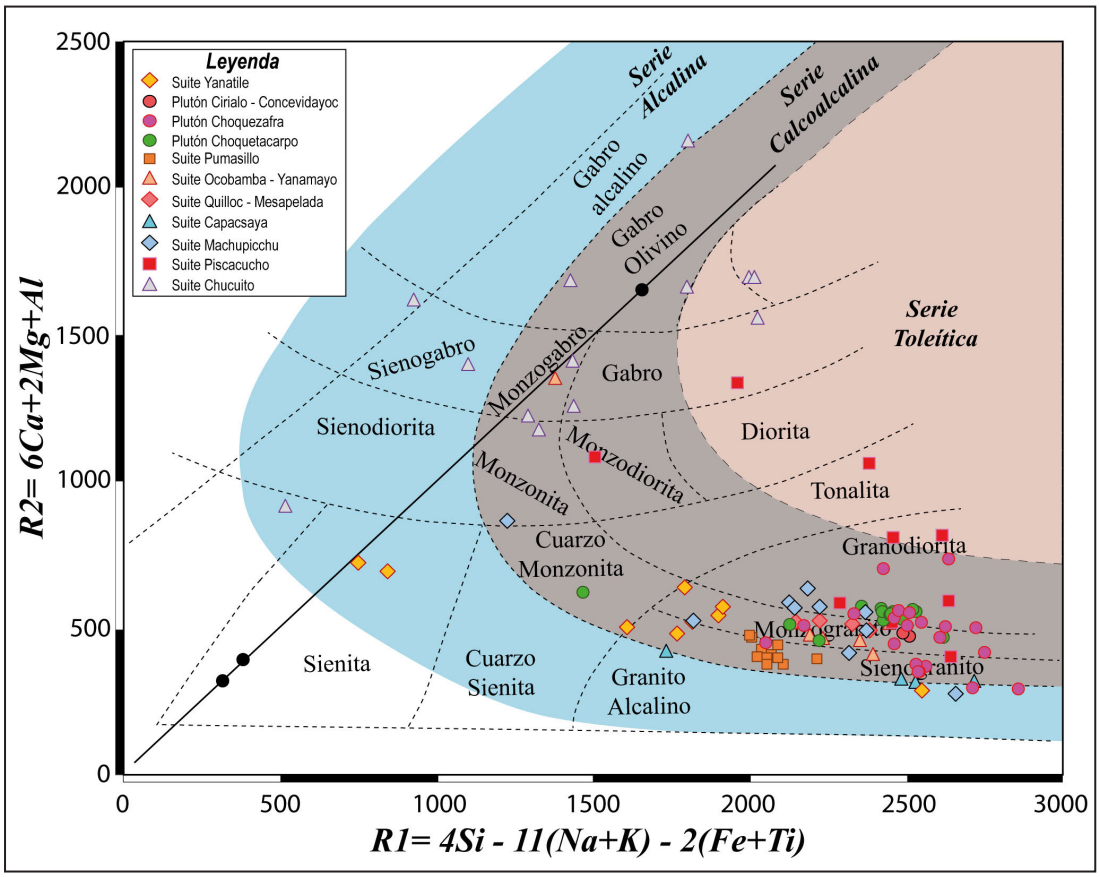


Figura 6.1 Diagrama de clasificación multicatiónica R1 vs. R2 (Modificado de De la Roche et al., 1980) para las suites y plutones del Segmento de Vilcabamba.

De este mismo diagrama se puede inferir la serie magmática calcoalcalina, aunque los campos definidos en este diagrama son interpretación propia y podría no ser del todo correcta; sin embargo, para discernir esta duda se puede acudir a un diagrama tradicional TAS o Sílice vs. Álcalis (figura 6.2).

Antes de hacer alguna conjetura sobre el próximo diagrama, es necesario mencionar al lector (en caso lo desconozca) la importancia de precisar la serie magmática. Cuando nos referimos a una serie magmática debemos entender que se tratan de un conjunto de relaciones espaciales y temporales, en las que una familia de rocas ígneas comparte su carácter químico y mineralógico; entonces es evidente que las series magmáticas obedecen a magmas con ciertas peculiaridades que pueden indicar (implícitamente) algunas condiciones genéticas y probablemente infieren el ambiente tectónico en el que una roca pudo formarse.

Hecha la aclaración acerca de la importancia de la serie magmática, debemos indicar que en el esquema TAS es fácil determinar que los contenidos de SiO_2 oscilan entre 45 % y 78 %, además de confirmar que la mayoría de las muestras caen en el campo de la serie calcoalcalina; aunque resaltan las muestras de la Suite Pumasillo que en este gráfico se encuentran dentro de la serie alcalina. Los dioritoides Chucuito se encuentran dentro de las series calcoalcalina y alcalina, siendo esta última la que mayor cantidad de muestras tiene.

La Suite Pumasillo resalta por su alto contenido de feldespato potásico, lo que podría ser el resultado de incorporación de agua en el sistema y no tanto un marcador genético de la serie alcalina; principalmente porque en esta serie predominan los basaltos de intraplaca (anorogénicos - anhidros), de esta manera se la considera como granitos calcoalcalinos. Haciendo caso a esta idea se desarrolló un gráfico K_2O vs. SiO_2 (figura 6.3), de donde podemos determinar con claridad que todas las muestras (granitoides) se ubican en el campo de la serie calcoalcalina de alto potásico y hasta en el campo transicional a la serie Shoshonítica (alcalina). De todo lo descrito podríamos concluir que existen dioritoides afines a la serie alcalina y granitoides que de forma general se adaptan a la línea de evolución calcoalcalina de alto potasio.

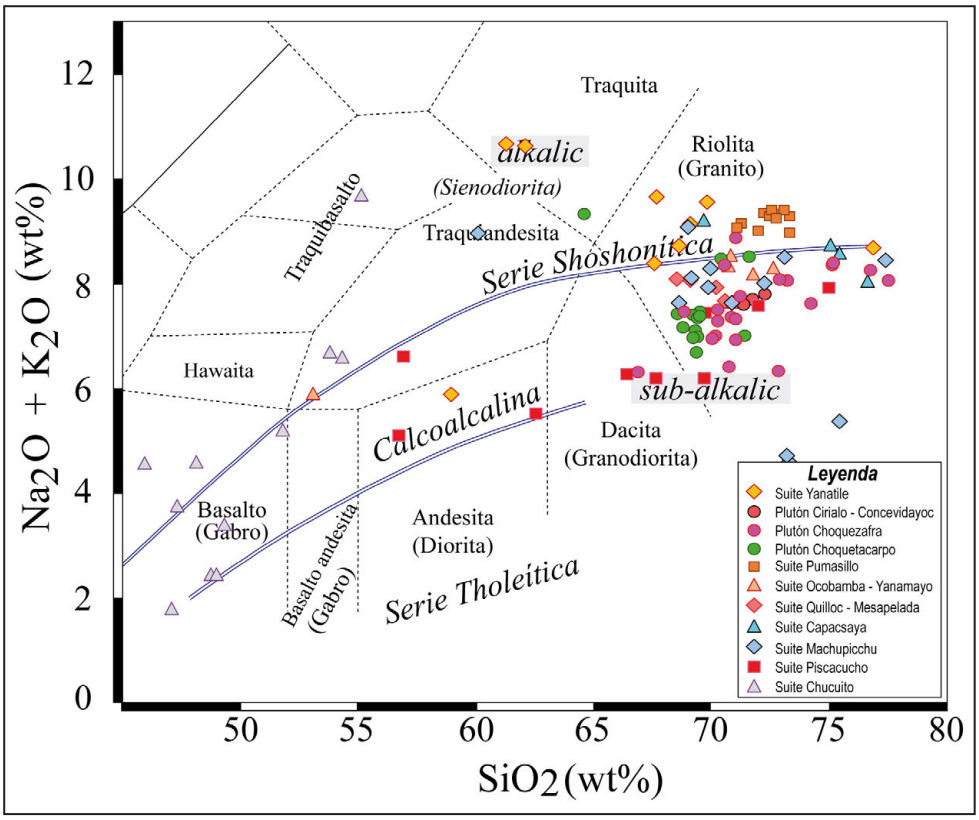


Figura 6.2 Diagrama de TAS (SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$) para las diferentes unidades del Segmento Vilcabamba. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite calcoalcalino - toleítico según Kuno (1968).

Índice de saturación de alúmina (ISA). - Este parámetro geoquímico fue propuesto por Shand (1943); este gráfico propone una clasificación que tiene como base los contenidos de aluminio (Al). Este parámetro fue empleado para inferir las rocas que sufrieron fusión parcial y formaron el magma posteriormente cristalizado y enfriado. El gráfico se elabora con los valores molares de los elementos Al, Ca, Na y K; para el caso de este estudio, se preparó el diagrama y se muestra en la figura 6.4.

En el esquema resalta rápidamente el carácter metalumínico de las rocas de la Suite Chucuito que podría ser el reflejo de la fusión de rocas tipo I como protolito genético del magma. La Suite Pumasillo cae también dentro del campo metalumínico y hasta el límite con el campo peralumínico. Los granitoides Piscacucho presentan un comportamiento metalumínico y peralumínico; este trend podría sugerir que las rocas de esta suite provienen de fuentes tipo I que experimentaron contaminación con fluidos o magmas corticales productos de la fusión de sedimentitas. El resto de las suites caen preponderantemente en el campo peraluminoso lo que podría interpretarse como el resultado de fusión material sedimentario en la corteza o un alto grado de contaminación, lo que podremos determinar cuándo analicemos los diagramas de concentración de elementos traza.

Diagramas de Harker. - Conocidos también como diagramas de variación (Rollinson & Pease, 2021), estos gráficos contrastan dos óxidos mayores, siendo el SiO_2 el marcador de diferenciación del magma. Los diagramas de Harker se utilizan a menudo para determinar trends de mezcla magmática, cristalización fraccionada, asimilación y fusión parcial, por lo que resultan una útil herramienta para abordar estas características genéticas.

Dado que de forma general tenemos dos grandes grupos de intrusiones, presentaremos las características de estas en dos gráficos apartados, el primero (figura 6.5) comprende el intervalo Ordovícico – Carbonífero y el segundo (figura 6.6) las intrusiones pérmicas, cenozoicas y las con edad indeterminada.

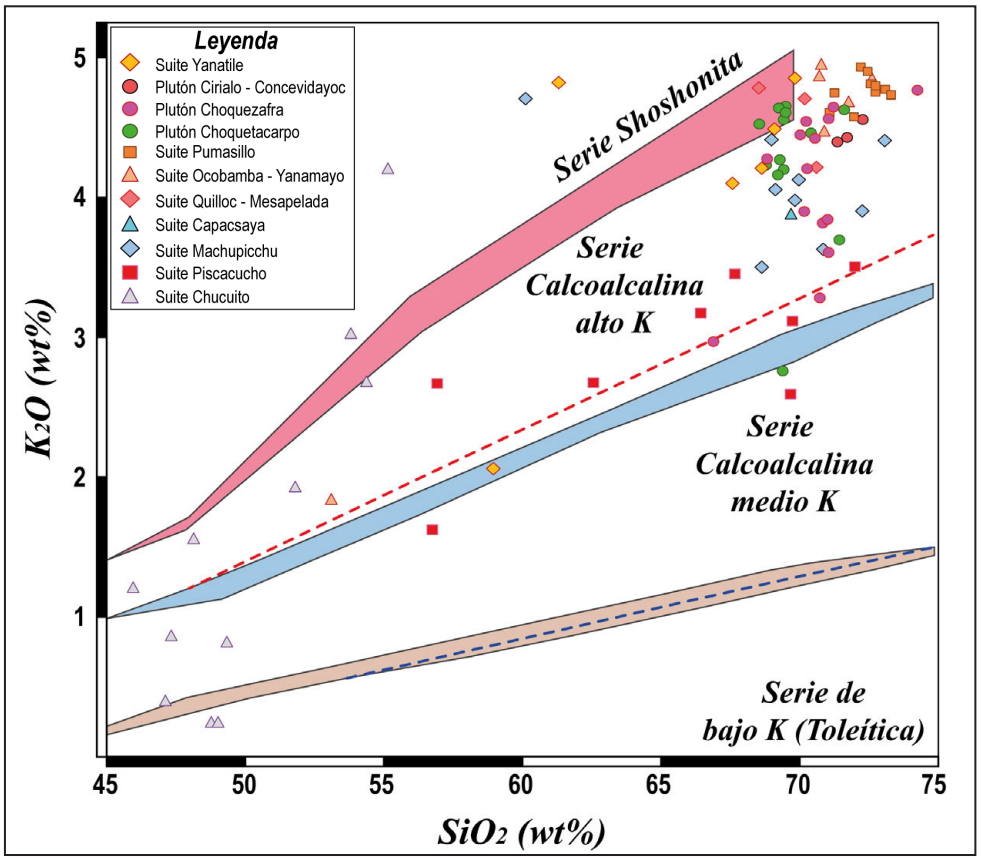


Figura 6.3 Subdivisión de rocas alcalinas y subalcalina mediante gráfica K_2O vs. SiO_2 (Le Maitre et al., 1989). Los límites corresponden al resumen hecho por Rickwood (1989) y esbozados en Rollinson & Pease (2021).

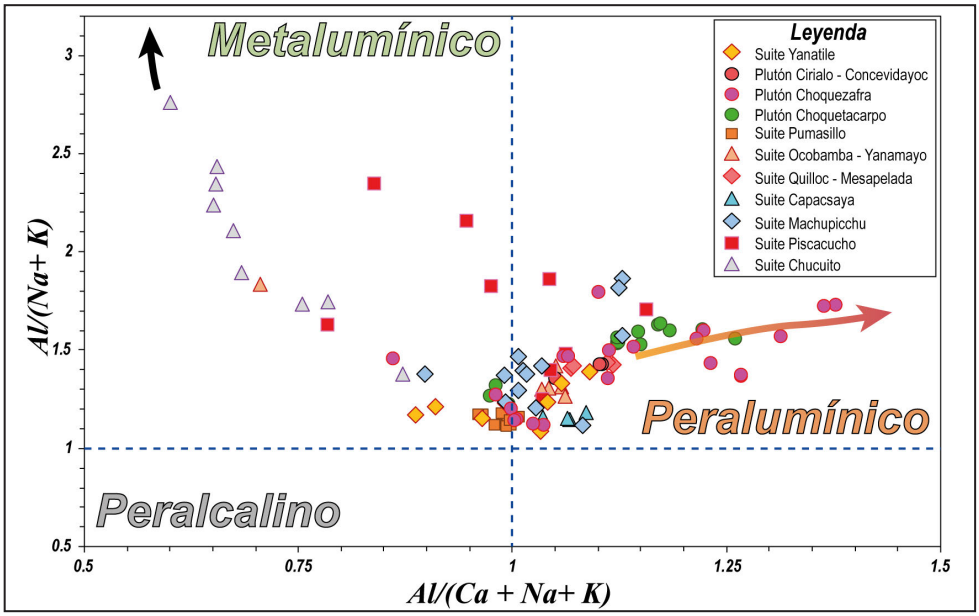


Figura 6.4 Diagrama de Shand (1943) A/CNK vs. A/NK discriminando rocas de composición metalumínico, peralumínico y peralcalino, aplicado a rocas del Batolito de la Cordillera Oriental – Segmento Vilcabamba.

Intervalo Ordovícico – Carbonífero. - En el diagrama TiO_2 vs. SiO_2 es muy evidente la tendencia negativa de las muestras ploteadas, lo que se interpreta como fraccionación de clinopiroxeno – anfíbol – biotita + ilmenita y rutilo; establecemos el límite del anfíbol, dado que en las granodioritas de la Suite Piscacucho existe fenocristales de anfíbol y a medida que evoluciona el tiempo geológico, solo se reconoce biotita en las suites Machupicchu y Capcsaya. El gráfico Fe_2O_3 se empleó para determinar procesos de cristalización fraccionada de minerales máficos y magnetita; mientras que del diagrama MgO vs. SiO_2 podemos reconocer ciertas inflexiones en las muestras de dioritoides lo que podría sugerir posiblemente un proceso de mezcla en algunas muestras que incorporaron magnesio y exhiben cierta tendencia positiva, mientras que en el otro extremo la tendencia negativa indica fraccionación de ferromagnesianos. En este mismo diagrama, las suites de granitoides muestran una clara tendencia negativa, que refleja la fraccionación de minerales máficos, siendo en las suites del Carbonífero donde se puede notar casi un agotamiento total de Mg que es correlacionable con los colores de las biotitas que indican que los filosilicatos de los granitoides carboníferos contienen mayor hierro.

En el esquema CaO vs. SiO_2 se determina con claridad la fraccionación de las plagioclasas, dominan en los dioritoides las plagioclasas cálcicas (o con altos contenidos de Ca), mientras que en los granitoides el Ca está casi agotado, lo que indica la predominancia de albita. Sobre el diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2 se puede mencionar que los dioritoides parecen haberse formado con concentraciones iniciales de Al_2O_3 diferentes, pero que a lo largo de la cristalización mantenían cierta estabilidad dado su patrón horizontal, lo que no sucede con los granitoides que exhiben un claro patrón de fraccionación, en este caso más asociado a la cristalización de feldespatos alcalinos tanto sódicos como potásicos. Las tendencias negativas en el diagrama P_2O_5 vs. SiO_2 se interpretan como fraccionación de apatita.

Al analizar el diagrama Na_2O vs. SiO_2 para los dioritoides Chucuito es fácil notar dos tendencias, una inicial que muestra una depleción para contenidos de SiO_2 menores al 50 % y una correlación positiva para rocas con proporción modal entre 50 % y 55 %, lo que resulta curioso dado que son fenómenos muy diferentes. En el caso de Na_2O, si postulamos la fraccionación, debemos entender que este elemento aumenta a medida que se diferencia, esto debido a que la plagioclasa sódica es el extremo de la serie de cristalización de Bowen. Explicar la tendencia negativa de un buen número de muestras podría llevarnos a proponer algunos fenómenos que serían difíciles de corroborar, pero podría ser la única fórmula para entender lo que ocurrió durante la cristalización de los dioritoides. Para provocar la pérdida de Na_2O, deberíamos probablemente pensar en un fenómeno contrario a la fraccionación, lo que nos sugiere una inserción de magma más caliente en el sistema, capaz de fundir el evento en desarrollo y dotarlo de nuevas cualidades o inicie un nuevo proceso de cristalización fraccionada; esto último quizá podría correlacionarse con el diagrama Al_2O_3 vs. SiO_2, dado que en este gráfico ya se había advertido la presencia de dos posibles estadios con diferentes concentraciones que podrían interpretarse como el reseteo parcial del sistema.

Para culminar con los diagramas de Harker de este primer grupo de suites, tenemos el gráfico K_2O vs. SiO_2, el que se empleó para

presentar el proceso de fraccionación de feldespato potásico; para el caso de los dioritoides, los altos valores en K_2O son el resultado de procesos de mezcla (magma mingling) con los granitos Pumasillo y Choquetacarpo. Por otro lado, para el caso de los granitoides la tendencia positiva es el reflejo de la fraccionación y el incremento paulatino de la cristalización de los feldespatos potásicos.

Intervalo Pérmico - Oligoceno. – Probablemente se trate de un rango muy extenso, pero con la similitud que todos son variedades de granito. Los diagramas de Harker (figura 6.6) para este intervalo comprenden las suites Quilloc – Mesapelada, Ocobamba – Yanamayo, Yanatile y Pumasillo, además de los plutones Cirialo – Concevidayoc, Choquetacarpo y Choquezafra.

Para este segundo grupo de unidades, el diagrama TiO_2 vs. SiO_2 presenta un definido tren negativo que se interpreta como fraccionación de rutilo y esfena, y probablemente de biotita, ya que es el único mineral máfico que podría contener Ti. El gráfico Fe_2O_3 vs. SiO_2 presenta tendencias negativas, pero en este parecen haber dos familias claramente definidas: el primer grupo comprende las rocas de las suites Yanatile y Pumasillo, mientras que el segundo grupo comprende esencialmente las suites pérmicas y los plutones con edad indeterminada.

La tendencia negativa es el reflejo de la fraccionación de los minerales ferromagnesianos junto a magnetita; los valores más altos se encuentran en el Plutón Choquetacarpo y en parte del Plutón Choquezafra, lo que podría corresponden a las altas concentraciones de biotita y a medida que se agota el Fe_2O_3, las concentraciones de biotita son mucho más bajas. Un patrón similar se pudo deducir del diagrama MgO vs. SiO_2, donde se puede identificar también las tendencias anteriores, aunque las concentraciones de MgO son muchísimo más bajas que el Fe_2O_3, pero más altas que TiO_2.

El bosquejo CaO vs. SiO_2 analiza el comportamiento de las plagioclasas, el cual se concluye que obedece a patrones de fraccionación continua; en este gráfico es notorio que las muestras de la Suite Pumasillo se separan de las demás por ser estas más diferenciadas, a la vez que algunas muestras del Plutón Choquezafra exhiben muy bajos contenidos de CaO en sus rocas más félsicas; estas podrían corresponder a los monzogranitos rojos, donde el feldespato potásico presenta altas concentraciones y la plagioclasa queda con proporciones muchísimo muy inferiores.

En el esquema Al_2O_3 vs. SiO_2 resalta la tendencia negativa de las muestras, que se interpreta como la cristalización de feldespatos alcalinos, es decir que a medida que el Al_2O_3 se empobrece, los feldespatos sódicos y potásicos van cristalizando. Otro diagrama propuesto es P_2O_5 vs. SiO_2, en el que se puede proponer fraccionación de apatita; mientras que los diagramas finales Na_2O vs. SiO_2 y K_2O vs. SiO_2 son los más complejos de interpretar dado que en estos no se reconoce un patrón general que nos pueda sugerir fraccionación o mezcla. En el caso de Na_2O es preciso volver a explicar que a diferencia de CaO que decrece con la diferenciación magmática. Este crece dado que la especie final de plagioclasa (Albita) es rica en Na. Hecha la aclaración, podemos concluir del diagrama que existe la diferenciación de este óxido, pero que este cambia con las suites; especialmente con Yanatile y Pumasillo, por lo que podríamos idear la hipótesis que estas intrusiones obedecen a eventos diferentes a los que sucedieron durante el Pérmico. Por otro lado, en el diagrama K_2O vs. SiO_2, las tendencias son muy difusas por lo que podría suceder que los magmas hayan experimentado procesos como contaminación y asimilación, lo que modificó las características de este óxido y, por ende, no se refleja en el diagrama de Harker.

6.2 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TRAZA

Es posible que el lector se encuentre familiarizado con las definiciones básicas, pero creemos que podría resultar útil precisar que un elemento traza (oligoelemento) puede ser definido como un elemento que está presente en una roca con concentraciones menores al 0.1 % (wt), es decir que es menor a 1000 partes por millón (ppm); estos no son constituyentes principales de los minerales formadores de rocas ígneas, pero pueden sustituir parcialmente a un elemento mayoritario en la estructura cristalina de un mineral.

Rollinson y Pease (2021) mencionan que, debido a su poca abundancia, estos no influyen en las propiedades físicas o químicas de un sistema magmático. A pesar de que por sus concentraciones pueden parecer irrelevantes, el análisis de elementos traza son una herramienta fundamental en la petrología moderna; en gran medida porque son más sensibles que los elementos mayores a los procesos geoquímicos, lo que nos hace concluir que son mucho mejores para discriminar diferentes procesos petrológicos. Otra ventaja de estos elementos radica en que sus comportamiento y diversidad química permiten evaluar una amplia gama de procesos que resultaría imposible con solo elementos mayoritarios.

En esta parte del presente boletín mostraremos una serie de diagramas de concentración de elementos (spider) que son los que darán luces de algunas características genéticas de los magmas, también mostraremos algunos diagramas binarios de variación y algunos gráficos de cocientes con los cuales intentaremos proponer el ambiente geotectónico y los procesos magmáticos desarrollados durante la evolución magmática.

Diagramas de Spider. - Los patrones de concentración de elementos traza se utilizan para inferir algunas características genéticas ocurridas en la cámara magmática. Estos procesos involucran fraccionación, asimilación, contaminación cortical; permiten también la identificación de los fundidos parentales y a partir de estos podríamos inferir la naturaleza de las fuentes magmáticas.

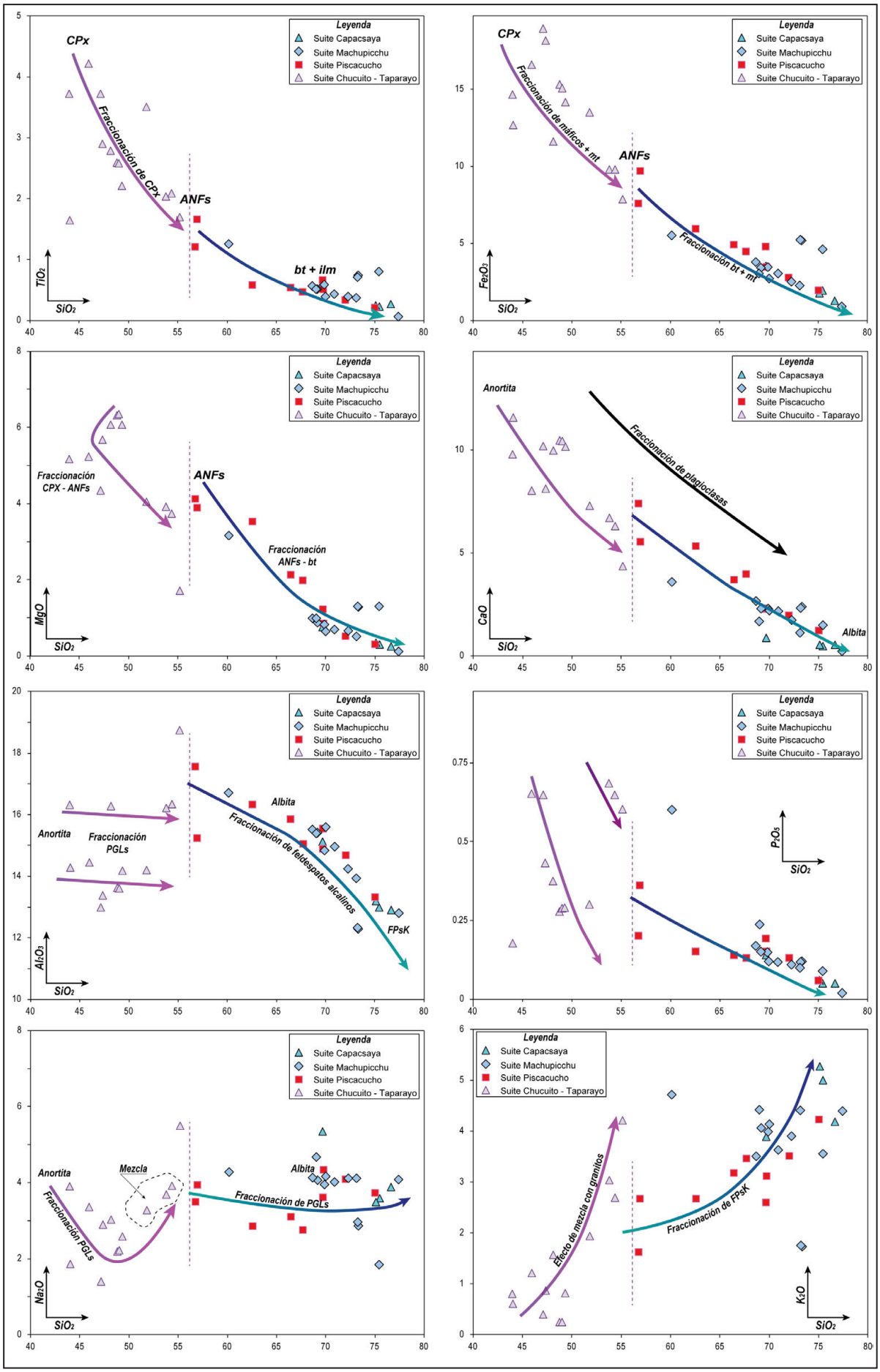


Figura 6.5 Diagramas de Harker para las suites Chucuito, Piscacucho, Machupicchu y Capacsaya.

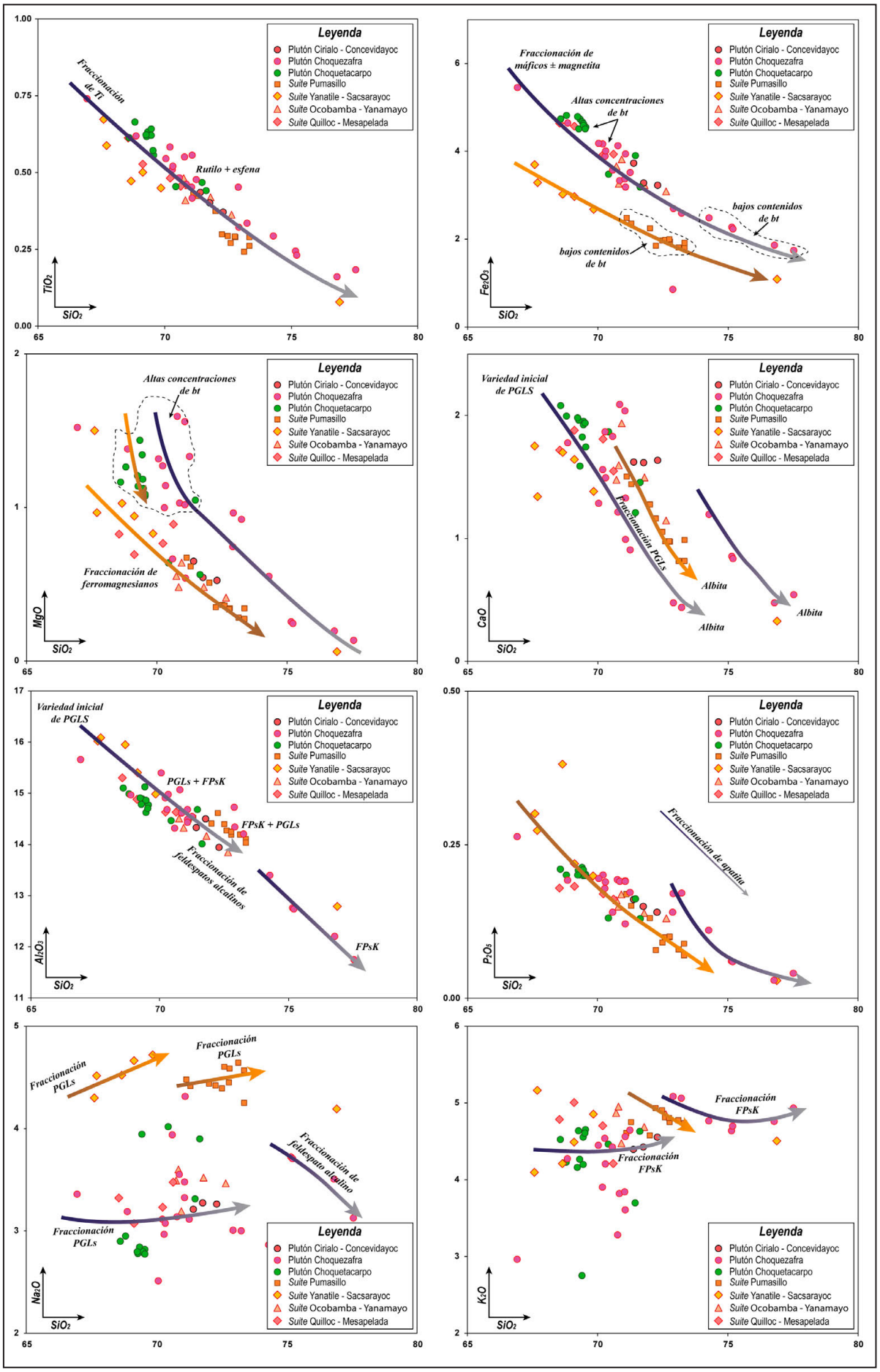


Figura 6.6 Diagramas de Harker para las suites Chucuito, Piscacucho, Machupicchu y Capacsaya.

Algunos autores desarrollan este tipo de diagramas empleando también en algunos casos los óxidos mayoritarios, pero considerando que estos pueden ser fácilmente alterados por procesos de metamorfismo y meteorización, por lo que en lo posible debemos excluirlos de los gráficos spider. La naturaleza casi inamovible de las REE ante eventos moderados de metamorfismo, meteorización e incluso alteración hidrotermal hace que la interpretación de estos patrones represente fielmente las características de las rocas inalteradas.

En la figura 6.7 se presenta el patrón de concentración de elementos traza normalizados al valor del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para muestras de las dioritas Chucuito – Taparayo; en este diagrama resulta fácil notar que no tenemos un patrón definido y, por ende, resulta difícil poder elaborar alguna conclusión precisa sobre esta suite; sin embargo, podemos precisar que en todos los casos los valores normalizados de Cs, Rb, Ba, Th y U son inferiores al valor normal de la Corteza Continental. Los tres primeros por ser LILE son elementos que comúnmente se muestran móviles en fluidos y, por ende, sus concentraciones pueden variar durante procesos de alteración post solidus; por otro lado, tenemos los elementos U y Th que son altamente incompatibles en sistemas magmáticos, pero que a menudo tienen comportamiento geoquímico similar y pueden fraccionarse en minerales accesorios como zircón y monacita, pero también puede fraccionarse durante la interacción fluido-roca.

Tanto U como Th presentan concentraciones muy bajas, lo que podría indicar poca interacción con material cortical (U y Th son altos en la Corteza Continental) y podría sugerir una procedencia diferente. Otro par de elementos con comportamiento geoquímico similar son Nb y Ta, los que a menudos son utilizados para identificar ambientes de formación; pero en este caso no se observa una anomalía negativa definida que nos pueda sugerir la presencia de una subducción ni tampoco una anomalía positiva que indique ambientes de intraplaca. En el gráfico se pueden observar valores inferiores al promedio de la corteza Continental, pero también los hay con mayor concentración por lo que no podemos concluir algo certero de su ambiente formativo. Lo único certero es que el patrón de las HREE está por encima del valor cortical, y presenta cierta horizontalidad respecto de lo que podría sugerir fraccionación y muy poca contaminación cortical.

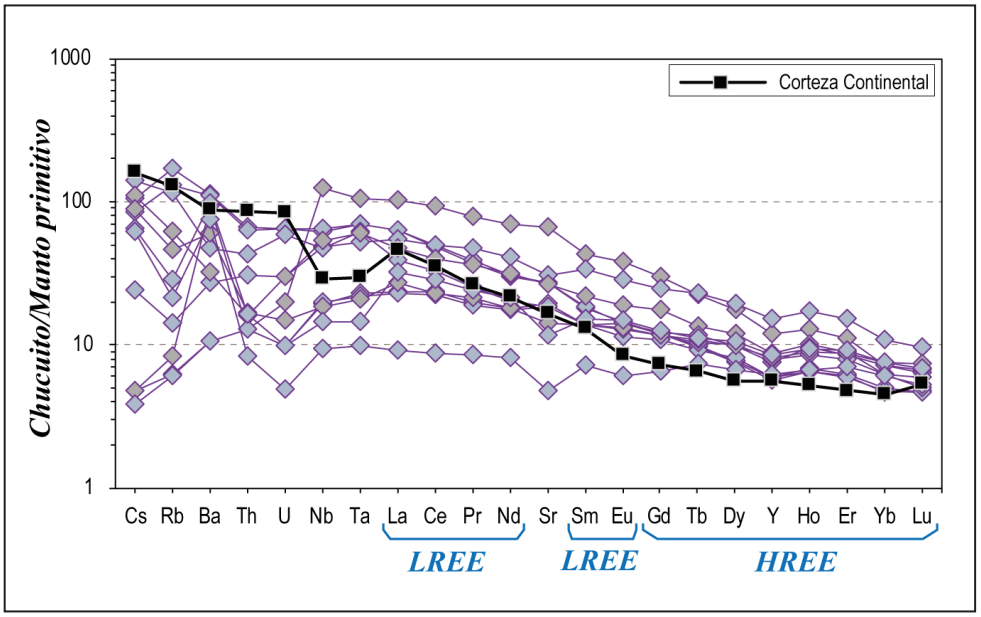


Figura 6.7 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Chucuito – Taparayo.

La figura 6.8 es el spider para las rocas de la Suite Piscacucho; de este diagrama es fácil evidenciar una cierta tendencia positiva en los elementos Cs, Rb, Ba, Th y U, valores que en algunos casos superan el promedio de la corteza continental, lo que podría sugerir un aporte cortical de estos elementos; las anomalías de Nb son en la mayoría de los casos negativas e inferiores al valor cortical, aunque el Ta que debería tener un comportamiento similar es en casi todos los casos superior al valor comparativo; de la anomalía de Nb podemos inferir un componente de subducción dentro de esta suite. Las anomalías negativas en Sr y Eu son el reflejo de la fraccionación de plagioclasa y feldespato potásico, mientras que el patrón de las HREE sugiere predominancia de fraccionación sobre contaminación.

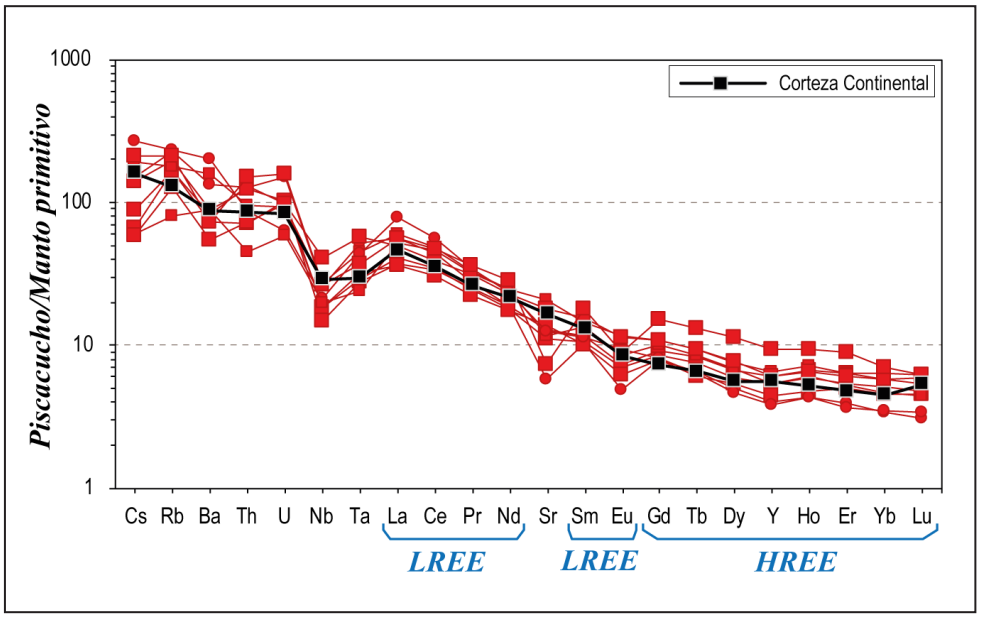


Figura 6.8 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Piscacucho.

El siguiente diagrama spider (figura 6.9) se elaboró para las rocas de la Suite Machupicchu, podemos resaltar las anomalías positivas de Th y U que podrían interpretarse como algún tipo de injerencia de la corteza Continental, las anomalías negativas de Nb y Ta son el reflejo de un proceso de subducción incluido en la génesis de estas rocas; algunos valores que se encuentran por encima del promedio de la corteza podrían interpretarse y reforzar la hipótesis de una componente cortical. Las LREE están ligeramente enriquecidas y se puede apreciar anomalía negativa moderada en Sr que se interpreta como la fraccionación de plagioclasa; por otro lado, la anomalía en Eu el ligeramente negativa a neutra que refleja fraccionación de feldespatos, pero muy por debajo de las plagioclasas; la muestra con anomalía pronunciada en Sr y Eu corresponde al granito con moscovita descrito en el capítulo anterior. Finalmente, las HREE se encuentran levemente empobrecidas lo que indica un proceso de contaminación cortical, aunque la fraccionación está también presente, por lo que podemos hipotetizar que se trata de un magma asociado a subducción que asimiló material cortical.

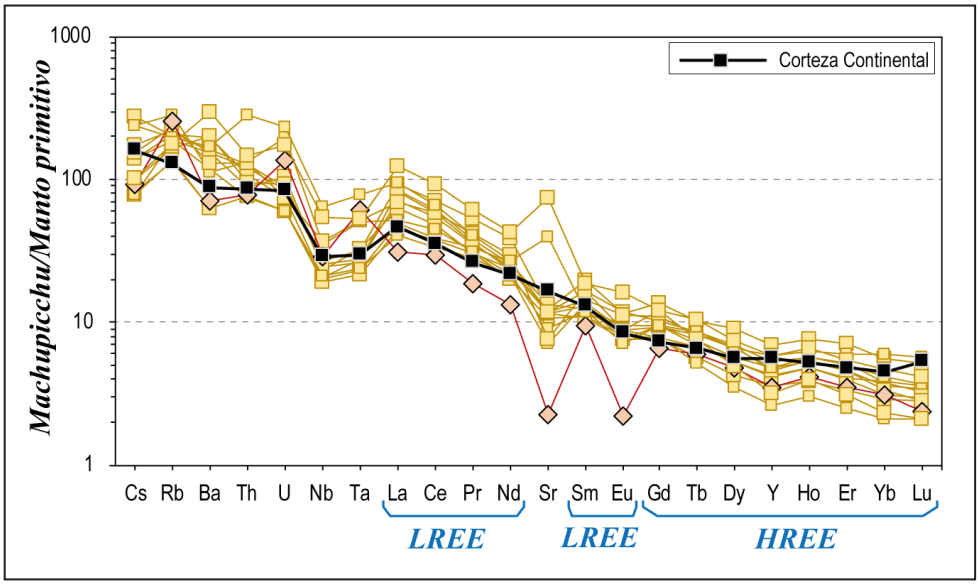


Figura 6.9 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Machupicchu.

Hasta ahora únicamente se abordó los spiders de unidades comprendidas entre el Ordovícico y la base del Carbonífero superior; de ellos (granitoides) se pudo plantear un proceso de subducción adherido, pero también se propone asimilación o contaminación de los magmas con material cortical. A partir del siguiente diagrama spider (figura 6.10), parece suscitarse un marcado cambio genético (posiblemente de ambiente o material fundido). La Suite Capacsaya (Carbonífero superior - Kasimoviano) presenta anomalías positivas moderadas en Th y U y desviaciones negativas de Nb y Ta, aunque estas últimas coinciden o están por encima del promedio de la corteza continental; de los patrones de estos cuatro elementos podríamos plantear que los granitoides Capacsaya son producto de fusión de la corteza Continental. Por otro lado, las anomalías negativas pronunciadas de Sr y Eu sugieren la fraccionación de plagioclasas y feldespatos; mientras que el patrón de las HREE sugiere fraccionación y una muestra por su empobrecimiento de estos elementos parece ser producto de altas tazas de contaminación con material cortical.

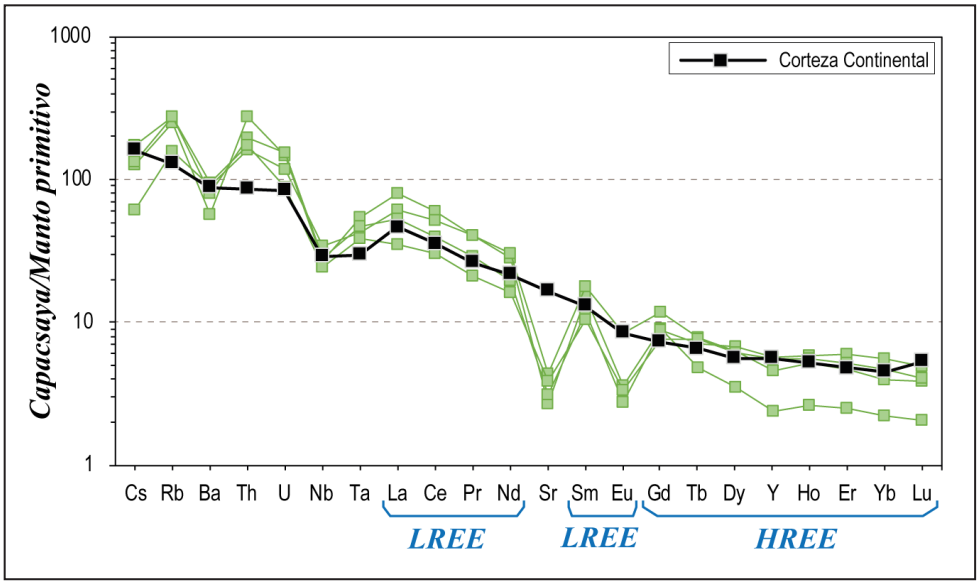


Figura 6.10 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Capacsaya.

La figura 6.11 es el esquema spider para la Suite Quilloc – Mesapelada, en este diagrama es evidente que los elementos Cs, Rb, Th y U son bastante superiores al valor promedio de la corteza Continental; las anomalías de Nb y Ta son similares a las de la Suite Capacsaya por lo que su génesis podría estar relacionada con la corteza Continental, lo que se refuerza al observar que las tierras raras (con excepción de Eu) se encuentran todas en concentraciones superior al patrón de la litosfera continental. Las anomalías de Eu y Sr reflejan la fraccionación de feldespatos y plagioclasas, respectivamente, al tiempo que el proceso principal definido del patrón de las HREE es la fraccionación.

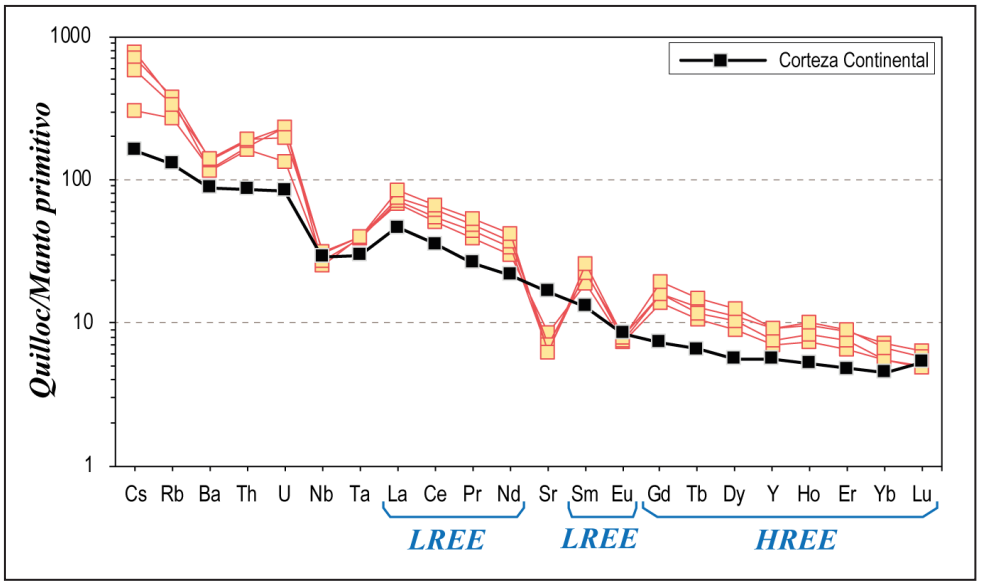


Figura 6.11 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Quilloc - Mesapelada.

En la figura 6.12 se presenta la concentración de elementos traza para las rocas de la Suite Ocobamba – Yanamayo (dioritas y granitos), al observar el diagrama podemos notar que el comportamiento es similar al de la Suite Quilloc, lo que necesariamente puede sugerir similares fuentes; aunque como ya es conocido, su edad es la que la separa de los granitos Quilloc – Mesapelada.

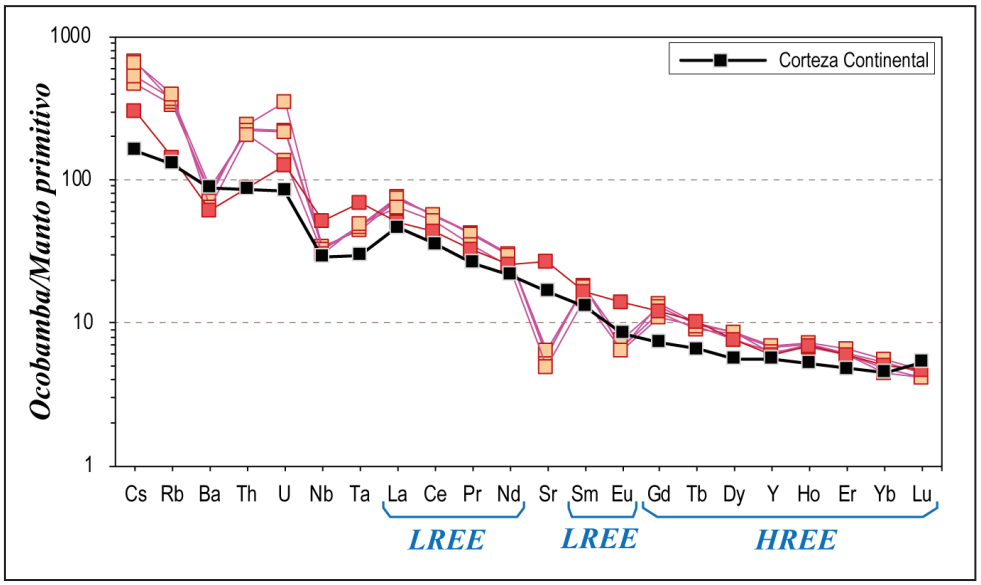


Figura 6.12 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Ocobamba - Yanamayo.

Con la breve descripción de las similitudes geoquímicas de las suites Quilloc – Mesapelada y Ocobamba – Yanamayo se concluyó el magmatismo Pérmico, por lo menos del identificado con claridad; dado que, a nivel geoquímico, los plutones no ubicados temporalmente parecen guardar cierta correspondencia (geoquímicamente) con las suites pérmicas.

El patrón spider en la figura 6.13 corresponde a la Suite Yanatile del Oligoceno; esta es una unidad que si bien es petrográficamente diferente (por su foliación) a las estudiadas dentro del Plutón Choquetacarpo, no se esperaba una edad tan joven, aunque esto no es raro dada la cercanía de las intrusiones del Batolito de Andahuaylas – Yauri. Para el caso de la Suite Yanatile es muy resaltante las anomalías positivas en U y Th, lo que es claramente el resultado de la acción de la corteza Continental inmiscuida en la génesis de estos metagranitos. Las anomalías de Nb y Ta sugieren que la subducción no es tiene componente en la génesis de este magmatismo; por otro lado, la anomalía positiva de Sr refleja que el magma se encontraba en un campo con estabilidad de plagioclasa y el patrón de empobrecimiento de las HREE son coherentes con la firma de mineral residual de granate más anfíbol, lo que sugiere que se generaron en ambientes de cortezas gruesas por lo que su grado de contaminación es elevado.

Pumasillo es otra suite, cuyo comportamiento geoquímico la diferencia de las demás; lamentablemente, no se conoce su edad, pero de su patrón de concentración de elementos traza (figura 6.14) podemos hacer importantes conclusiones. Al observar el diagrama spider podemos notar rápidamente que sus valores de Cs, U y Th son probablemente los más elevados dentro del Segmento de Vilcabamba; como ya es conocido, la corteza Continental es la única fuente para concentrar altos valores de U y Th, por lo que la primera conclusión es que los granitoides Pumasillo provienen de la fusión cortical o han sufrido altas tasas de asimilación y contaminación con material de la corteza. El Nb y Ta descartan subducción como proceso generador del magmatismo, al mismo tiempo llama curiosamente la atención el fuerte empobrecimiento de las tierras raras lo que solo es compatible la presencia de granate residual. La leve anomalía de Eu sugiere fraccionación de feldespato potásico y el fuerte empobrecimiento de las HREE sugieren altos grados de contaminación cortical, incluso más que la Suite Yanatile. De este patrón podríamos concluir que el magmatismo se generó en corteza gruesa y esta no es una característica del magmatismo en el Paleozoico; mucho menos en los inicios del Mesozoico, dado que sabemos que desde el Triásico (o incluso antes) se suscitaba un adelgazamiento cortical (*rift* Mitu), por lo que tendríamos que pensar que la edad de esta intrusión es probablemente Cenozoica, muy diferente a los granitoides Yanatile.

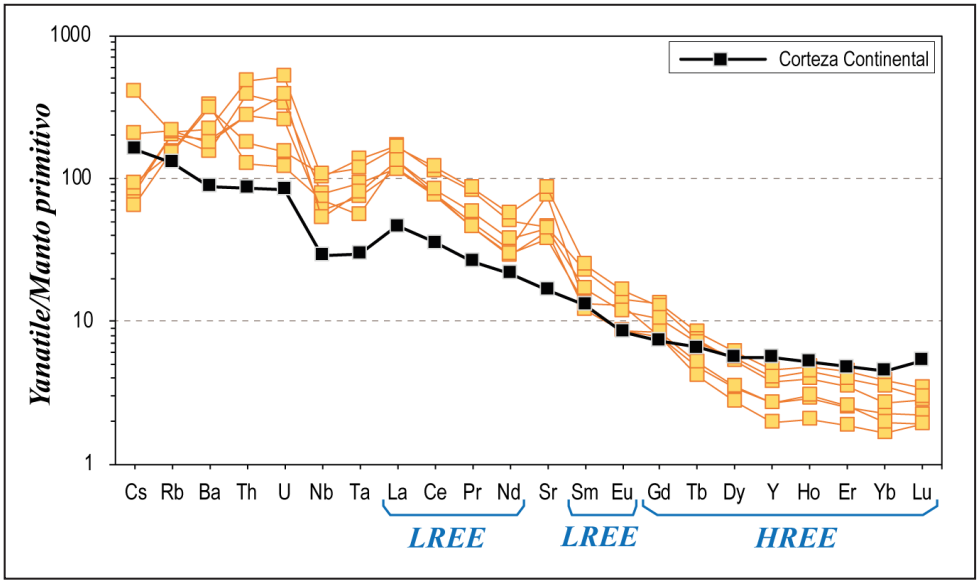


Figura 6.13 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Yanatile.

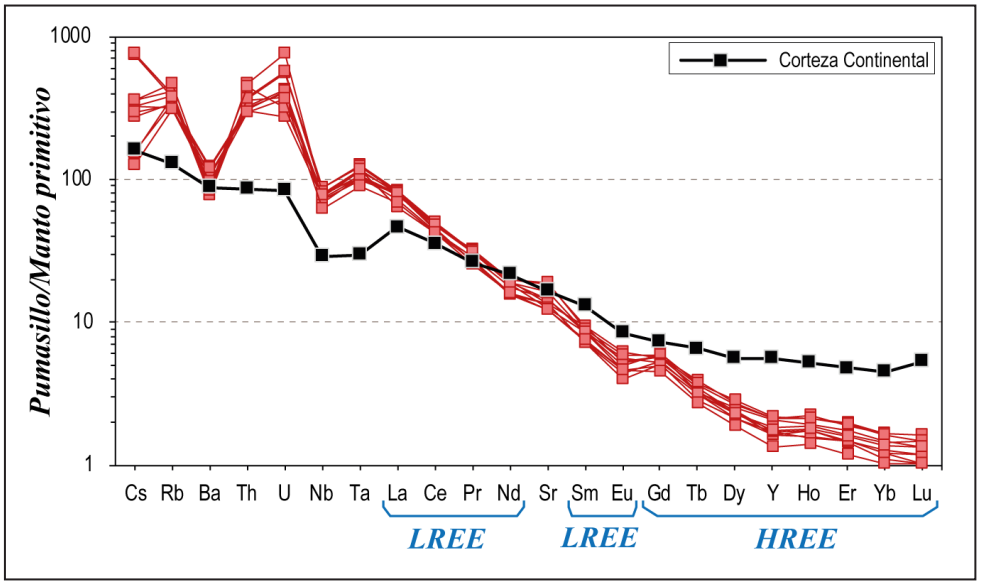


Figura 6.14 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Pumasillo.

En esta parte de la interpretación geoquímica, evaluaremos las características de los plutones Choquetacarpo, Choquezafra y Cirialo – Concevidayoc, aunque como ya se adelantó, estos guardan ciertas correlaciones geoquímicas con las suites del Pérmico. El plutón con mayor extensión es, sin dudas, Choquetacarpo (su diagrama spider se muestra en la figura 6.15); este patrón (si el lector los compara) es similar al de la Suite Ocobamba – Yanamayo, y para no ser repetitivos solo mencionaremos que se reconoce fraccionación de plagioclasas y feldespatos, así como un proceso general de fraccionación y una leve componente de contaminación cortical.

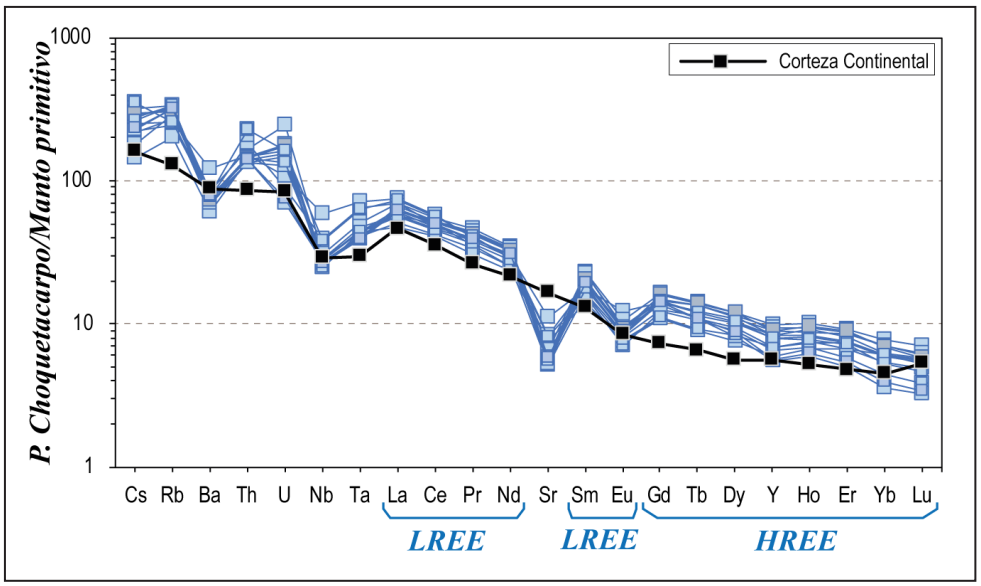


Figura 6.15 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras del Plutón Choquetacarpo.

Para el caso del Plutón Choquezafra, el análisis podría resultar sencillo; sin embargo, existe un trasfondo necesario de mencionar; esto refiere a que en el capítulo anterior se mencionó que este plutón presentaba aparentemente dos familias de rocas con peculiaridades muy divergentes, esto parece reflejarse también en el análisis geoquímico. Si el lector observa con detenimiento el diagrama spider (figura 6.16) para este plutón, notará que algunas muestras presentan valores muy elevados de U y Th, que podrían compararse (si cabe la posibilidad) con la firma de los granitoides Pumasillo, estas mismas muestras presentan también un empobrecimiento de las HREE que son compatibles con contaminación cortical; pero en sentido estricto del análisis, la firma geoquímica difiere también de las unidades pérmicas. El segundo grupo de muestras presentan contenidos de U y Th elevados, pero este enriquecimiento es leve y el patrón de las HREE sugieren más bien procesos de fraccionación.

En ambas suites geoquímicas es notorio que la anomalía de Nb y Ta es cercana o más alta que el valor de la corteza Continental, lo que podemos interpretar como injerencia de material litosférico en la génesis del magma y probablemente exista un componente de subducción casi obliterada; ambas familias presentan también anomalías pronunciadas en Sr y Eu, lo que ya sabemos es el resultado de la fraccionación de plagioclasas y feldespatos potásicos. De todo lo expuesto, podríamos referir que la primera familia puede ser compatible con las suites Piscacucho u Ocobamba – Yanamayo, mientras que la segunda familia podría corresponder a una suite diferente a las determinadas.

Finalmente, en la figura 6.17 se muestra el spider para las escasas muestras del Plutón Cirialo – Concevidayoc; el patrón correlaciona con la Suite Ocobamba – Yanamayo y también con el del Plutón Choquetacarpo, aunque por los pocos afloramientos observados, existen algunas divergencias en materia petrográfica por lo que resultaría apresurado intentar agrupar estas pocas muestras con las de las otras unidades referidas; solo queda recomendar que se deben realizar más estudios de geología aplicada en los tres plutones descritos en este boletín.

Diagramas de cocientes y anomalías. - Cuando se presentan e interpretan los diagramas spider se puede inferir algunos procesos genéticos importantes, pero para ahondarnos más en estos procesos o determinar características adicionales se puede hacer uso de diagramas de cocientes (también llamados ratios) y quizá algunos que empleen anomalías como la de Eu (Eu/Eu*).

Procesos magmáticos. - A menudo es fácil inferir procesos magmáticos de acuerdo al comportamiento de las HREE en los diagramas de concentración, es más, a esta altura son ya conocidas las ideas generales de los procesos de contaminación y fraccionación de cada una de las unidades dentro de este segmento batolítico; sin embargo, para ahondar más en estos procesos y probablemente en establecer fuentes mantélicas se desarrolló un gráfico de cocientes Th/Yb vs. Nb/Yb (figura 6.18), considerando para este diagrama los valores normalizados al valor del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

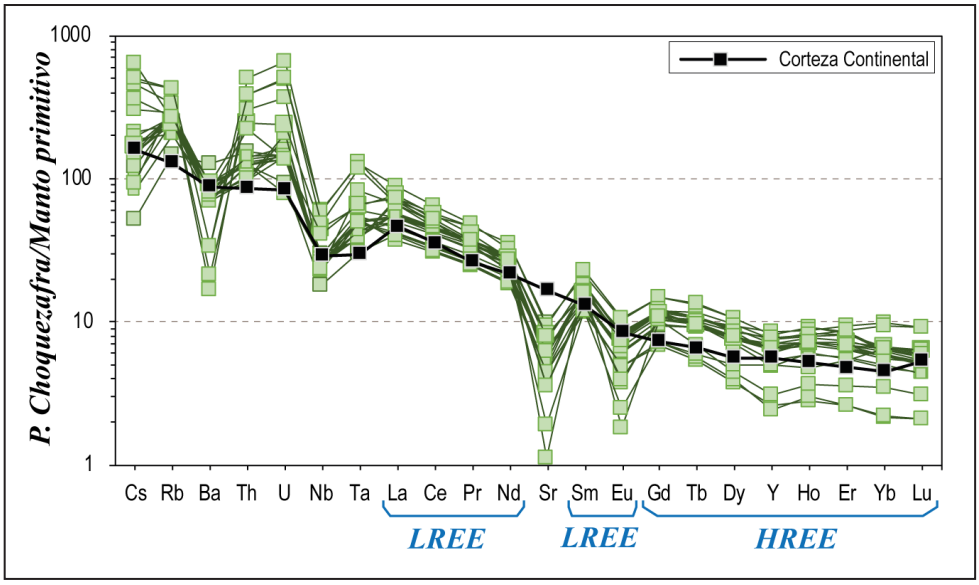


Figura 6.16 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras del Plutón Choquezafra.

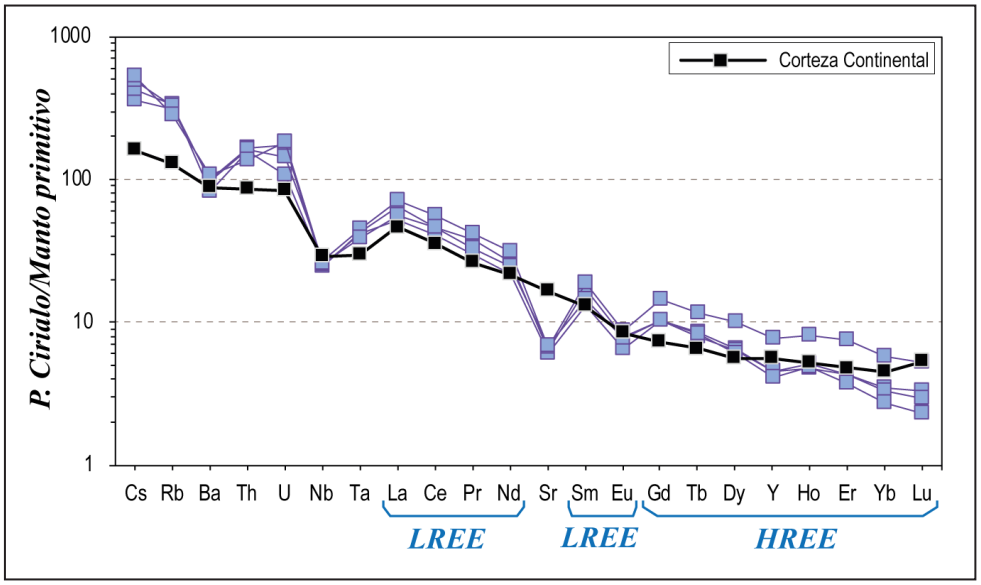


Figura 6.17 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras del Plutón Cirialo - Concevidayoc.

El diagrama discrimina entre tres posibilidades, las que se reflejan en las diferentes tendencias: La primera posibilidad es una tendencia general, que sea un patrón horizontal que puede interpretarse como rocas que proceden de una fuente máfica, probablemente relacionada al manto (S). El segundo patrón refiere una tendencia levemente positiva, la cual se cree es el reflejo de un proceso de cristalización fraccionada (fraccionación) denotada en el gráfico por la letra F. Una tercera posibilidad implica un patrón de alta positividad; esta tendencia creciente se interpreta como contaminación cortical (C).

Los patrones son muy claros en el diagrama, por lo que es concluyente aseverar que las dioritas Chucuito podrían provenir de una fuente mantélica, pero también parecen haber sufrido en algunos casos un cierto grado de contaminación, aunque este no es del todo claro. La mayor parte de unidades hacen una tendencia comparable con el patrón de fraccionación (F) por lo que se podría hacer la hipótesis que la fraccionación es el proceso dominante en los granitoides paleozoicos. Las muestras de las suites Pumasillo y Yanatile son las únicas que al plotearse nos arrojan un patrón comparable con el proceso de contaminación, lo que contrasta perfectamente con sus spiders; de las dos unidades, Pumasillo es la suite que mayores ratios de contaminación parece sufrir. Si se hace la recapitulación, estas intrusiones se encuentran dentro del Plutón Choquetacarpo y se lo consideró como parte de este en el cartografiado a escala 1:100 000; pero luego de presentar las características petrográficas y ahora las geoquímicas es concluyente que estas no guardan relación con las intrusiones Choquetacarpo.

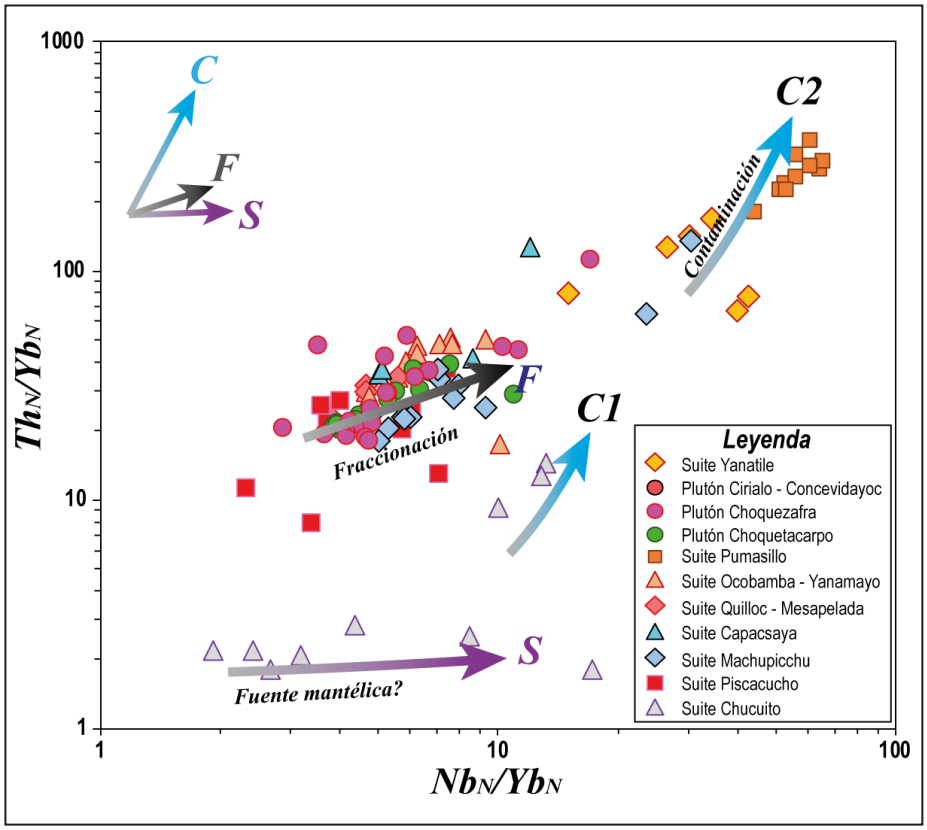


Figura 6.18 Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb normalizado al valor del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para discriminar fuentes mantélicas, procesos de fraccionación y contaminación de magmas.

Espesor cortical y mineral residual. – Otro aspecto importante en la génesis de magmas es, sin duda, el espesor cortical, el cual está estrechamente relacionado con la estabilidad de clinopiroxeno, anfíbol y/o granate. Para precisar esta característica se empleó un diagrama de cocientes Sm/Yb vs. Sr/Y (figura 6.19). De este diagrama podemos notar una marcada diferencia de las suites Pumasillo y Yanatile respecto de las demás unidades, lo que es consistente con el empobrecimiento de las HREE, el proceso de contaminación y, por ende, la firma residual de granate; pero analicemos separadamente las suites. Piscacucho y Chucuito son las más antiguas en este segmento; en el caso de la primera sus ratios Sm/Yb están en todos los casos por debajo de 3, lo que sugiere que estas rocas se generaron en espesores entre 32 y 40 km; el patrón de los dioritoides Chucuito parece similar aunque algunas muestras tienen valores Sm/Yb ligeramente por encima de 3, pero esto puede ser la respuesta a contaminación de los dioritoides con granitoides; por lo que se propone que los dioritoides se formaron también a profundidades de entre 32 y 40 km.

Las suites del Carbonífero en este diagrama sugieren adelgazamiento cortical, aunque esta conclusión puede no ser del todo consistente dada la baja densidad de muestras de la Suite Capacsaya y que al tratarse de rocas muy diferenciadas, la determinación del espesor cortical podría no ser el real. Hecha la anterior aclaración, podemos determinar los granitoides Machupicchu tienen como mineral residual anfíbol y clinopiroxeno, mientras que la Suite Capacsaya cae en el campo de clinopiroxeno. Los plutones Choquetacarpo, Choquezafra y Cirialo mantienen cierta correlación en este diagrama; sus ratios Sm/Yb oscilan entre 2.5 y 4, valores que sugieren principalmente a clinopiroxeno como mineral residual; al ser también rocas muy diferenciadas, su espesor cortical podría no ser certero, pero del gráfico se puede deducir un espesor entre 32 km y 45 km. Las muestras de las suites Quilloc y Ocobamba – Yanamayo caen en el campo de anfibol como mineral residual, pudiendo estar su espesor entre 40 km y 50 km.

Finalmente, las suites Pumasillo y Yanatile son las únicas que caen en el campo de estabilidad de granate, es decir que su grado de contaminación es alto y por supuesto que su formación se dio en un ambiente de corteza engrosada.

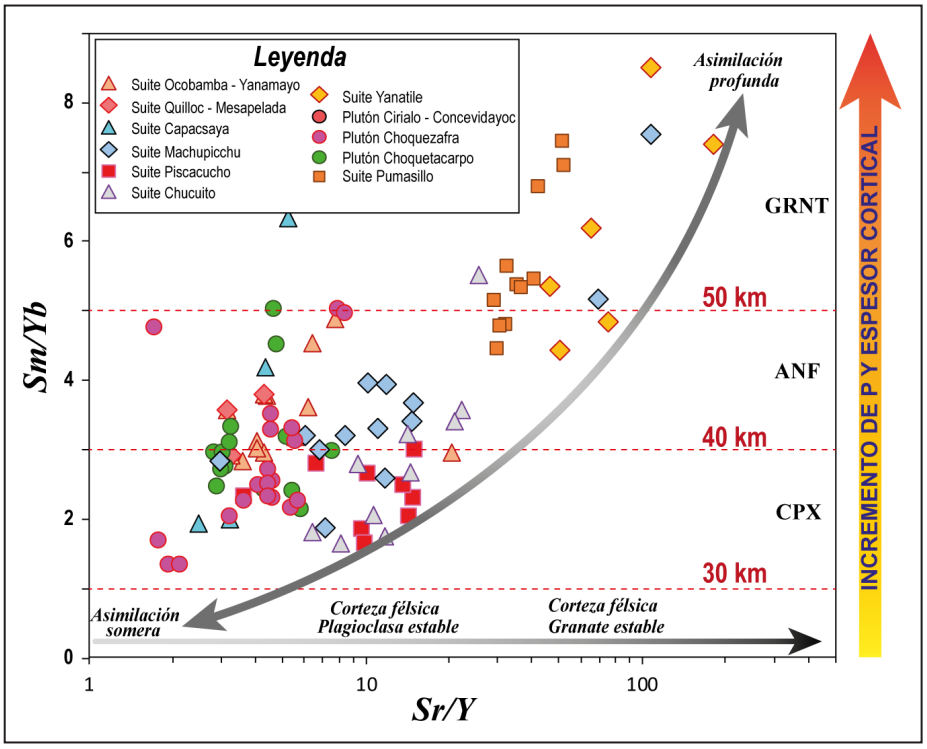


Figura 6.19 Diagrama de razones Sm/Yb vs. Sr/Y para estimar espesor y composición cortical. La profundidad de asimilación se asume en base a los trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2009).

Hidratación de los magmas. - Esta característica es muy preciada al momento de evaluar la condición de fertilidad del magma, lo cual está estrechamente relacionado con la afinidad genética del magma a concentrar elementos económicos y estratégicos. Para determinar la presencia de agua comagmática podemos hacer usos de la anomalía de Eu, la cual es denotada por la abreviatura Eu/Eu*. Es evidente que esta anomalía está estrechamente relacionada con la fugacidad de oxígeno y que se calcula en función de los elementos Sm y Gd.

Para el presente caso se ha empleado un diagrama Eu/Eu* vs. SiO_2 (figura 6.20), en este contrastamos la diferenciación de las rocas contra su característica de magma seco y/o húmedo; esta última particularidad fue evaluada en base al valor 1 < Eu/Eu* para magmas hidratados y Eu/Eu* > 1 para magmas secos.

En el diagrama presentado es muy notorio que los dioritoides caen en el límite de hidratación o umbral de fertilidad; este último término probablemente no sea conocido (o no exista), pero proponemos su uso dado que, si un magma resulta seco, su fertilidad para generar depósitos minerales se considera “estéril”. Por lo antes expuesto podríamos concluir que en gran medida los dioritoides podrían considerarse levemente hidratados a secos; por otro lado, las suites Piscacucho y Machupicchu presentan valores de Eu/Eu* entre 0.6 y 1, por lo que se los considerada moderadamente hidratados (si cabe el término). Esta característica se reconoce también para las rocas de las suites Pumasillo y Yanatile.

En el otro extremo, podemos referenciar las suites restantes y los plutones; estos presentan valores de Eu/Eu* entre 0.1 y 0.6, lo que les proporciona una firma de hidratados.

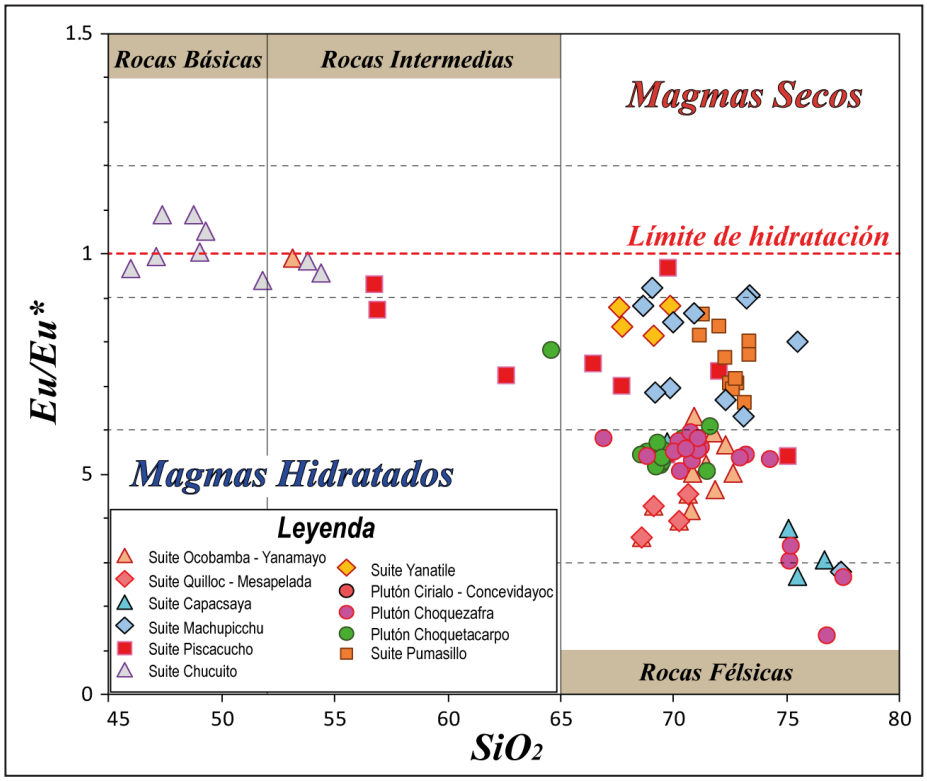


Figura 6.20 Diagrama Eu/Eu* vs. SiO_2, esquema empleado para diferenciar entre magmas secos e hidratados.

Discriminación de ambiente tectónico. – Determinar el ambiente genético o ambiente de formación de los magmas es la característica que completa el estudio petrogenético esencial de este segmento del Batolito de la Cordillera Oriental. Para precisar esta singularidad hemos recurrido a los tradicionales diagramas de Pearce (Pearce et al., 1984) modificados en el trabajo de Rollinson y Pease (2021); además, se recurrió también a diagramas binarios de función discriminante (Verma et al., 2012), que se ejecutan en función a los óxidos mayoritarios y que son también denominados diagramas DF.

Los diagramas de Pearce fueron planteados en base a concentración de elementos traza; estos son Ta vs. Yb y Nb vs. Y, aunque estos tienen una funcionalidad limitada y cierta tasa de error, la cual fue revelada por Verma et al. (2012). Este último autor sugiere el retiro del campo de granitos de dorsal oceánica (ORG) y menciona que estos diagramas deben emplearse únicamente para discriminar entre los ambientes de intraplaca (WPG), arco volcánico (VAG) y sin colisiónales (syn-COLG). Rollinson y Pease (2021) analizan el trabajo de Verma et al. (2012) y concluyen que el diagrama Yb-Ta diferencia con éxito entre WPG, VAG (con error de hasta 11 %) y S-COLG (clasificación errónea de ~ 25 %); mientras que el diagrama Y-Nb separa correctamente WPG (~ 18 % de clasificación errónea) del campo combinado de VAG + S-COLG (~ 4 % de clasificación errónea). Existen otros diagramas propuestos por Pearce et al. (1984), pero estos no fueron empleados por su alta proporción de error y siguiendo la recomendación de Rollinson y Pease (2021).

De los dos primeros diagramas (figura 6.21), se puede observar claramente que las muestras se ubican en el campo de granitos de arco volcánico y sincolisionales, aunque en el diagrama Ta vs. Yb se puede observar que los granitoides de las suites Pumasillo y Yanatile son preponderantemente asociadas a un ambiente sincolisional.

Otra opción que los autores de este boletín creen adecuada es determinar el ambiente tectónico en base a trabajos más avanzados y que involucren una mayor cantidad de elementos, es así como los diagramas en la parte baja de la figura 8.20 fueron elaborados con elementos mayores y en base a las ecuaciones de Verma et al. (2012); si el lector quiere indagar sobre estas ecuaciones puede recurrir al paper del autor mencionado o al apéndice 5.1 del texto de Rollinson y Pease (2021).

En estos dos diagramas es evidente que las suites del intervalo (Ordovícico – Carbonífero) se generaron en ambientes relacionados a un arco continental (subducción), lo mismo que las suites Pumasillo y Yanatile; mientras que las suites del Pérmico y las rocas de los plutones Choquetacarpo, Choquezafra y Cirialo son afines a ambientes de *rift* continental.

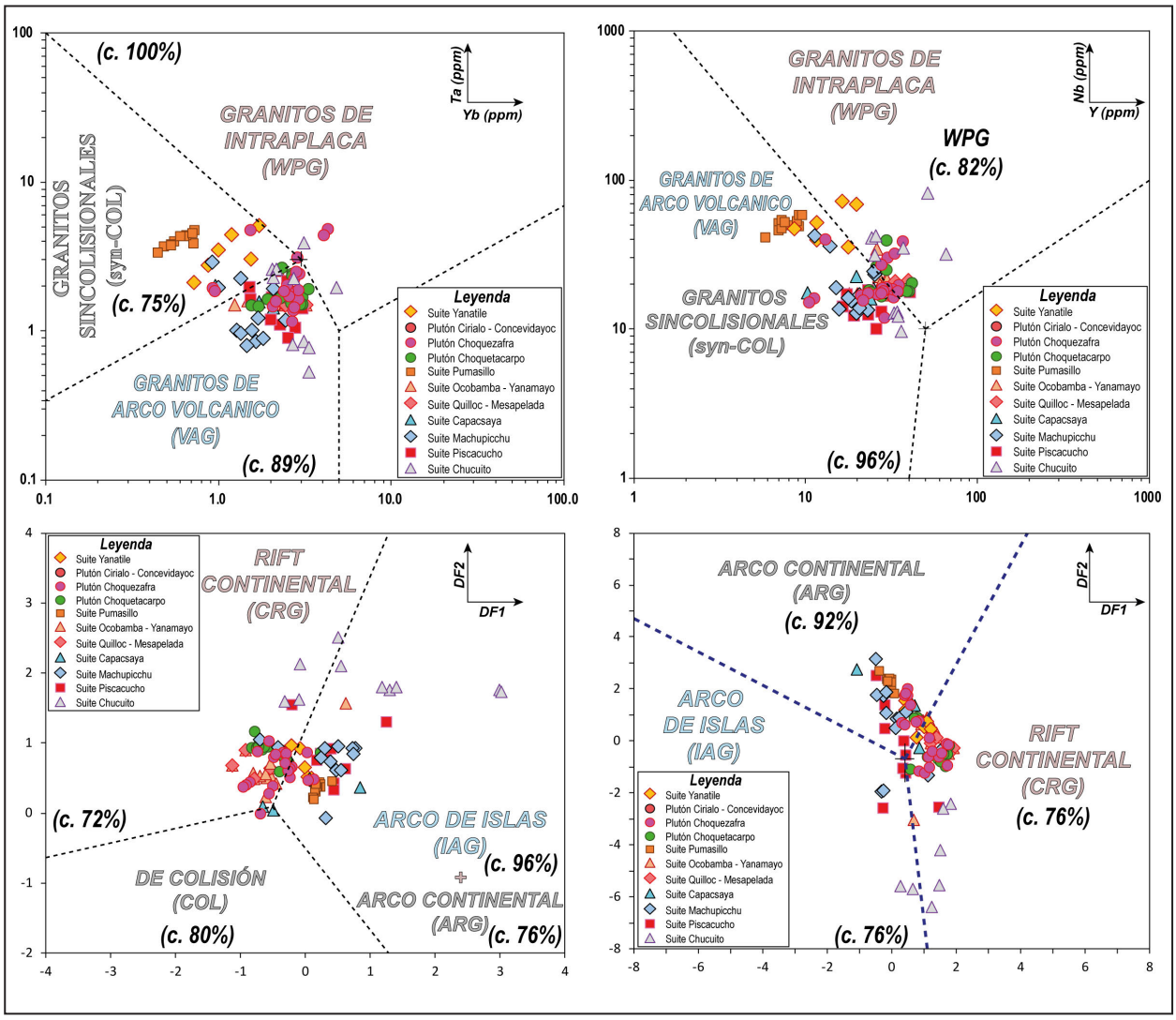


Figura 6.21 Diagramas de discriminación de ambiente geotectónico, los diagramas de la parte superior corresponden a diagramas de Pearce et al. (1984) considerando los aportes de Verma et al. (2012). Los diagramas de la parte inferior son gráficos de función discriminante de Verma et al. (2012).

CAPÍTULO VII

GRANITOIDES Y SU RELACIÓN CON LOS RECURSOS GEOLÓGICOS

Para el desarrollo del presente capítulo se tuvo que realizar la recopilación bibliográfica principalmente respecto a la ubicación de los proyectos, prospectos, ocurrencias y anomalías de minerales económicos que se ubican dentro del área de trabajo (figura 7.1); también se hizo la recopilación de información del catastro minero, de las franjas metalogenéticas, esto con la finalidad de realizar un análisis de la información recopilada con la nueva información obtenida durante el presente trabajo. Es así que primero se obtuvo la información de la base de datos del portal institucional Geocatmin, al que puede accederse en https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/.

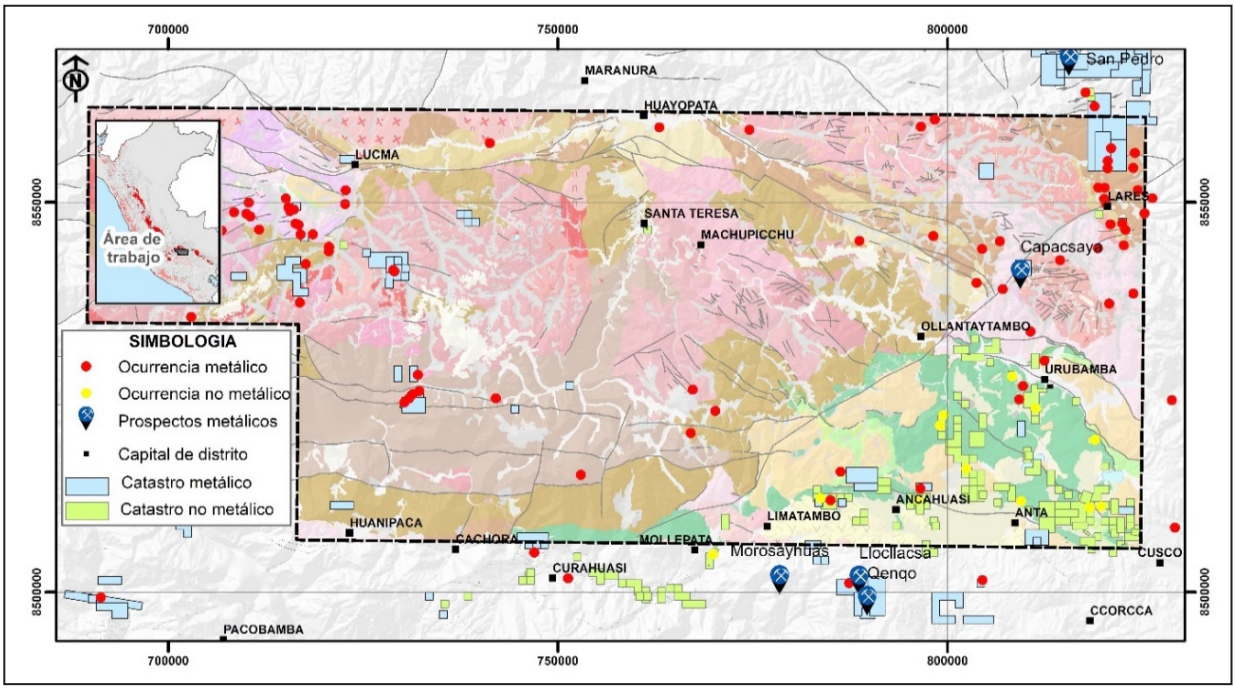


Figura 7.1 Ubicación de prospectos mineros, ocurrencias metálicas, no metálicas y concesiones mineras dentro del área de trabajo.

Sobre la base de datos obtenida del portal del Geocatmin, se obtuvo también los estudios de exploración por minerales de uranio de la Comisión de Energía Atómica, realizados en los años 50 y 60 en las zonas de Vilcabamba y el nevado Salcantay. Estos trabajos si bien es cierto que son antiguos nos ayudarán con la interpretación. Por otro lado, las diferentes ocurrencias tanto de la base de datos del Geocatmin así como de la Comisión de Energía Atómica consideradas como proyectos, prospectos y ocurrencias, en la mayoría de los casos no cuentan con estudios técnicos a excepción del prospecto Capacsaya. El análisis de toda la información obtenida sumada a la nueva información de campo y estudios adicionales permitirán plantear nuevas ideas que coadyuven a una pronta versión actualizada del mapa metalogenético del área de estudio. A continuación, se describen algunas características generales del prospecto Capacsaya.

7.1 PROSPECTO CAPACSAYA

Creemos conveniente desarrollar lo concerniente a este proyecto minero en detalle, dado que se trata la ocurrencia mas conocida por LREE en esta parte del país. El proyecto se ubica en el borde oeste de la Cordillera Oriental, aproximadamente 95 km al NO de la ciudad del Cusco. Políticamente se encuentra dentro de las propiedades de la comunidad de Huacahuasi del distrito y provincia de Urubamba en la región de Cusco. Capacsaya es propiedad de Luis Elorrieta Valencia, según el Catastro Nacional 2021. En el área de trabajo se ubica al noreste del poblado de Ollantaytambo (hoja 27r1).

Geología. - El Proyecto Capacsaya se encuentra conformado por rocas volcánicas compuestas por riolitas-andesitas y rocas plutónicas de composición monzogranito y sienogranito. Las secuencias volcánicas fueron atribuidas al Grupo Mitu (Carlotto et al., 1996). Sin embargo, en el presente trabajo, estas rocas son atribuidas al Grupo Ambo – Tarma, debido a que son cortadas por los plutones de edad Carbonífera superior, datadas en el presente trabajo entre 316 y 290 Ma, forman una aureola de metamorfismo de contacto y comprenden las suites Capacsaya y Chicón. En consecuencia, se evidencia que las secuencias volcánicas son más antiguas y podrían ser del Carbonífero inferior a medio, es decir que corresponden al Grupo Ambo o al Grupo Tarma.

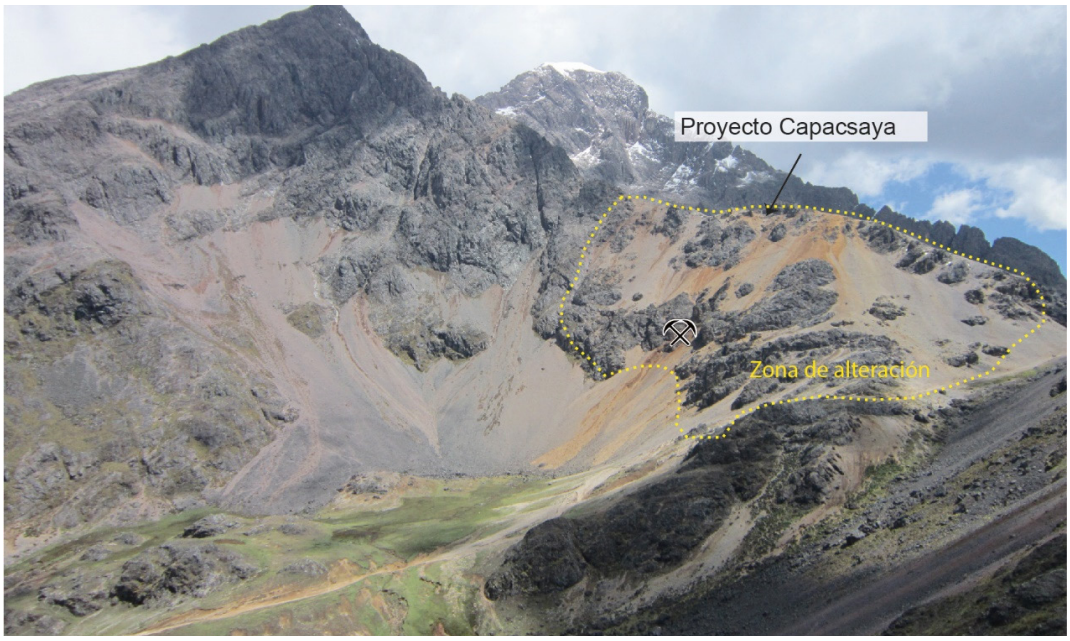


Figura 7.2 Vista panorámica del prospecto Capacsaya, donde se observa zona de alteración.

Geología estructural. - Se observan dos sistemas de fallas: el primer sistema de fallas del tipo inversa y de dirección andina NO-SE pone en contacto las rocas metamórficas del Grupo San José con el Grupo Ambo y las rocas plutónicas; el segundo sistema de fallas aparentemente de rumbo sinestral, con una dirección de NE-SO, donde corta las rocas metamórficas y volcánicas.

Alteración. - En cuanto a la alteración, las riolitas y andesitas presentan una ligera alteración propilítica (epidota-clorita-especularita, calcita rellenando fracturas), también se ha podido

observar venillas de cuarzo tipo stockwork, venillas de actinolita, hematita, especularita (figura 7.3), así como venillas tardías de cuarzo producto del metamorfismo regional. La textura de las rocas es normalmente afanítica y en algunos casos porfirítica, observándose fenocristales de feldespatos. Al contacto entre las rocas volcánicas y las rocas plutónicas se tiene una zona alterada de aproximadamente 250 metros de ancho; en esta zona se tiene una silicificación moderada, donde las riolitas se encuentran alteradas, siendo estas menos resistentes que las riolitas libres de alteración. En esta área se ha podido observar la mayor mineralización que presenta este proyecto, entre los que se tienen sulfuros primarios (pirita y calcopirita) y óxidos (malaquita, tenorita, neotosita, jarosita).

Figura 7.3 a) venillas de cuarzo tipo B, con sutura central de hematita y en forma de stockwork; b) presenta venillas de actinolita y magnetita; c) venillas-vetas de actinolita, hematita-especularita, cuarzo con espesores muy variados (0.5 cm a 100 cm).

Mineralización. - La mineralización de este proyecto se encuentra dentro de las rocas del Grupo Ambo, donde presenta una alteración hidrotermal con presencia de vetas de cobre; en estas vetas se observan la relación cpy- py-specularita, así como la presencia de Cu, óxidos, tenorita y neotocita (figura 7.4).

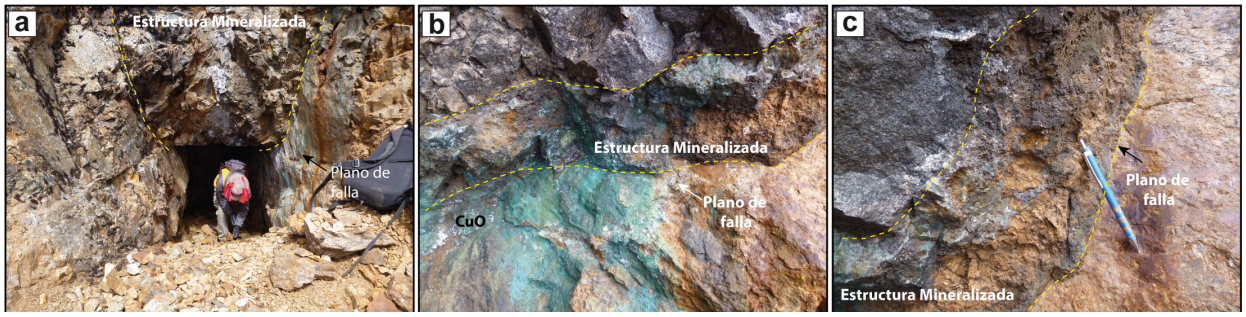


Figura 7.4 a) Vista de detalle de estructura mineralizada asociada a una falla de rumbo sinestral (labor antigua), en ella se reconoció una veta compuesta por cuarzo, azurita, malaquita, jarosita; b) Estructura mineralizada con trazas de sulfuro tipo pirita, calcopirita y principalmente FeO y CuO; c) estructura mineralizada, se observa principalmente FeO con algunas trazas de pirita y calcopirita.

7.2 PERSPECTIVAS EN BASE AL ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Para el desarrollo de esta sección se ha procesado una base de datos de análisis geoquímicos de roca total de 218 muestras; de estas, 149 muestras corresponden a este trabajo, mientras que la diferencia corresponde a la compilación bibliográfica de otros proyectos. Del mismo modo, se tiene una base de datos de 446 muestras de sedimentos de quebrada, obtenidas de la base de datos del Geocatmin del Ingemmet. https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/ (figura 7.5).

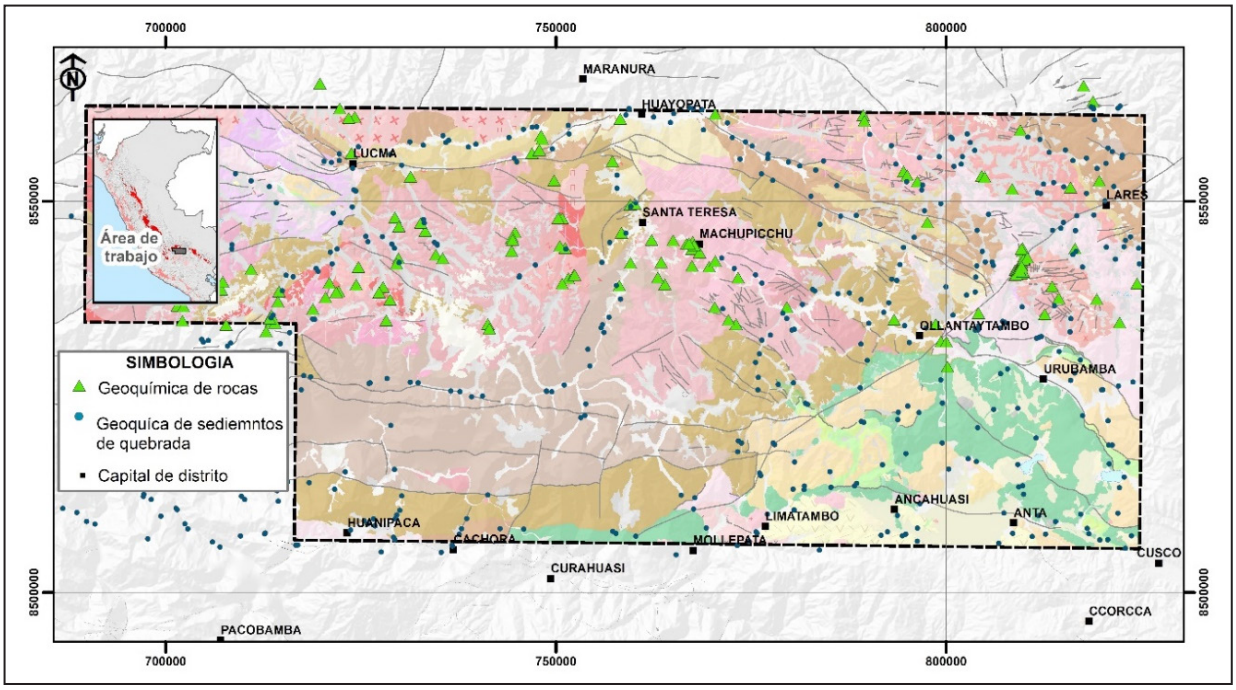


Figura 7.5 Ubicación de análisis geoquímico de rocas y sedimentos de quebrada.

Las muestras obtenidas en el presente trabajo fueron analizadas por los métodos analíticos ICP-MS e ICP-OES, mientras que las muestras recopiladas fueron analizadas por el método ME-ICP61; estas posteriormente fueron normalizadas. Una vez obtenidos los resultados de elementos mayores, elementos traza y elementos de tierras raras se empezó a ordenar, procesar matemática-estadística-geoquímicamente y agrupar la data geoquímica para posteriormente realizar la caracterización geoquímica. Para el análisis de la data geoquímica, previamente se realizó el análisis univariado y posteriormente se usó el análisis multivariado.

Se debe mencionar que previamente se hizo la nivelación geoquímica usando el método "robusto z-score". Para el análisis de la data geoquímica, primeramente, se realizó el análisis univariado de toda la base de datos y posteriormente se usó el análisis multivariado de elementos.

Aspectos esenciales del análisis univariado. - En esta etapa del análisis de datos veremos algunos tipos de diagramas más utilizados para la interpretación de la data geoquímica. Por ejemplo, los histogramas, los Box & Whisker Plots (Turkey Box) y Normal Probability Plot, para todos los elementos químicos,

- **Histogramas.** Son muy útiles en el análisis exploratorio de datos, para determinar si hay una distribución normal de los datos o si estos están sesgados. En los histogramas también podemos visualizar si hay un comportamiento bimodal y esto significa que no solo hay un valor de datos que ocurra con la frecuencia más alta, sino que hay dos valores de datos que se relacionan por tener la frecuencia más alta.
- **Turkey Box & Whisker Box.** Los Turkey Box & Whisker Box son muy útiles para visualizar toda la estadística del elemento que se está analizando. Son utilizados para ver la asimetría de la data del elemento estudiado, ya que en estos plots podemos ver: Q1 (bottomofbox), Mediana (línea), Media (círculo), Q3 (topofbox), Upper Outlier y Far Outlier.
- **Normal Probability Plots.** Los Probability plots son usados para filtrar data y definir outliers o anomalías (>2∂). También se usan para definir múltiples poblaciones en cada quiebre de la curva. La data es ploteada en un scatter-plot que tiene

en el eje de las Y los valores de concentración del elemento, y en el eje de las X valores de desviación estándar.

Aspectos esenciales del análisis multivariado. - En el análisis multivariado identificaremos relaciones y correlaciones entre múltiples variables a la vez, y para esto usaremos la matriz de correlación de Pearson y Spearman, así como el análisis de componentes principales - PCA.

- **Matriz de correlación de Pearson y Spearman.** Son herramientas de estadística multivariable que muestran los valores de correlación entre múltiples variables (cuantificable), mediante la medición del grado de regresión lineal entre las variables seleccionadas.
- **Análisis de componentes principales – PCA.** Es una técnica multivariada que obtiene regresiones lineales para un grupo de variables que se correlacionan.

Resultados del análisis univariado

Una vez realizado el análisis geoquímico de la toda la data geoquímica y para un mejor desarrollo del análisis geoquímico se usará la clasificación geoquímica propuesta por Goldschmitdt (cuadro 7.1).

Tabla 7.1

Clasificación de Goldschmidt tectonoestratigráficos

Litófilos	Siderófilos	Calcófilos	Atmófilos
Li, Na, K, Rb, Cs He, Ne, Ar, Kr, Xe B, Al, Sc, Y, REE, Si, Ti, **Zr**, **Hf**, **Th**, P, V, Nb, Ta, O, **Cr**, **U**, H, F, Cl, Br, I, (Fe), Mn, (Zn), (Ga)	Fe, **Co**, **Ni**, Ru, Rh, Pd, **Zn**, Cd, Hg, Os, Ir, Pt, Au, Re, Mo, Ge, **Sn, W**, C, Cu, **Ga**, Ge, As, Sb	(Cu), Ag, **Be**, Mg, Ca, Sr, Ba **Ga**, In, Tl, (Ge), (Sn) **Pb**, (As), (Sb), **Bi**, S, Se, Te, (Fe), **Mo**, (Os), (Ru), (Rh), (Pd)	(H), N, (O)

Nota: Los elementos resaltados en negrita, se presentan valores por encima de las concentraciones normales.

Resultados para litófilos

Dentro de los resultados obtenidos se logró identificar algunas concentraciones importantes, sobre todo en elementos litófilos. Este tipo de elementos tienen afinidad por los silicatos concentrados en la corteza terrestre. Del análisis de la data geoquímica se ha podido determinar algunas anomalías dentro de esta clasificación como son las tierras raras, Li, Zr, Hf, Th, Ta, Cr y U.

Tierras raras ligeras LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu)

Se hizo un análisis geoquímico de tierras raras ligeras donde se obtuvo lo siguiente. En los gráficos de histogramas (figura 7.6) se observa una distribución normal de los seis elementos. Del mismo modo en los Turkey Box (figura 7.7) se observan que estas muestras presentan valores anómalos, es así como el lantano (La) presenta valores anómalos por encima del 1.9 desviación estándar, el cerio (Ce) presenta anomalías por encima del 1.8 desviación estándar, el praseodimio (Pr) por encima de 2.06 desviación estándar, el neodimio (Nd) por encima de 2.02 desviación estándar, el samario (Sm) por encima de 2.06 desviación estándar y europio (Eu) presenta valores por encima de 2.09 desviación estándar. Estos valores se encuentran por encima del rango intercuartílico y representarían las muestras anómalas de tierras raras ligeras. En los diagramas de Normal Probability Plots (figura 7.8), se corrobora lo mostrado por los Turkey Box, donde en el eje de las X se muestra los de desviación estándar, siendo anómalos los que se encuentran mayor a las dos deviaciones (>2∂).

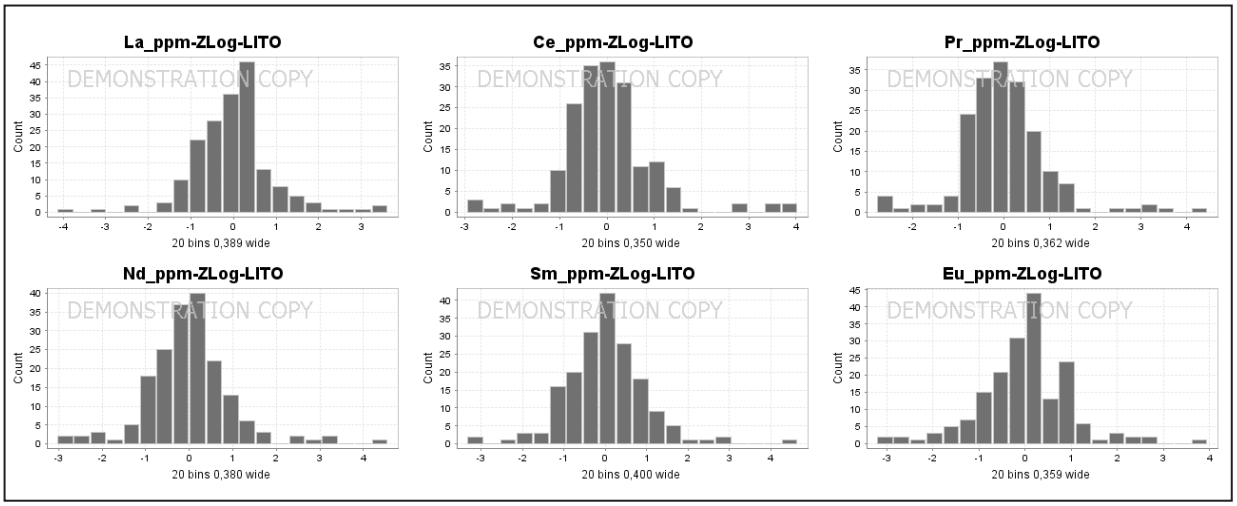


Figura 7.6 Histogramas de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd y Sm.

Mapas isovalóricos de tierras raras ligeras – LREE (La, Ce, Pr, Nd, Eu)

Los mapas de isovalores de tierras raras ligeras se elaboraron con los datos de geoquímica de rocas, de estos se concluye lo siguiente: El lantano (La) presenta hasta tres posibles áreas de alto interés y otras tres de interés moderado (figura 7.9a). La primera zona se ubica sur del poblado de Patacancha, esta presenta valores anómalos entre 60 y 3320 ppm, todas estas relacionadas al prospecto Capacsaya, donde litológicamente la mineralización se encuentra en el contacto entre el Grupo Mitu y el Plutón Chicón – Capacsaya. La segunda zona se ubica cerca al poblado de Yanama, donde se observa una anomalía de 134 ppm, litológicamente está constituida por monzogranito correspondiente al Plutón Choquetacarpo. La tercera zona anómala se ubica al sureste del poblado de Patacancha aquí se observa una muestra anómala con un valor de 163 ppm asociada a una arenisca del Grupo Mitu. Otras zonas anómalas se observan al norte del poblado de Lucma, al este de Santa Teresa y entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata; estas zonas presentan anomalías entre 85 y 110 ppm donde litológicamente corresponde a un sienogranito.

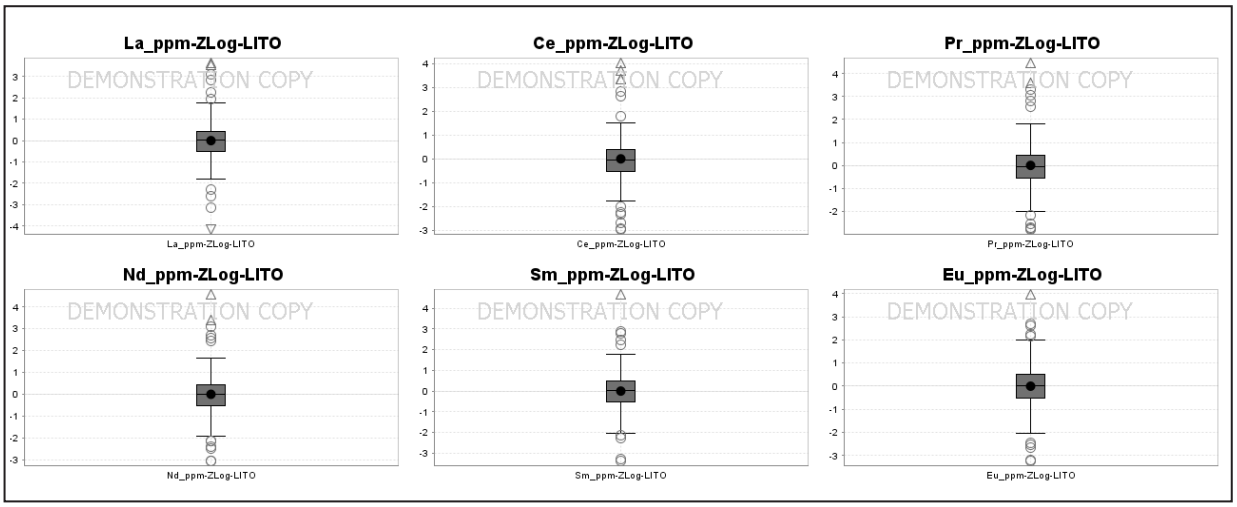


Figura 7.7 Turkey Box & Whisker Box de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu.

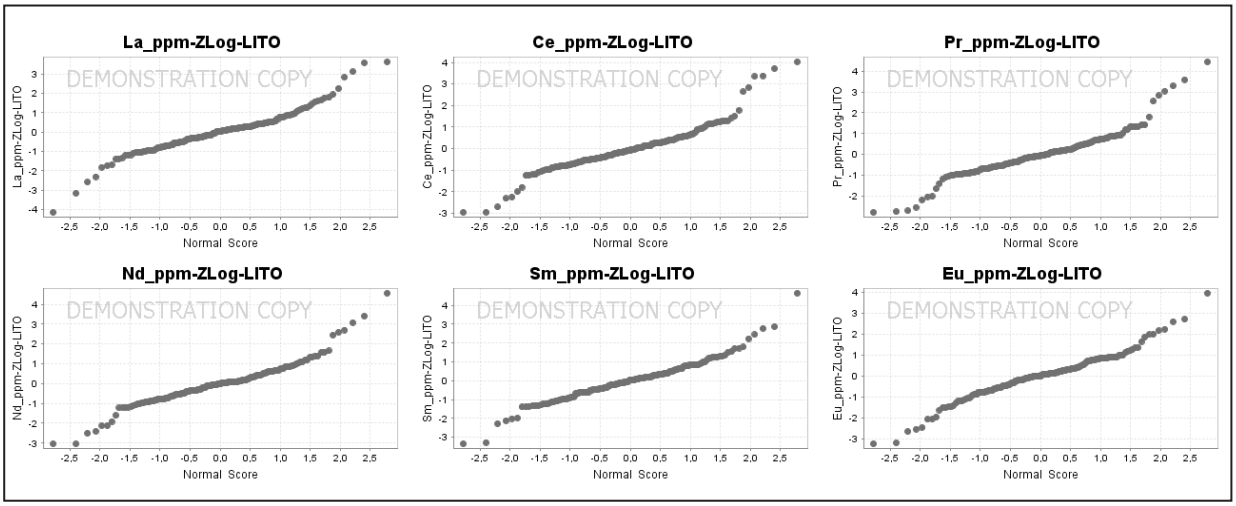


Figura 7.8 Probability plots de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Er.

El cerio (Ce) presenta hasta tres zonas de interés (figura 7.9b). La primera zona se ubica al sur del poblado de Patacancha al igual que la anomalía de La; aquí se observa valores entre 148 a 4850 ppm. La segunda zona anómala se observa en los alrededores del poblado de Yanama con un valor de 406 ppm. La tercera zona anómala se encuentra entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata con valores entre 332 y 461 ppm.

El praseodimio (Pr) presenta hasta tres zonas de interés de importancia (figura 7.9c). La primera zona anómala se ubica al sur del poblado de Patacancha, donde se observa valores entre 14 y 360 ppm, La segunda zona anómala se ubica en los alrededores del poblado de Yanama con un valor de 53 ppm. La tercera zona anómala se encuentra entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata con valores entre 38 y 55 ppm.

El neodimio (Nd) al igual que los anteriores presenta hasta tres zonas anómalas (figura 7.9d). La primera zona anómala se ubica al sur del poblado de Patacancha, donde se observa valores entre 55 y 465 ppm. La segunda zona anómala se ubica en los alrededores del poblado de Yanama con un valor de 197 ppm. La tercera zona anómala se encuentra entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata con valores entre 145 y 205 ppm. También se observa que al sureste del poblado de Patacancha se tiene un valor anómalo de 127 ppm conformado por una arenisca del Grupo Mitu.

El samario (Sm) presenta hasta tres zonas de interés (figura 7.9e). La primera zona anómala se ubica al sur del poblado de Patacancha, donde se observa valores entre 13 y 75 ppm. La segunda zona anómala se ubica en los alrededores del poblado de Yanama con un valor de 36.9 ppm. La tercera zona anómala se encuentra entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata con valores entre 28 y 39 ppm.

El europio (Eu) presenta hasta tres zonas de interés de importancia (figura 7.9 f). La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 7.7 ppm, albergada litológicamente por monzogranito, correspondiente al Plutón Choquetacarpo. La segunda zona anómala se ubica al este del poblado de Lucma, aquí se observa un valor moderado de 4.28 ppm relacionado litológicamente a una diorita del Plutón Chucuito. La tercera zona se ubica fuera del área de trabajo y muy próximo a los centros poblados de Pasaje y Rayampata, aquí se observa valores entre 4.8 y 6.2 ppm, donde litológicamente corresponden a sienogranitos.

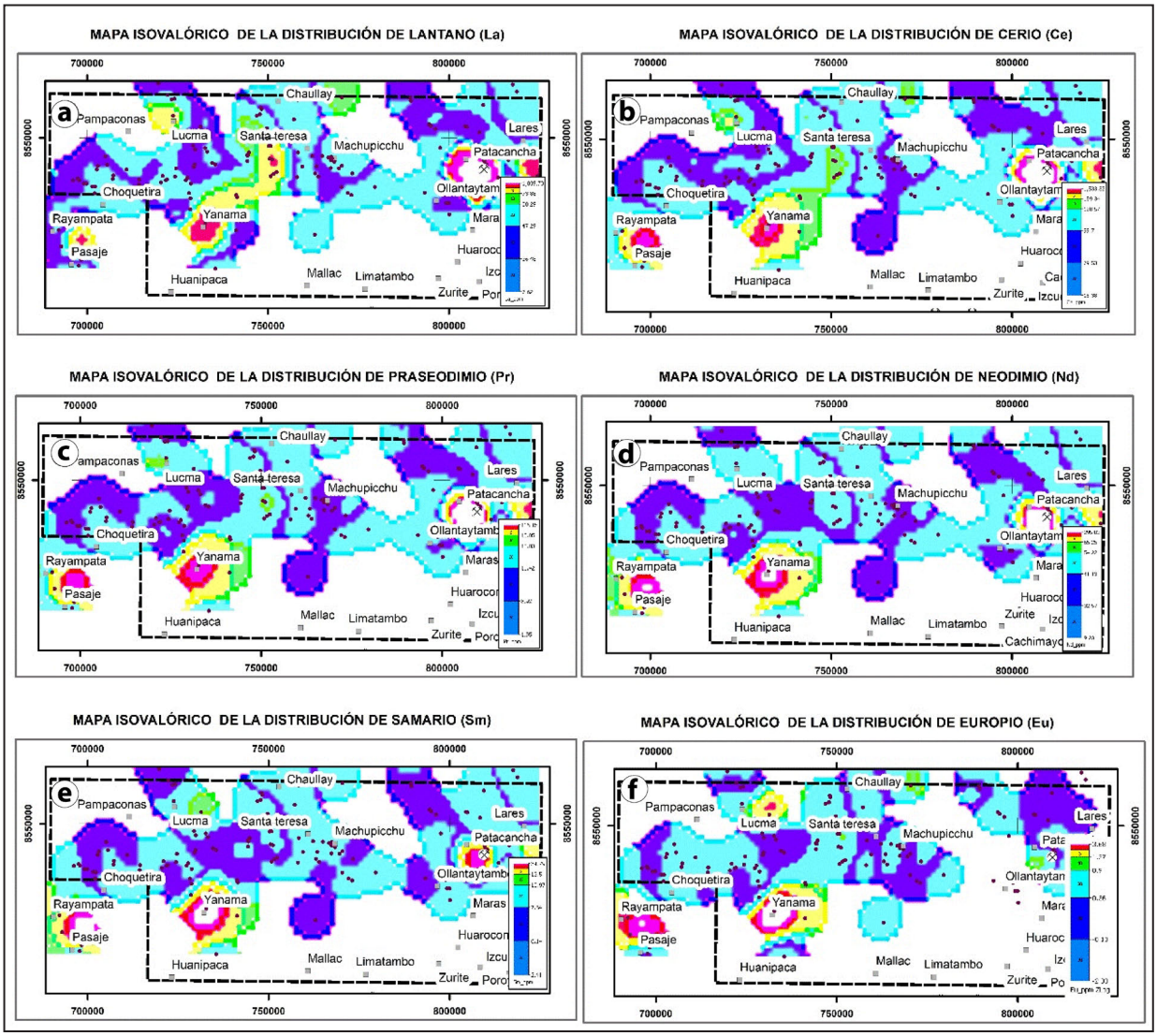


Figura 7.9 Mapas isovalóricos de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu.

Análisis de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu)

En el análisis geoquímico de tierras raras pesadas se obtuvo lo siguiente. En los gráficos de histogramas (figura 7.10) se observan una distribución normal de los seis elementos. Del mismo modo en los diagramas de Turkey Box (figura 7.11), el gadolinio (Gd) y el terbio (Tb) muestran anomalías por encima del 1.9 desviación estándar, mientras que el disprosio (Dy) presenta anomalías por encima de 2.01 desviación estándar; asimismo, el holmio (Ho), erbio (Er) y el lutecio (Lu) presentan valores anómalos por encima de 2.2, 2.4 y 2.5 desviación estándar. En los diagramas de Normal Probability Plots (figura 7.12), se corrobora lo mostrado por los Turkey Box, donde en el eje de las X se muestra los de desviación estándar, siendo anómalos los que se encuentran mayor al dos deviaciones (>2∂).

Mapas isovalóricos de tierras raras pesadas – HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu)

Los mapas de isovalores de tierras raras pesadas muestran lo siguiente. El gadolinio (Gd) presenta dos zonas de interés. La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 28.4 ppm. La segunda zona se ubica fuera del área de trabajo y muy próxima a los centros poblados de Pasaje y Rayampata, aquí se observa valores entre 22.6 y 30.5 ppm (figura 7.13a).

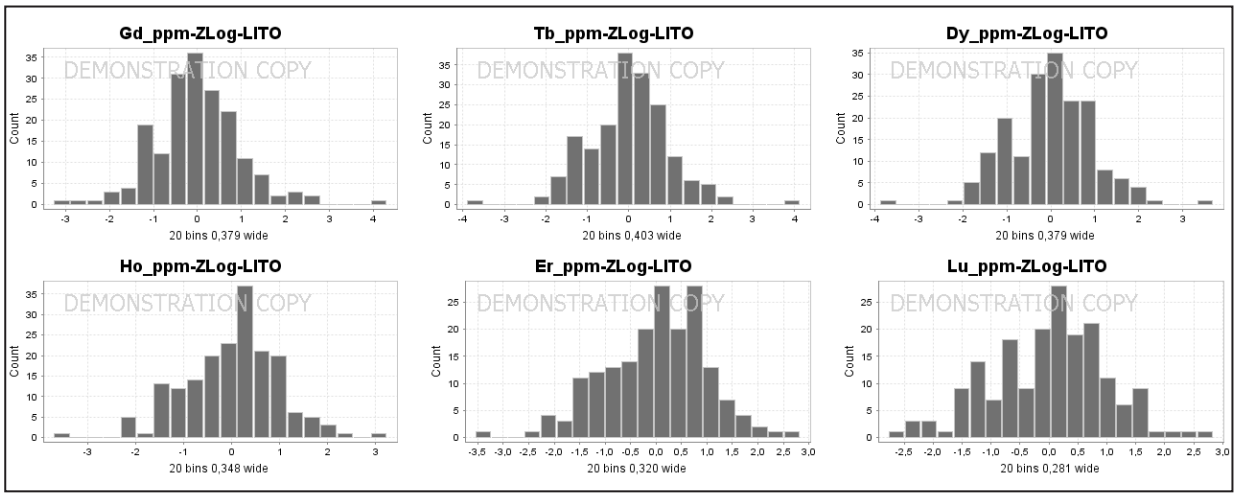


Figura 7.10 Histogramas de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

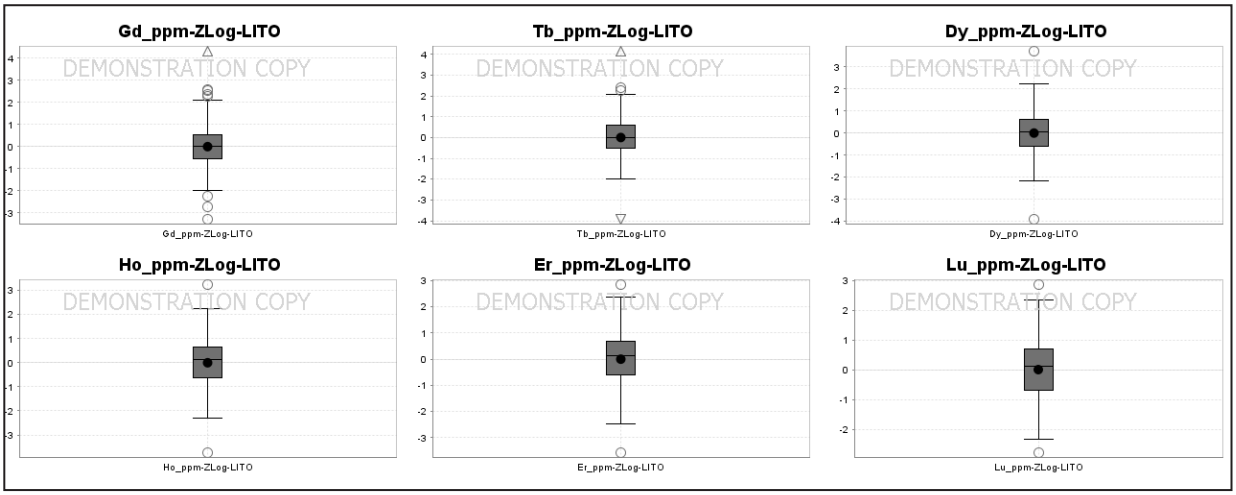


Figura 7.11 Turkey Box & Whisker Box de tierras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

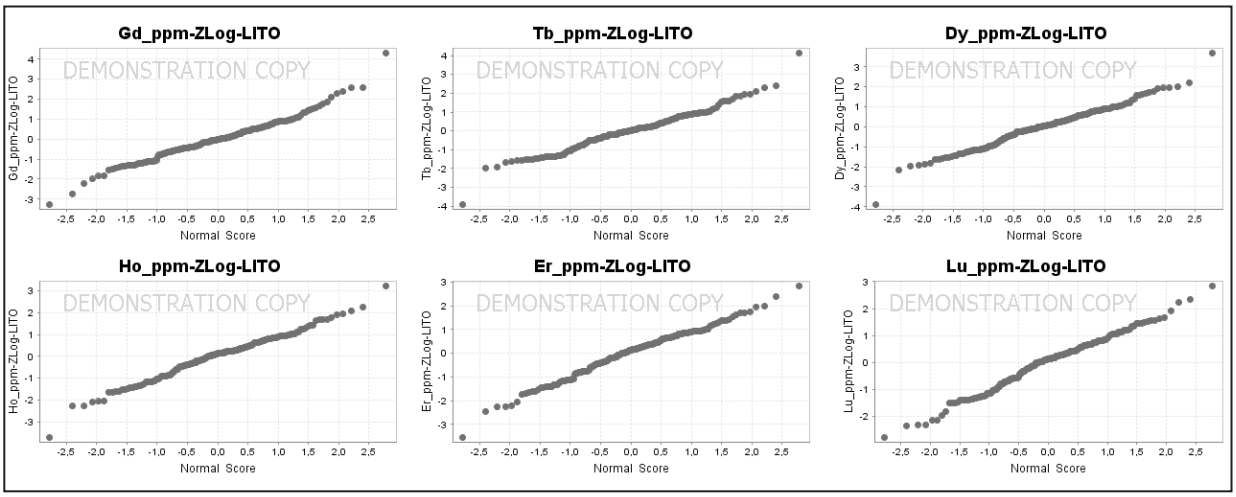


Figura 7.12 Probability plots de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

El terbio (Tb) presenta tres zonas de interés. La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 4.3 ppm. La segunda zona se ubica fuera del área de trabajo y muy próximo a los centros poblados de Pasaje y Rayampata, aquí se observa valores entre 3.4 y 4.7 ppm. También se observa una pequeña anomalía ubicada al este del poblado de Lucma, donde presenta un valor de 2.4 ppm (figura 7.13b).

El disprosio (Dy) presenta tres zonas de alto interés al igual el Tb. La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 23.2 ppm. La segunda zona se ubica fuera del área de trabajo y muy próximo a los centros poblados de Pasaje y Rayampata, aquí se observa valores entre 20.3 y 24.3 ppm. Por otro lado, también de observa una pequeña anomalía ubicada al este del poblado de Lucma, donde presenta un valor de 13.05 ppm (figura 7.13c). El holmio (Ho) presenta hasta tres zonas anómalas de importancia. La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 3.5 ppm albergada litológicamente por monzogranito, correspondiente al Plutón Choquetacarpo. La segunda zona anómala se ubica al este del poblado de Lucma, aquí se observa un valor moderado de 2.53 ppm relacionado litológicamente a una diorita del Plutón Chucuito. La tercera zona se ubica entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata fuera del área de trabajo, aquí se observa valores entre 3.7 y 4.6 ppm, donde litológicamente corresponden a sienogranitos (figura 7.13d).

El erbio (Er) presenta hasta tres zonas de interés al igual que el Ho. La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 8.5 ppm. La segunda zona anómala se ubica al este del poblado de Lucma, aquí se observa un valor moderado de 6.58 ppm. La tercera zona se ubica entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata fuera del área de trabajo, aquí se observa valores entre 9 y 13.3 ppm (figura 7.13e). El lutecio (Lu) presenta hasta dos zonas anómalas. La primera zona se ubica en los alrededores del poblado de Yanama, donde presenta un valor de 1.01 ppm. La segunda zona anómala se ubica entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata fuera del área de trabajo, aquí se observa valores entre 1.37 y 1.73 ppm (figura 7.13f).

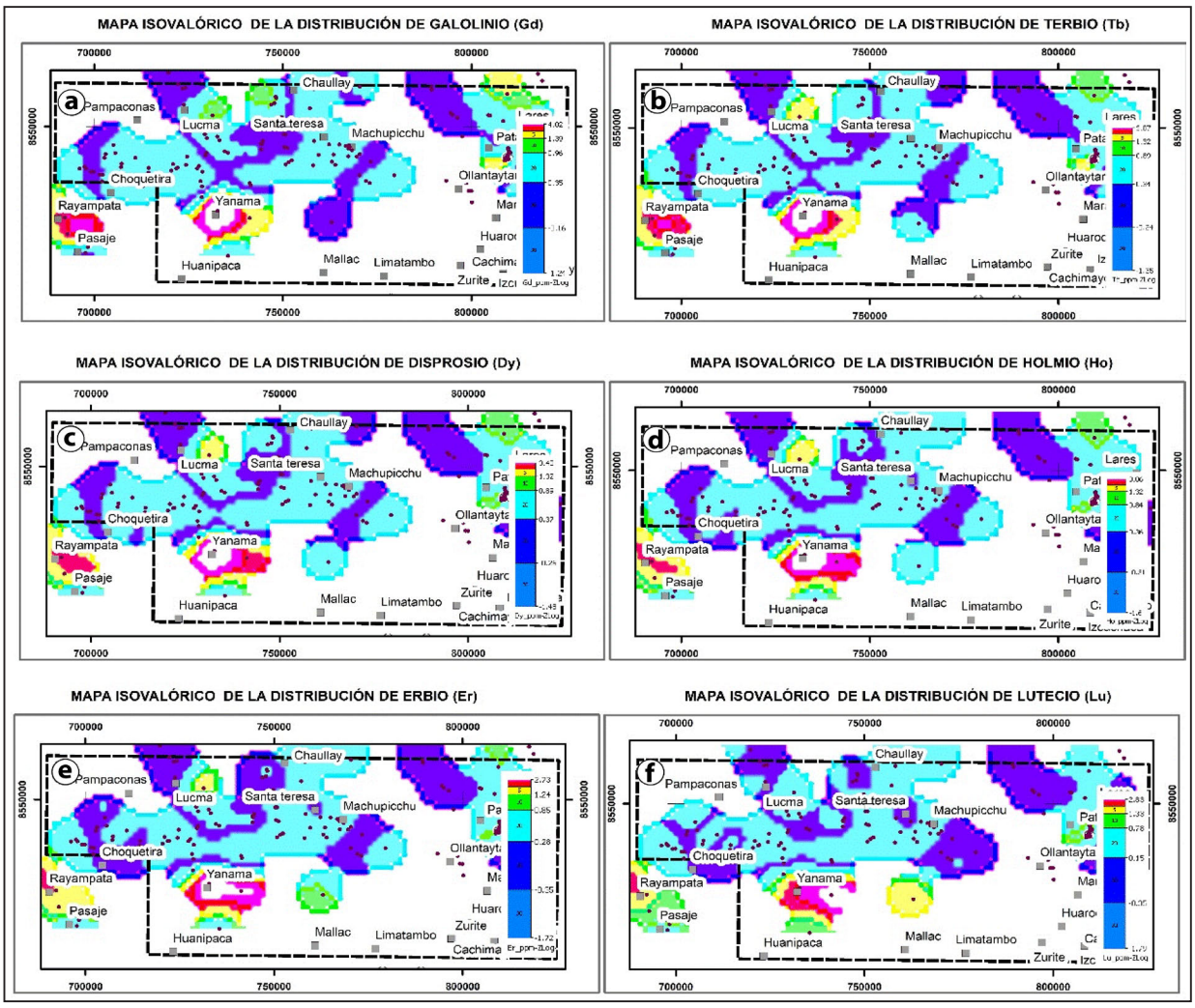


Figura 7.13 Mapas isovalóricos de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

Análisis de elementos Th, U, Ta y Cr

En el análisis geoquímico de estos elementos se obtuvo lo siguiente. En los gráficos de histogramas (figura 7.14) se observan que torio (Th) se encuentra sesgado hacia la derecha, el uranio (U) ligeramente sesgado hacia la izquierda, mientras que el tantalio (Ta) y el cromo (Cr) tienen comportamientos bimodales (figura 4.30). El modelo de diagramas de Turkey Box (figura 7.15) muestra para el Th, U, Ta y Cr valores anómalos con 2.27, 2.54, 2.72 y 2.74 por encima del rango intercuartílico, respectivamente. En los diagramas de Normal Probability Plots (figura 7.16), se corrobora lo mostrado por los Turkey Box donde en el eje de las X se muestra la desviación estándar, siendo anómalos los que se encuentran mayor al dos deviaciones (>2∂).

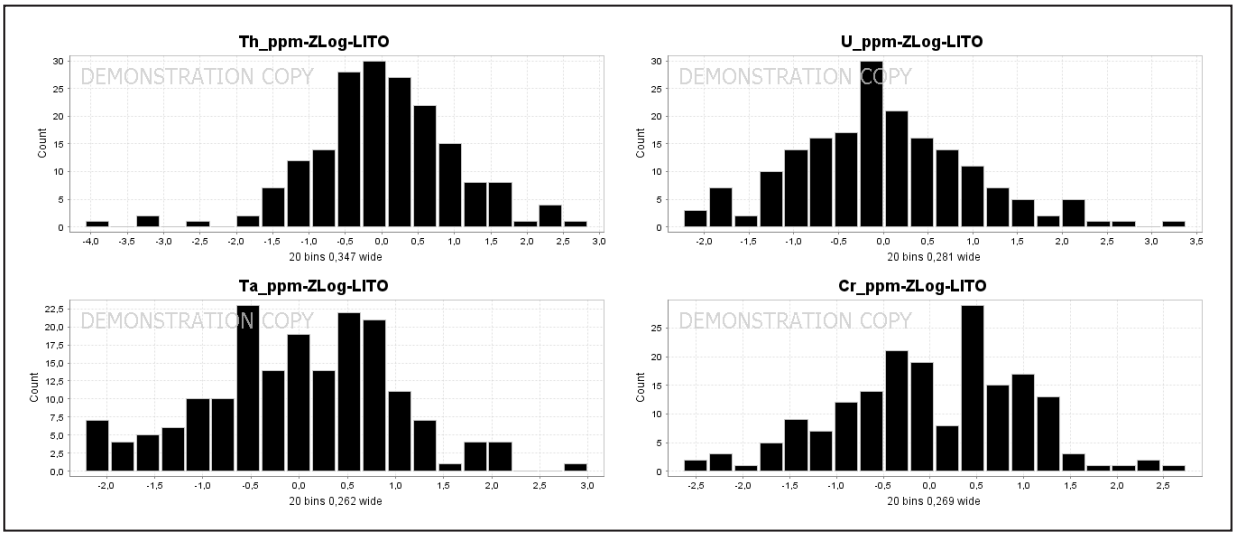


Figura 7.14 Histogramas de análisis de elementos Th, U, Ta y Cr.

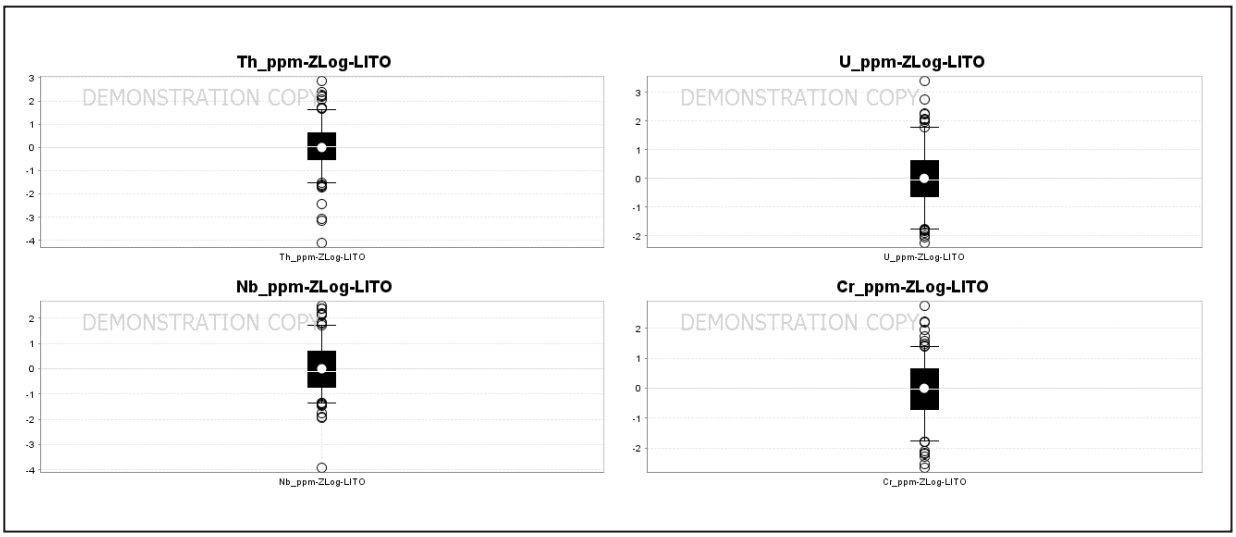


Figura 7.15 Turkey Box & Whisker Box de análisis de elementos Th, U, Ta y Cr.

Mapas isovalóricos de Th, U, Ta y Cr

Los mapas de isovalores de estos elementos muestran lo siguiente. El torio (Th) presenta hasta tres áreas de alto potencial y otras de tres consideradas moderadas a bajas. La primera zona se ubica al sur del poblado de Pampaconas, aquí se observa valores de 38 y 49 ppm, lo cual está relacionado litológicamente al monzogranito de Plutón Choquezafra. La segunda zona anómala se ubica cerca al poblado de Yanama, donde se observa valores de 37 y 40 ppm, litológicamente está constituido por granodioritas correspondiente al Plutón Choquetacarpo. La tercera zona anómala se encuentra fuera del área de trabajo, ubicada entre los centros poblados de Pasaje y Rayampata, aquí se observan valores de 51 y 77 ppm. Por otro lado, se observan también valores anómalos cerca de los poblados de Santa Teresa, Chaullay y Patacancha (figura 7.17a).

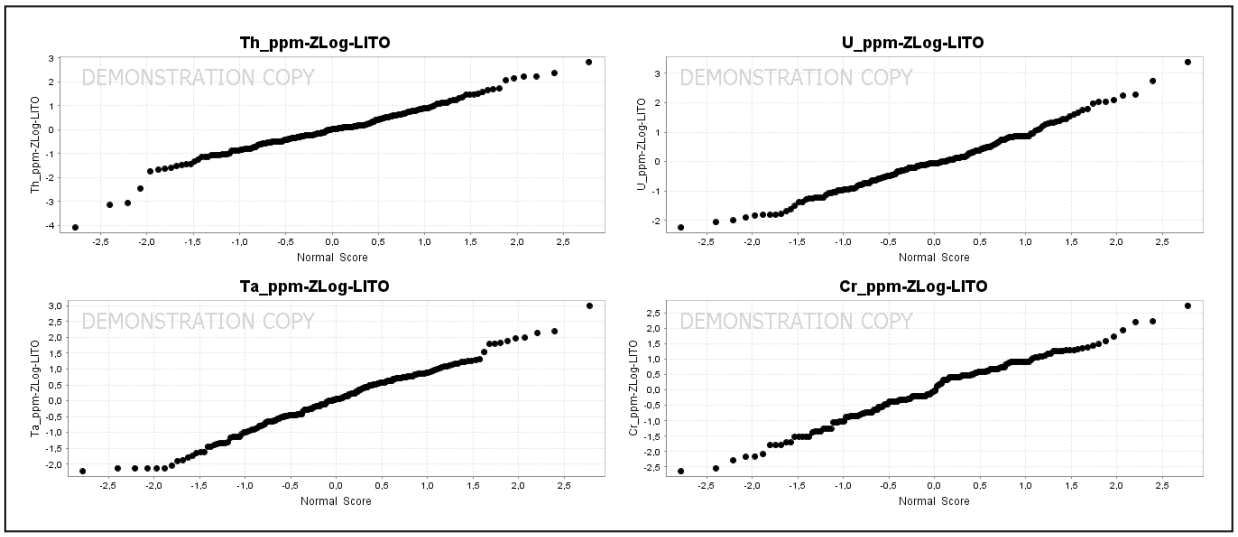


Figura 7.16 Probability plots de análisis de elementos Th, U, Ta y Cr

El uranio (U) presenta hasta tres zonas de interés. La primera zona se ubica al sur del poblado de Pampaconas donde se observa un valor de 10.1 ppm. La segunda zona anómala se ubica cerca al poblado de Yanama, donde se observa un valor de 9.3 ppm. La tercera zona anómala se encuentra al oeste del poblado de Santa Teresa, donde se observa una muestra con un valor anómalo de 32.4 ppm, la cual está albergada en el granito del Plutón Yanatile. También se han podido observar anomalías como lo observado al sur del poblado de Patacancha y alrededor de los centros poblados de Pasaje y Rayampata (figura 7.17b).

El tantalio (Ta) presenta hasta tres zonas anómalas. La primera zona anómala se ubica tanto al norte como al sur del poblado de Yanama, donde se observa valores entre 5.6 y 6.83 ppm. La segunda zona se ubica al sur del poblado de Pampaconas, donde se observa un valor de 4.67 ppm. La tercera zona anómala se ubica al este del poblado Chaullay, donde se observa un valor de 6.44 ppm (figura 7.17c).

El cromo (Cr) presenta hasta tres zonas de interés. La primera zona anómala se ubica al sur del poblado de Santa Teresa, donde se observa un valor de 506 ppm. La segunda zona se ubica al sur del poblado de Patacancha, donde se observa un valor de 470 ppm. La tercera zona anómala se ubica al este del centro poblado de Pasaje, donde se observa un valor de 378 ppm (figura 7.17d).

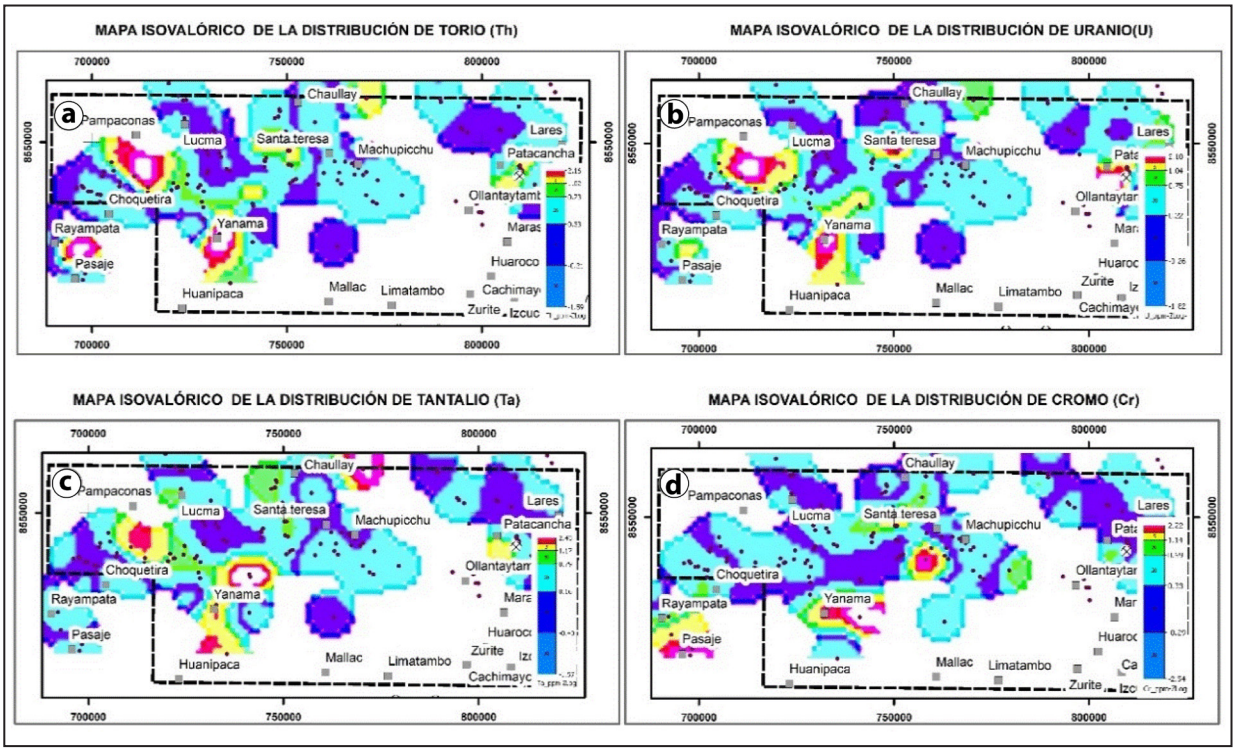


Figura 7.17 Mapas isovalóricos de Th, U, Ta y Cr.

Resultados para siderófilos

Este tipo de elementos tienen afinidad por el fierro, concentrados en el núcleo de la tierra. Del análisis de la data geoquímica, por diferentes métodos se ha podido determinar algunas anomalías dentro de esta clasificación como son; Ni, Zn, W, y Cu.

Los gráficos de histogramas (figura 7.18) se observan que estos elementos tienen comportamientos bimodales. El modelo de diagramas de Turkey Box (figura 7.19) muestra para el Ni, Zn, W, y Cu valores anómalos con 1.67, 1.76, 1.63 y 1.35 por encima del rango intercuartílico, respectivamente. En los diagramas de Normal Probability Plots (figura 7.20), se corrobora lo mostrado por los Turkey Box, en el eje de las X se muestra la desviación estándar, siendo anómalos los que se encuentran mayor al dos deviaciones (>2∂).

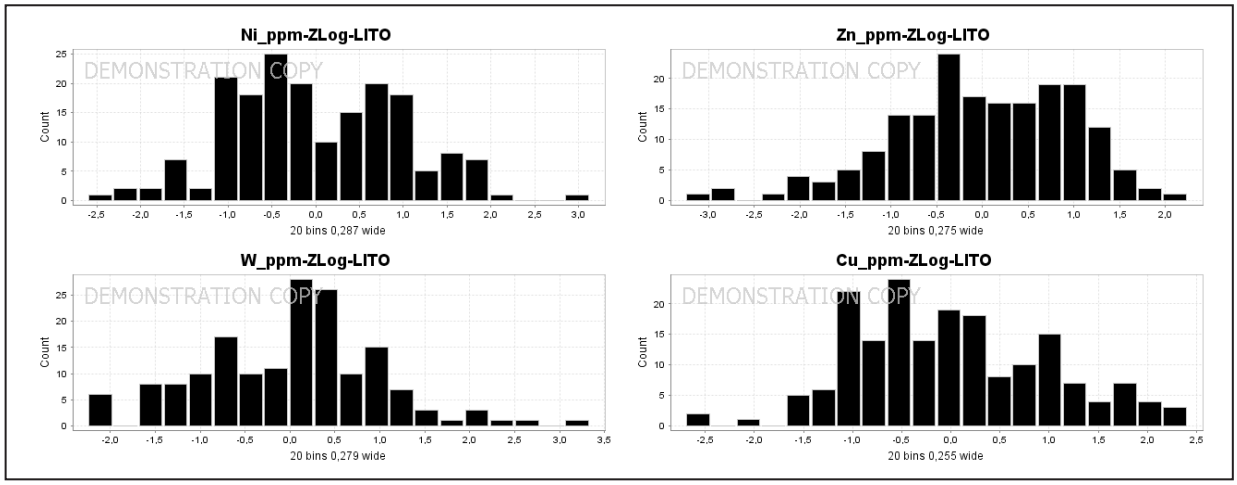


Figura 7.18 Histogramas de análisis de Ni, Zn, W y Cu.

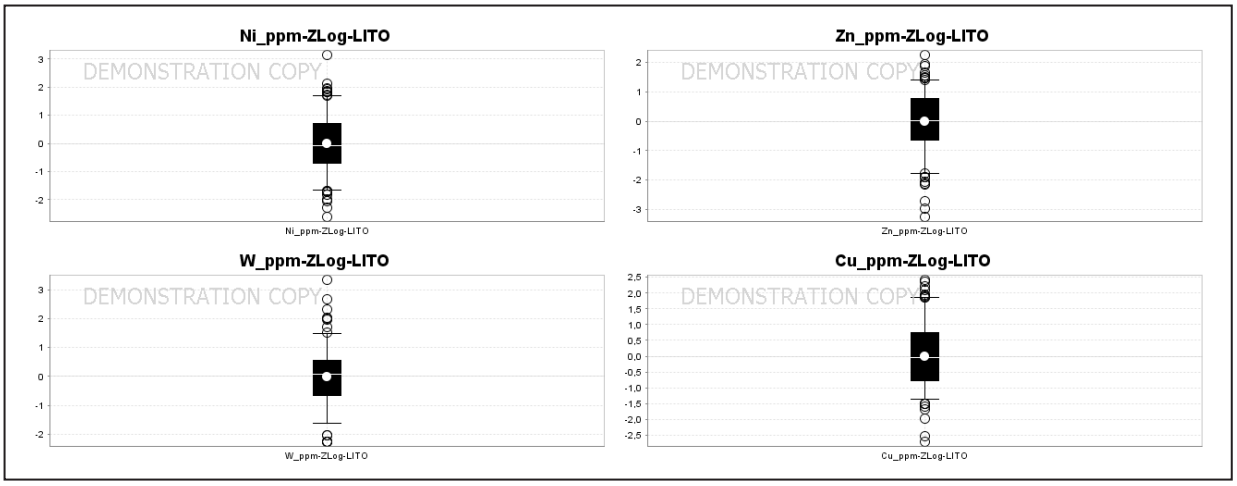


Figura 7.19 Turkey Box & Whisker Box de análisis de Ni, Zn, W y Cu.

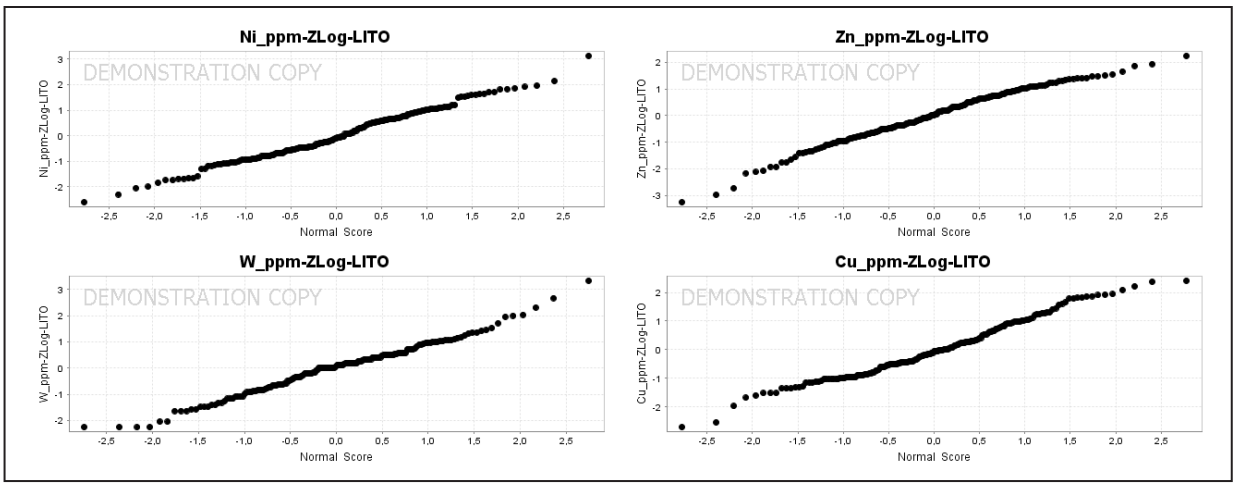


Figura 7.20 Probability plots de análisis de análisis de Ni, Zn, W y Cu.

Mapas isovalóricos de Ni, Zn, W y Cu

Los mapas de isovalores de estos elementos muestran lo siguiente: el níquel (Ni) presenta hasta cuatro zonas de interés (figura 7.21a). La primera anomalía se ubica hacia el norte del poblado de Lares, donde litológicamente corresponde a un esquisto del Grupo San José (con un valor de 120.5 ppm). La segunda anomalía y la más importante se ubica al sur del poblado de Patacancha, la cual está relacionada al prospecto Capacsaya conformado litológicamente por riolitas y andesitas correspondientes al Grupo Ambo (valores entre 120 y 1695 ppm). La tercera anomalía se ubica al este del poblado de Maras, donde está conformado por una andesita perteneciente al Grupo Mitu (con un valor de 179 ppm). Finalmente, la cuarta anomalía se ubica al sur del poblado de Santa Teresa, donde litológicamente corresponde a una diorita del Plutón Chucuito (con un valor de 238 ppm).

El zinc (Zn) presenta hasta dos zonas de interés (figura 7.21b). La primera se ubica al noroeste del poblado de Lares, donde corresponde litológicamente a una pizarra del Grupo San José (con un valor de 187 ppm). La segunda anomalía se ubica al este del poblado de Chaullay, donde litológicamente corresponde a una diorita del Plutón Chucuito (con un valor de 206 ppm). También se observan algunas anomalías bajas como lo observado al este de los poblados de Lucma y Choquetira.

El tungsteno (W), en el área de trabajo, solo presenta una anomalía (figura 7.21c), ubicada al sureste del poblado de Patacancha, el cual está relacionado a la mineralización del prospecto Capacsaya con valores de 10 a 1155 ppm.

El cobre (Cu) presenta dos zonas de interés (figura 7.21d). La primera ubicada al sureste del poblado de Patacancha, la cual al igual que el O está relacionada al prospecto Capacsaya,

donde se observa valores de 63 a 1000 ppm. La segunda zona anómala se ubica al este del poblado de Lucma, donde litológicamente está relacionada a una diorita correspondiente al Plutón Chucuito, el cual indica valores de 361 ppm.

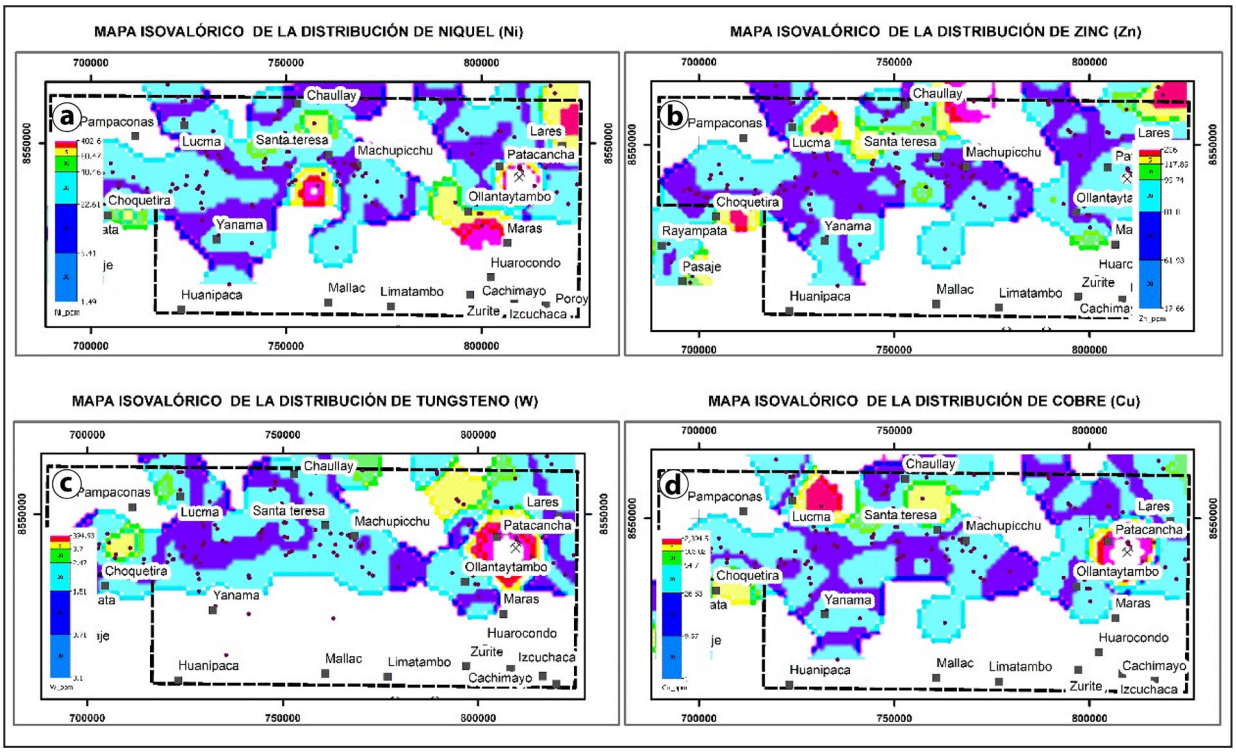


Figura 7.21 Mapas isovalóricos de Ni, Zn, W y Cu.

Resultados para calcófilos

Este tipo de elementos tienen afinidad al azufre, concentrados en sulfuros. Del análisis de la data geoquímica, por los métodos de histogramas, turkey box y probabily plots se han podido determinar algunas anomalías como, por ejemplo, Be, Ga, Pb, Bi y Mo. A continuación, se describirá solo al Mo y al Pb, debido a la importancia económica que representan estos elementos.

Los gráficos de histogramas se observan que estos elementos tienen comportamientos bimodales (figura 7.22). El modelo de diagramas de Turkey Box (figura 7.23) muestra para el Mo y Pb valores anómalos con 1.52 y 1.55 por encima del rango intercuartílico, respectivamente. En los diagramas de Normal Probability Plots (figura 7.24), se corrobora lo mostrado por los Turkey Box, donde en el eje de las X se muestra la desviación estándar, siendo anómalos los que se encuentran mayor al dos deviaciones (>2∂).

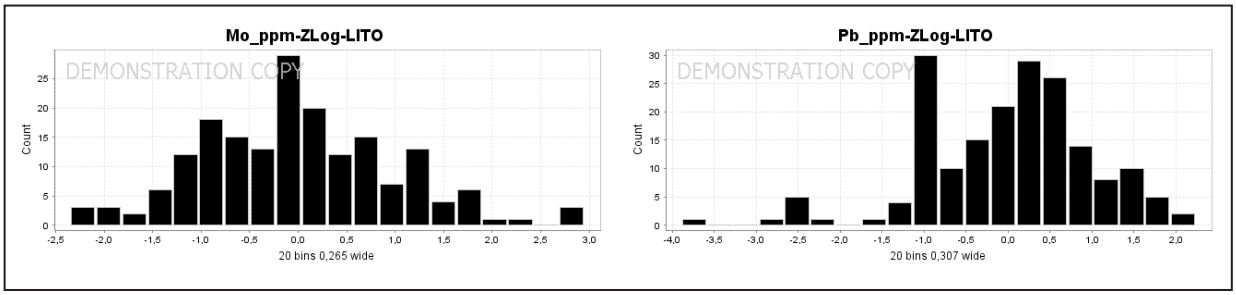


Figura 7.22 Histogramas de análisis de Mo y Pb.

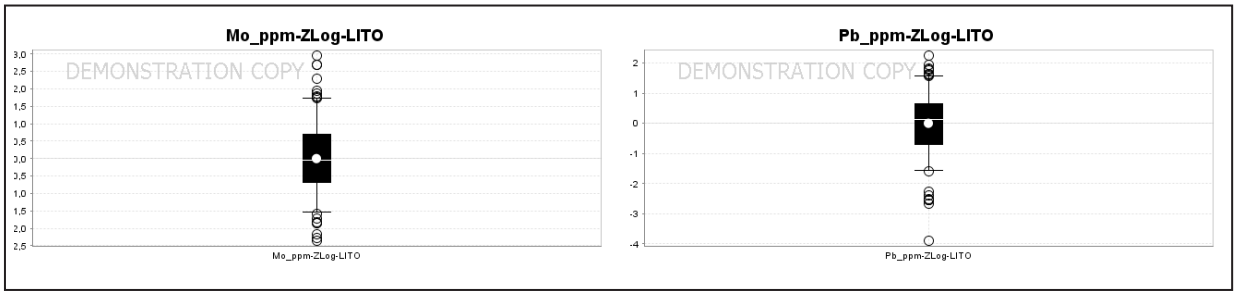


Figura 7.23 Turkey Box & Whisker Box de análisis de Mo y Pb.

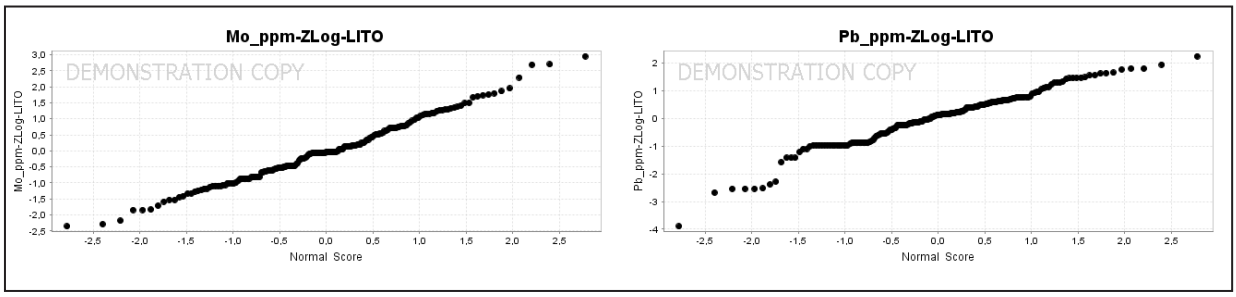


Figura 7.24 Probability plots de análisis de análisis de Mo y Pb.

Mapas isovalóricos de Mo y Pb

Los mapas de isovalores de estos elementos muestran lo siguiente: el molibdeno (Mo) presenta hasta cuatro zonas de interés (figura 7.25a). El primero se ubica hacia al sureste del poblado de Patacancha, donde litológicamente corresponde a riolitas del Grupo Ambo, aquí se observa valores entre 14 y 425 ppm. La segunda anomalía se encuentra al noreste del poblado de Machupicchu, donde los valores se encuentran entre 3 a 4 ppm, albergadas en sienogranitos del Plutón Cirialo Concevidayoc. La tercera zona anómala se ubica al suroeste del poblado de Chaullay, donde presenta un valor de 4.4 ppm, albergada en un monzogranito del Plutón Choquetacarpo. La cuarta zona anómala se ubica al sur de Pampaconas, presenta un valor de 4.4 ppm, donde litológicamente corresponde a un monzogranito del Plutón Choquezafra.

El plomo (Pb) presenta hasta tres zonas de interés. La primera zona anómala se ubica al noreste del poblado de Lares; aquí se observa una muestra con un valor de 32. 2 ppm, la cual está albergada en monzogranitos del Plutón Quilloc Mesapelada. La segunda zona anómala se ubica al este del poblado de Chaullay, presenta un valor de 38 ppm relacionado a una diorita del Plutón Chucuito. La tercera zona anómala se ubica al oeste del poblado de Santa Teresa, donde se observa un valor de 45 ppm; está albergada en un monzogranito del Plutón Yanatile (figura 7.25b).

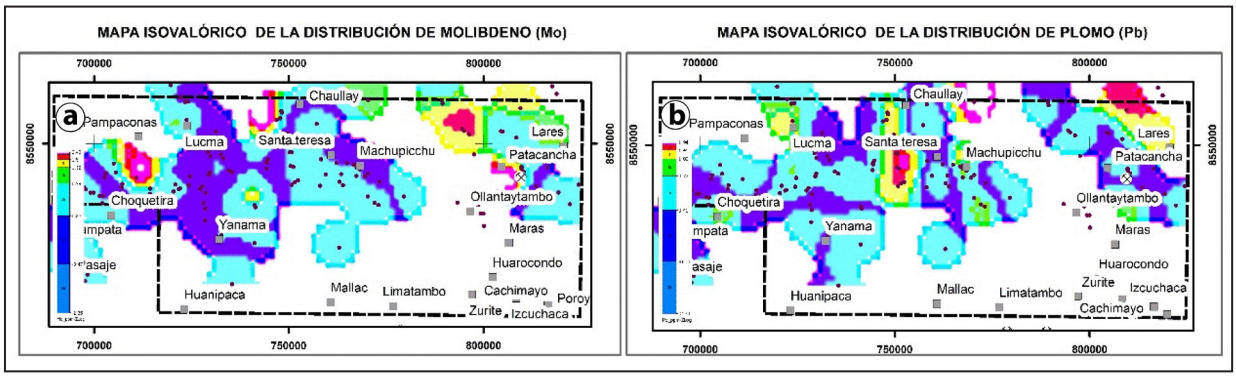


Figura 7.25 Mapas isovalóricos de Mo y Pb.

Resultados del análisis multivariado

Matriz de correlación de Spearman. Para la correlación de Spearman (figura 7.26), un valor absoluto de 1 indica que los datos ordenados por rango son perfectamente lineales para la elaboración de esta matriz, se emplearon únicamente datos de geoquímica de rocas.

El valor del coeficiente de correlación puede variar de −1 a +1. Mientras mayor sea el valor absoluto del coeficiente, más fuerte será la relación entre las variables. De esta manera se aprecian las siguientes correlaciones.

Muy buena correlación. Ta-Nb, Pr-Ce, Nd-Ce, Nd-Pr, Sm-Nd, Gd-Sm, Tb-Gd, Dy-Gd, Dy-Tb, Y-Tb, Y-Dy, Ho-Tb, Ho-Dy, Ho-Y, Er-Tb, Er-Dy, Er-Y, Er-Ho, Yb-Y, Yb-Ho, Yb-Er, Lu-Y, Lu-Ho, Lu-Er, Lu-Yb, Tm-Dy, Tm-Y, Tm-Ho, Tm-Er, Tm-Yb y Tm-Lu. Todas estas correlaciones corresponden principalmente a tierras raras ligeras, intermedias y pesadas.

Buena correlación. Ce-La, Pr-La, Sm-Pr, Gd-Pr, Gd-Nd, Tb-Sm, Dy-Sm, Y-Sm, Y-Gd- Ho-Sm, Ho-Gd, Er-Gd, Yb-Tb, Yb-Dy, Lu-Tb, Lu-Dy, Tm-Gd, Tm-Tb. Estas también corresponden principalmente a tierras raras ligeras, intermedias y pesadas. Otra correlación considerada buena se tiene al Ni-Co.

Moderada correlación. Nd-La, Sm-La, Sm-Ce, Eu-Zn, Eu-Ce, Eu-Pr, Eu-Nd, Eu-Sm, Gd-Sc, Ga-Ce, Tb-Sc, Tb-Sn, Tb-Ce, Tb-Pr, Tb-Nd, Dy-Sc, Dy-Sn, Dy-Pr, Dy-Nd, Y-Sn, Y-Pr, Y-Nd, Ho-Sc, Ho-Sn, Ho-Pr, Ho-Nd, Er-Sn, Er-Pr, Er-Nd, Er-Sm, Yb-Nd, Yb-Sm, Yb-Gd, Lu-Sm, Lu-Gd, Tm-Nd. Estas corresponden también principalmente a tierras raras ligeras, intermedias y pesadas. Otra correlación considerada moderada se tiene al Co-Sc, Cr-Sc, Cr-Co, Ni-Sc, Cu-Co, Cu-Ni, W-Mo, U-Th, Nb-Th y Ta-Th.

Análisis de componentes principales - PCA. Es una técnica multivariada que obtiene regresiones lineales para un grupo de variables que se correlacionan. Los PCA generan trenes mediante elipsoides; en el eje mayor o PC1 es donde la mayor proporción de los datos está alojada y donde vamos a tener las tendencias o trenes principales de nuestra data, mientras que en los otros dos ejes PC2 y PC3 representan otros trenes de correlación asociados a diferentes procesos (geológicamente). Mediante este análisis obtendremos elementos guías (*pathfinders*), los cuales están asociados a un depósito mineral.

El análisis del PC1 con un grado de incidencia de 28. 91 % muestra elementos *pathfinders* relacionados a litófilos específicamente a tierras raras entre ellos tenemos al Ho, Tb, Er, Eu, Gd y Sm (figura 7.27), mientras que el PC2 cuenta con un grado de incidencia de 18.07 %; estos relacionados a elementos liófilos como es el caos del Ta, Th, U y calcófilos representados por el Be y Mo. Finalmente, el PC3 tiene un grado de incidencia de 13.61 %, donde se tiene elementos *pathfinders* principalmente calcófilos representados por el Sr y Ba (figura 7.28).

[Visible]

Spearm...	Sc_p...	Co_...	Cr_p...	Ni_p...	Cu_p...	Mo_p...	Zn_p...	Pb_p...	Sn_p...	W_p...	Th_p...	U_p...	Nb_p...	Ta_...	La_p...	Ce_p...	Pr_p...	Nd_p...	Sm_p...	Eu_p...	Gd_p...	Tb_p...	Dy_p...	Y_p...	Ho_...	Er_...	Yb_...	Lu_p...	Tm_...
Sc_ppm...	1	0.6	0.63	0.57	0.47	-0.2	0.46	-0.12	0.2	0.022	-0.36	-0.39	-0.29	-0.4	-0.082	0.11	0.24	0.35	0.46	0.47	0.53	0.54	0.52	0.45	0.5	0.44	0.37	0.33	0.39
Co_ppm...	0.6	1	0.61	0.88	0.71	-0.046	0.45	-0.11	-0.019	0.073	-0.43	-0.19	-0.26	-0.39	-0.051	0.089	0.17	0.24	0.27	0.47	0.32	0.32	0.31	0.28	0.3	0.28	0.24	0.24	0.25
Cr_ppm-...	0.63	0.61	1	0.71	0.45	-0.055	0.14	-0.27	-0.035	0.14	-0.19	-0.12	-0.19	-0.29	-0.029	0.081	0.18	0.26	0.29	0.33	0.34	0.35	0.33	0.31	0.32	0.3	0.3	0.28	0.31
Ni_ppm-...	0.57	0.88	0.71	1	0.65	-0.052	0.44	-0.02	-0.094	0.07	-0.35	-0.15	-0.28	-0.39	0.014	0.13	0.21	0.28	0.29	0.48	0.32	0.29	0.26	0.22	0.24	0.2	0.16	0.16	0.18
Cu_ppm...	0.47	0.71	0.45	0.65	1	0.14	0.35	-0.064	0.21	0.23	-0.19	-0.076	-0.2	-0.29	0.086	0.17	0.24	0.29	0.33	0.34	0.37	0.37	0.37	0.36	0.37	0.35	0.32	0.31	0.34
Mo_ppm...	-0.2	-0.046	-0.055	-0.052	0.14	1	-0.25	-0.039	0.2	0.5	0.25	0.39	0.35	0.28	0.36	0.22	0.2	0.16	0.1	-0.061	0.11	0.06	0.061	0.063	0.055	0.052	0.063	0.071	0.061
Zn_ppm...	0.46	0.45	0.14	0.44	0.35	-0.25	1	0.3	0.056	-0.27	-0.17	-0.32	-0.1	-0.23	0.15	0.26	0.3	0.33	0.31	0.57	0.29	0.2	0.15	0.062	0.12	0.037	-0.058	-0.079	-0.03
Pb_ppm...	-0.12	-0.11	-0.27	-0.02	-0.064	-0.039	0.3	1	0.16	-0.19	0.11	0.051	0.065	0.11	0.14	-0.0012	-0.032	-0.067	-0.12	0.024	-0.15	-0.22	-0.28	-0.35	-0.32	-0.38	-0.46	-0.49	-0.42
Sn_ppm...	0.2	-0.019	-0.035	-0.094	0.21	0.2	0.056	0.16	1	0.65	0.12	0.079	-0.042	0.017	0.022	0.16	0.26	0.31	0.47	-0.058	0.49	0.55	0.56	0.52	0.52	0.51	0.48	0.46	0.49
W_ppm-...	0.022	0.073	0.14	0.07	0.23	0.5	-0.27	-0.19	0.65	1	0.19	0.4	-0.02	0.0033	0.085	0.12	0.2	0.23	0.31	-0.16	0.34	0.37	0.4	0.42	0.39	0.42	0.45	0.46	0.44
Th_ppm...	-0.36	-0.43	-0.19	-0.35	-0.19	0.25	-0.17	0.11	0.12	0.19	1	0.66	0.52	0.53	0.49	0.4	0.36	0.28	0.18	-0.093	0.082	0.017	-9.69...	0.011	-0.012	0.018	0.039	0.038	0.031
U_ppm-...	-0.39	-0.19	-0.12	-0.15	-0.076	0.39	-0.32	0.051	0.079	0.4	0.66	1	0.44	0.49	0.37	0.27	0.24	0.18	0.13	-0.17	0.063	0.028	0.031	0.071	0.031	0.081	0.12	0.13	0.1
Nb_ppm...	-0.29	-0.26	-0.19	-0.28	-0.2	0.35	-0.1	0.065	-0.042	-0.02	0.52	0.44	1	0.92	0.38	0.25	0.19	0.13	0.023	0.064	-0.029	-0.094	-0.12	-0.13	-0.13	-0.13	-0.11	-0.094	-0.12
Ta_ppm...	-0.4	-0.39	-0.29	-0.39	-0.29	0.28	-0.23	0.11	0.017	0.0033	0.53	0.49	0.92	1	0.27	0.12	0.051	-0.012	-0.1	-0.12	-0.17	-0.2	-0.22	-0.2	-0.22	-0.2	-0.15	-0.12	-0.17
La_ppm...	-0.082	-0.051	-0.029	0.014	0.086	0.36	0.15	0.14	0.022	0.085	0.49	0.37	0.38	0.27	1	0.89	0.8	0.7	0.51	0.43	0.41	0.27	0.21	0.18	0.19	0.16	0.12	0.11	0.13
Ce_ppm...	0.11	0.089	0.081	0.13	0.17	0.22	0.26	-0.0012	0.16	0.12	0.4	0.27	0.25	0.12	0.89	1	0.96	0.9	0.75	0.61	0.64	0.51	0.45	0.4	0.43	0.39	0.34	0.32	0.35
Pr_ppm-...	0.24	0.17	0.18	0.21	0.24	0.2	0.3	-0.032	0.26	0.2	0.36	0.24	0.19	0.051	0.8	0.96	1	0.98	0.88	0.68	0.78	0.65	0.59	0.53	0.56	0.51	0.45	0.42	0.47
Nd_ppm...	0.35	0.24	0.26	0.28	0.29	0.16	0.33	-0.067	0.31	0.23	0.28	0.18	0.13	-0.012	0.7	0.9	0.98	1	0.94	0.72	0.86	0.75	0.68	0.61	0.64	0.59	0.51	0.48	0.53
Sm_pp...	0.46	0.27	0.29	0.29	0.33	0.1	0.31	-0.12	0.47	0.31	0.18	0.13	0.023	-0.1	0.51	0.75	0.88	0.94	1	0.68	0.95	0.89	0.84	0.76	0.79	0.74	0.64	0.61	0.68
Eu_ppm...	0.47	0.47	0.33	0.48	0.34	-0.061	0.57	0.024	-0.058	-0.16	-0.093	-0.17	0.064	-0.12	0.43	0.61	0.68	0.72	0.68	1	0.66	0.56	0.5	0.4	0.46	0.38	0.28	0.26	0.32
Gd_ppm...	0.53	0.32	0.34	0.32	0.37	0.11	0.29	-0.15	0.49	0.34	0.082	0.063	-0.029	-0.17	0.41	0.64	0.78	0.86	0.95	0.66	1	0.96	0.92	0.86	0.88	0.82	0.72	0.68	0.76
Tb_ppm...	0.54	0.32	0.35	0.29	0.37	0.06	0.2	-0.22	0.55	0.37	0.017	0.028	-0.094	-0.2	0.27	0.51	0.65	0.75	0.89	0.56	0.96	1	0.98	0.93	0.96	0.91	0.83	0.79	0.86
Dy_ppm...	0.52	0.31	0.33	0.26	0.37	0.061	0.15	-0.28	0.56	0.4	-9.69...	0.031	-0.12	-0.22	0.21	0.45	0.59	0.68	0.84	0.5	0.92	0.98	1	0.97	0.99	0.96	0.88	0.85	0.91
Y_ppm-...	0.45	0.28	0.31	0.22	0.36	0.063	0.062	-0.35	0.52	0.42	0.011	0.071	-0.13	-0.2	0.18	0.4	0.53	0.61	0.76	0.4	0.86	0.93	0.97	1	0.99	0.99	0.95	0.92	0.96
Ho_ppm...	0.5	0.3	0.32	0.24	0.37	0.055	0.12	-0.32	0.52	0.39	-0.012	0.031	-0.13	-0.22	0.19	0.43	0.56	0.64	0.79	0.46	0.88	0.96	0.99	0.99	1	0.98	0.93	0.9	0.95
Er_ppm-...	0.44	0.28	0.3	0.2	0.35	0.052	0.037	-0.38	0.51	0.42	0.018	0.081	-0.13	-0.2	0.16	0.39	0.51	0.59	0.74	0.38	0.82	0.91	0.96	0.99	0.98	1	0.97	0.95	0.98
Yb_ppm...	0.37	0.24	0.3	0.16	0.32	0.063	-0.058	-0.46	0.48	0.45	0.039	0.12	-0.11	-0.15	0.12	0.34	0.45	0.51	0.64	0.28	0.72	0.83	0.88	0.95	0.93	0.97	1	0.99	0.99
Lu_ppm...	0.33	0.24	0.28	0.16	0.31	0.071	-0.079	-0.49	0.46	0.46	0.038	0.13	-0.094	-0.12	0.11	0.32	0.42	0.48	0.61	0.26	0.68	0.79	0.85	0.92	0.9	0.95	0.99	1	0.98
Tm_pp...	0.39	0.25	0.31	0.18	0.34	0.061	-0.03	-0.42	0.49	0.44	0.031	0.1	-0.12	-0.17	0.13	0.35	0.47	0.53	0.68	0.32	0.76	0.86	0.91	0.96	0.95	0.98	0.99	0.98	1

0.9 - 1	Muy buena correlación
0.75 - 0.9	Buena correlación
0.5 - 0.75	Moderada correlación

Figura 7.26 Matriz de correlación de Spearman.

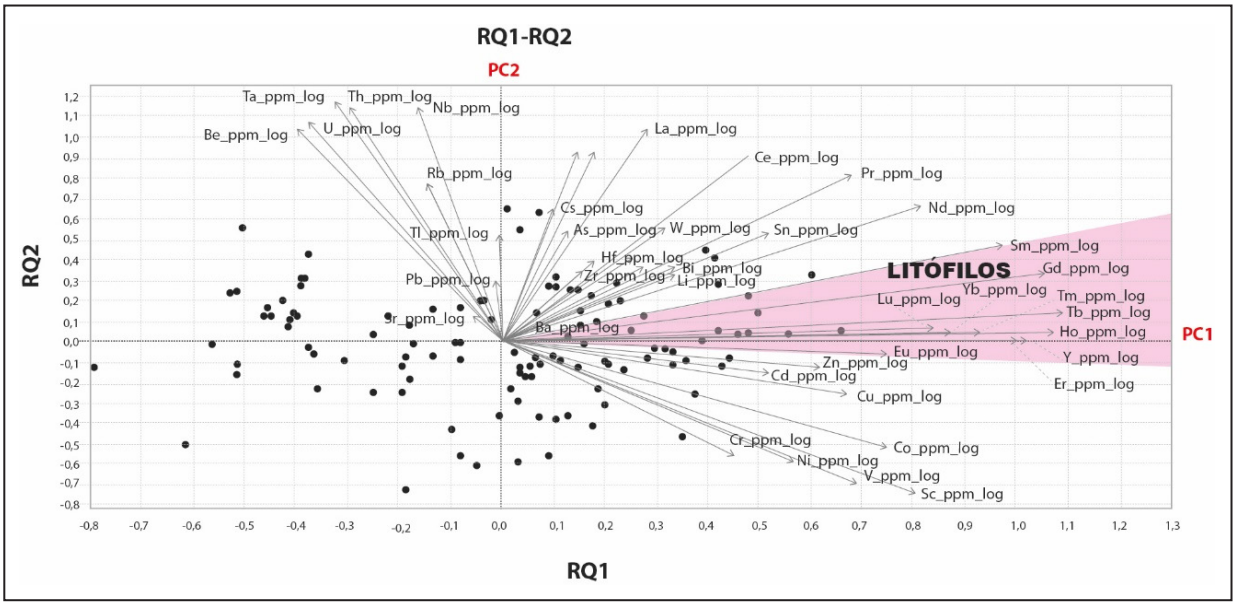


Figura 7.27 Análisis de componente principal del PC1 con una incidencia de 28.91 % de la data geoquímica.

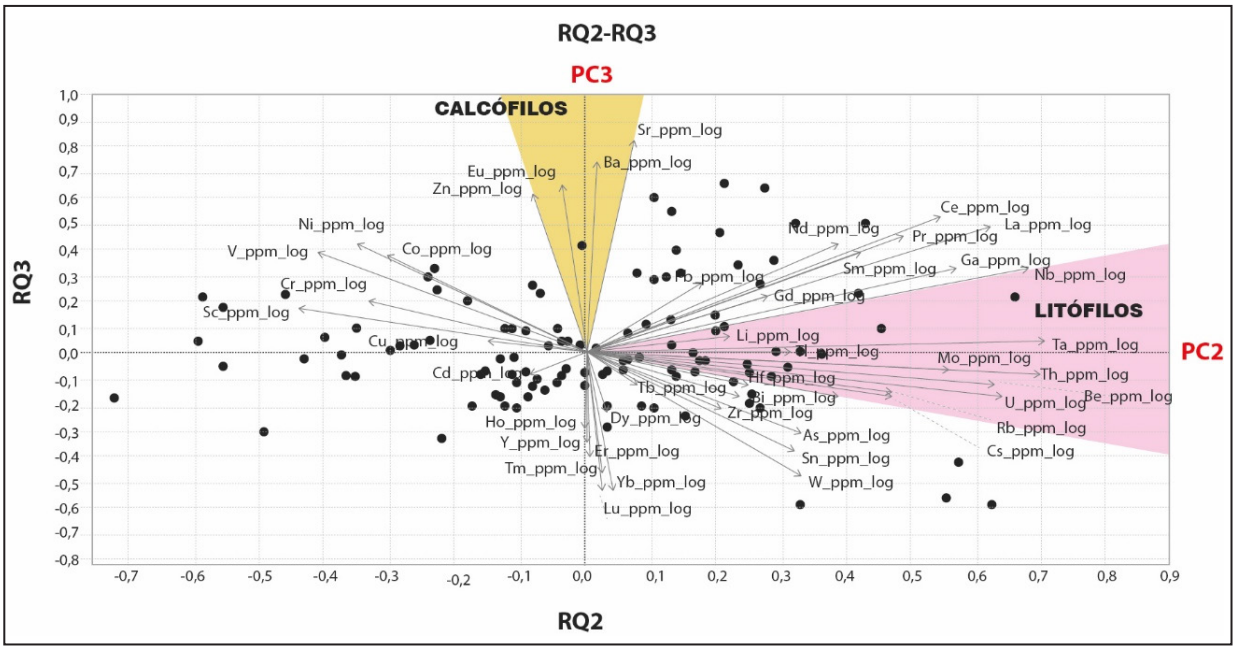


Figura 7.28 Análisis de componente principal del PC2 y PC3 con una incidencia de 18.07 % y 13.61 %, respectivamente de la data geoquímica.

Afinidad roca - mineral

Se trata de un parámetro geológico muy importante en recursos minerales; sin embargo, este debe ser considerado únicamente como la predisposición genética de una roca ígnea a formar depósitos de ciertos minerales; pero no puede considerarse como una franja o cinturón metalogenético. Para establecer este parámetro se desarrolló en primer lugar un gráfico Eu/Eu* vs. FeO total (figura 7.29), al mismo tiempo que contrasta con la información de yacimientos minerales y con los mapas de isovalores ampliamente desarrollados en este capítulo.

Del gráfico mencionado, podemos elaborar algunas conclusiones generales en temas de afinidad genética a elementos económicos; lo primero es la afinidad de la Suite Piscacucho con los campos Cu-Au y Cu-Mo, lo que resulta difícil de entender dado que estos son sistemas minerales que no coexisten, puesto que Mo y Au no son afines; pero podríamos concluir que la afinidad es principalmente hacia Cu-Mo.

La Suite Machupicchu se relaciona con el campo de polimetálicos Cu-Zn-Pb (Ag) y Mo-Zn-Pb, mientras que las suites del Pérmico, y también los plutones son afines con W y Mo. Las suites Chucuito y Capacsaya no muestran una afinidad evidente, y las suites Yanatile y Pumasillo correlacionan con los campos de Mo y Mo-Zn-Pb, lo que contrasta muy bien con su firma de mineral residual de granate que es típica en intrusiones asociadas a depósitos de Cu-Mo.

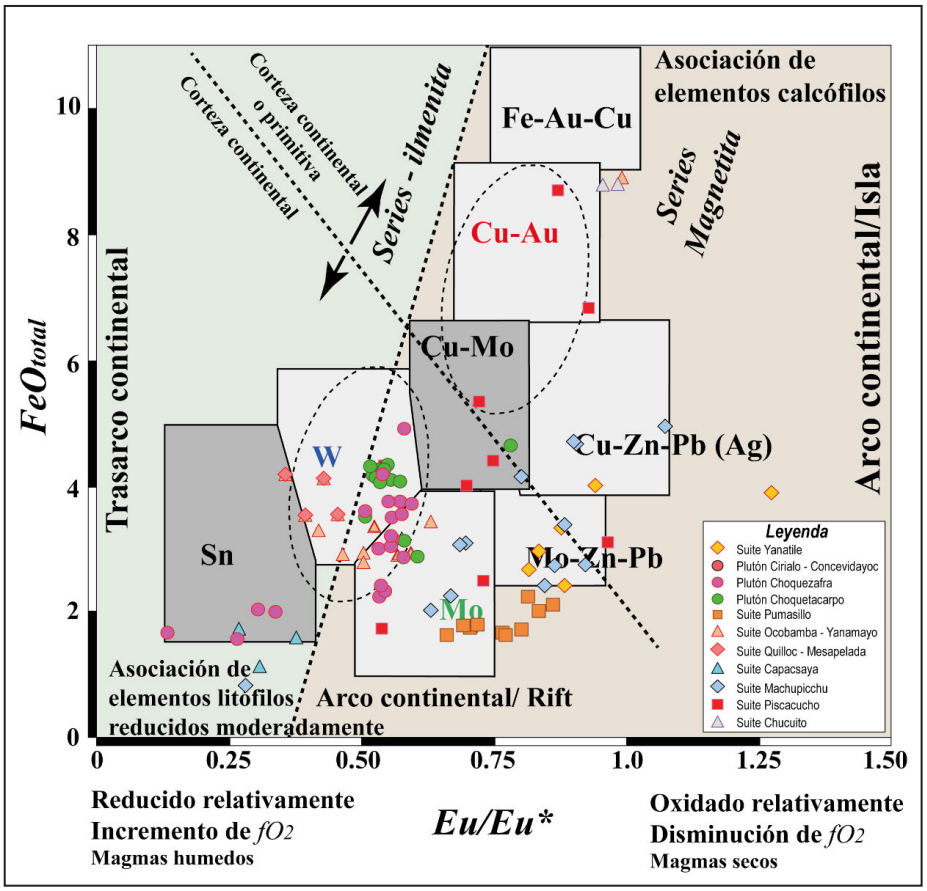


Figura 7.29 Diagrama FeOtotal vs. Eu/Eu* mostrando la afinidad litogeoquímica de las rocas con elementos económicos.

Hecho el análisis litogeoquímico y contrastando la afinidad genética con otros parámetros como ocurrencias minerales, distribución de isovalores litogeoquímicos y el control estructural, se elaboró un mapa denominado como "Mapa de zonas afinidad litogeoquímica con recursos económicos y estratégicos", el mismo que se presenta en la figura 7.30; hacemos énfasis que no puede ser comparado o reemplazado con el mapa metalogenético del Perú, que fue propuesto en el trabajo de Acosta et al. (2017).

Se plantea la existencia de cuatro zonas genéticamente afines con mineralizaciones económicas (Au, Cu-Mo, W-Sn-Mo y Zn, Pb (Ag) y de materias críticas (U-Th-Ta), las cuales se describen seguidamente:

I. Zonas relacionadas a Au en rocas metasedimentarias

Se trata de una zona donde las ocurrencias de minerales económicos podrían o no estar relacionadas con el emplazamiento del batolito. Se reconocen dos zonas: La primera localizada en extremo occidental de la zona de estudio, donde se encuentran dentro de las pizarras del Grupo San José. La otra zona se localiza en la zona sur del área estudiada, donde las ocurrencias se encuentran hospedadas dentro de las metamorfitas del Complejo Iscaybamba (Precámbrico) y el Grupo Ollantaytambo (Cámbrico - Ordovícico). Las mineralizaciones ocurren como vetas de cuarzo con mineralización de Au, Pb, Zn, Ag, Mo y Cu, controladas por estructuras de dirección NO-SE y E-O. Regionalmente, esta franja está controlada por el sur y al oste por el Sistema de Fallas San Vicente - Oxapampa, mientras que por el este y norte el control estructural comprende las fallas Patacancha – Tamburco y Totara, respectivamente. La recopilación bibliográfica muestra que dentro de esta zona existen algunas minas pequeñas, entre las que tenemos: Catalina, Palgueiccasa, Jatunjasa, Portuhuaya, Hilda, Victoria, San Juan, San Antonio, Carmen, entre otros. Esta información puede ser comprobada en el repositorio del Ingemmet. https://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/

II. Zona con filiación genética de tierras raras, U-Th-Ta, Mo-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Paleozoico

Esta zona se considera genéticamente afín con altas concentraciones de tierras raras ligeras (LREE), asociadas principalmente a las intrusiones de Capacsaya. Otras afinidades genéticas parecen ser U y Th, las que se relacionan con intrusiones emplazadas en el núcleo de la Deflexión de Abancay (exceptuando las suites Pumasillo y Yanatile). Por otro lado, también se han observado estructuras con mineralización de U, Ni, Co, Au, Cu, Pb, Zn y Mo. Estructuralmente, esta zona está controlada al oeste por el Sistema de Fallas San Vicente Oxapampa, al este por la Falla Patacancha-Tamburco, mientras que al sur y norte por la Falla Totora y el Sistema de Fallas Lucma-Chaullay-Patacancha.

III. Zona con filiación genética de tierras raras RE, U-Th,W-Sn-Mo, Au-Cu-Pb-Zn relacionadas con intrusivos del Pérmico

La mineralización de esta zona al igual que la zona III están asociadas a granitoides, estas correspondientes a un magmatismo desarrollado durante el Pérmico (Suites Quilloc y Ocobamba - Yanamayo). El procesamiento de la data geoquímica nos indica la presencia de concentraciones anómalas de elementos de tierras raras REE, también se han observado estructuras con mineralización relacionadas a vetas de cuarzo con presencia de Cu, Pb, Zn y Mo. Estructuralmente esta zona está controlada al Sur por la Falla Totora, mientras que al Oeste y al Este por la Falla Puyentimari y la Falla Patacancha – Tamburco, respectivamente.

IV. Zona de filiación genética con Cu-Mo (Zn) y Cu-Au-Fe relacionados con intrusivos del Eoceno-Oligoceno

Con respeto a esta zona se ha determino dos zonas: La primera ubica en la parte intermedia de la zona III, esta se determinó en base principalmente a dataciones radiométricas, donde nos indican edades entre 24 y 26 MA y sería contemporáneo al magmatismo de Batolito Andahuaylas – Yauri del Eoceno-Oligoceno, mientras que la segunda zona está ubicada al estreno sureste del área de trabajo, donde está controlada por la Falla Patacancha – Tamburco. Dentro de esta franja no se observa grandes afloramientos de cueros ígneos asociadas a un magmatismo de edad Eoceno-Oligoceno; sin embargo, existe algunas ocurrencias relacionadas a mineralización principalmente de Cu.

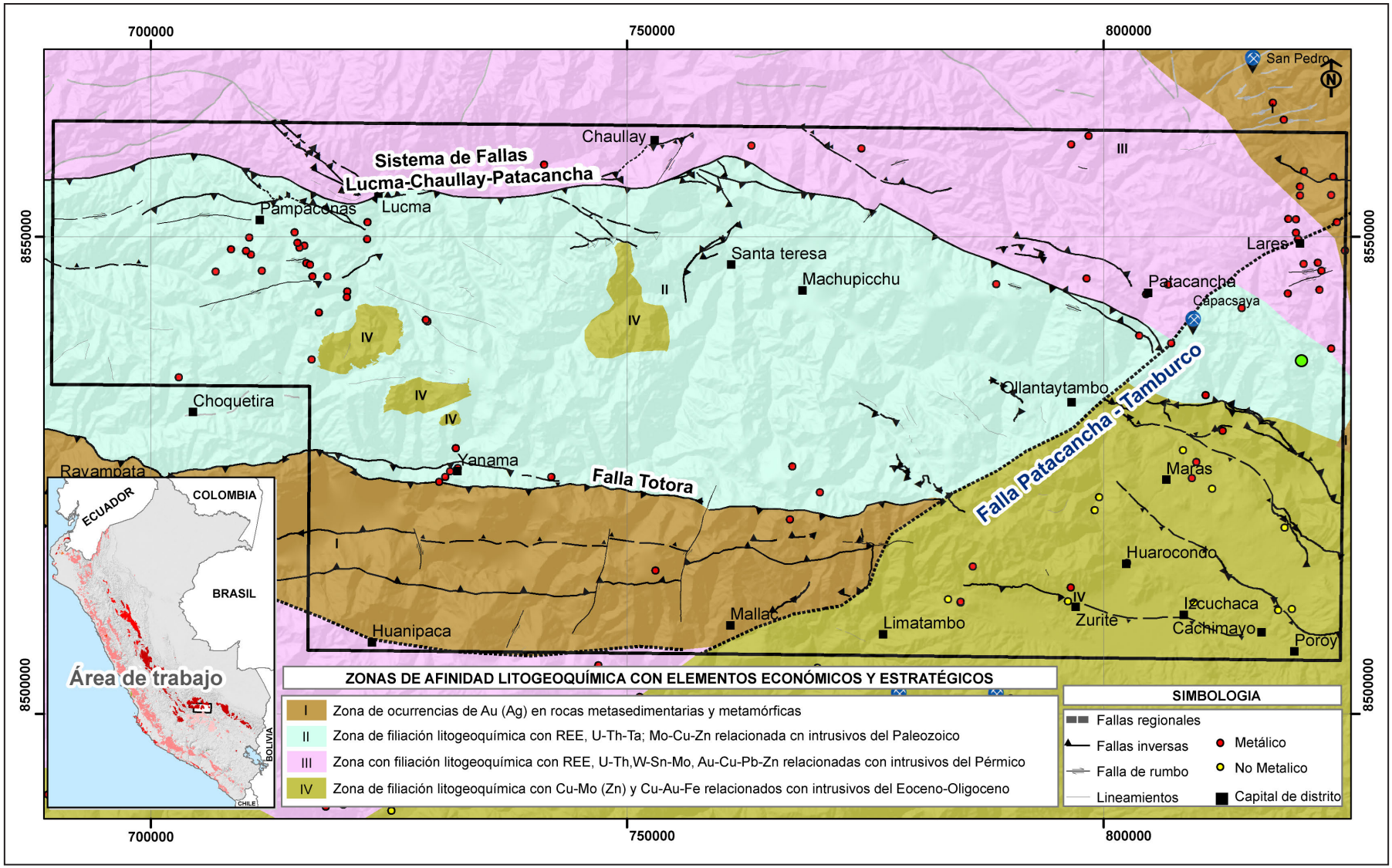


Figura 7.30 Mapa de zonas de afinidad litogeoquímica con recursos económicos y estratégicos.

CONCLUSIONES

Se definió un total de ocho suites magmáticas dentro del Segmento Vilcabamba, pero también hay granitoides dentro de los plutones de Choquetacarpo, Choquezafra y Cirialo, los que por insuficiencia de estudios analíticos esenciales no se pudieron asignar a alguna de las suites. Podemos hacer comparaciones en base a los pocos datos, pero al hacerlo podemos también caer en errores profundos a nivel genético, por lo que fue preferible dejarlos descritos dentro de la unidad mínima plutón.

La Suite Chucuito es la única constituida únicamente por rocas máficas, esencialmente dioritas, por sus relaciones de contacto se puede pensar que estas podrían corresponder al Silúrico – Devónico o muy probablemente sea coetánea con los granitoides Piscacucho (Ordovícico superior). La edad es incierta, pero de sus relaciones de contacto se infirió un intervalo de tiempo que, si bien es amplio, nos ubica en el Paleozoico.

El reconocimiento del magmatismo Ordovícico es probablemente uno de los mayores aportes de este boletín, dado que se determinó la existencia de este evento magmático dentro de los plutones Machupicchu y Choquetacarpo. Además de los reconocidos dentro de la zona de trabajo, se encontró también presencia de intrusivos foliados del domo de Amparaes, lo que propone una hipótesis que podría extrapolarse al Segmento Carabaya.

La Suite Machupicchu podría considerarse enigmática al resultar de edad Carbonífera y al estar relacionada genéticamente a un ambiente de arco continental. La edad de esta unidad, en gran medida, podría resultar discutible; pero con los recientes trabajos de geocronología, es evidente que existe también un volcanismo Carbonífero, ya bien identificado en la Cordillera Oriental del Sur peruano. En consecuencia, el Carbonífero resultaría un periodo trascendental para entender el cambio de ambiente tectónico hacia una anatexis acentuada durante el Pérmico y Triásico.

El comportamiento geoquímico de casi todas las muestras sugiere que corresponden a la serie Calcoalcalina de medio a alto potasio (granitoides), además del índice de saturación de alúmina que clasifica los granitoides como peraluminosos. Al mismo tiempo que los diagramas de Harker reconocen en la mayoría de los casos procesos de fraccionación, lo que resulta refrendado en los diagramas de spider, con excepción de las suites Pumasillo y Yanatile, que claramente experimentaron procesos de contaminación.

El diagrama de cocientes Th_N/Yb_N vs. Nb_N/Yb_N confirmó la fraccionación como proceso principal en casi todas las suites y plutones, siendo la excepción las suites Pumasillo y Yanatile. Una conclusión similar se obtuvo del análisis del diagrama La/Yb vs. Sr/Y, en el cual resalta el granate como mineral residual en las suites Yanatile y Pumasillo, lo que sugiere que se generaron en ambientes de corteza engrosada y, por ende, son intrusiones que no guardan relación con el magmatismo Paleozoico de la Cordillera Oriental de esta parte del Perú.

El diagrama de Eu/Eu* vs. SiO_2 sugiere que todas las intrusiones estudiadas tienen la firma de magma hidratado, aunque en este parece haber grados de hidratación. La Suite Chucuito es la que se encuentra en el extremo, pudiendo considerarse que esta es poco hidratada y en algunos casos seca. Las suites Machupicchu, Yanatile y Pumasillo se localizan en una posición que podríamos considerar moderadamente hidratada; mientras que las suites Ocobamba, Quilloc y los diferentes plutones son las que muestran (en el diagrama propuesto) las mejores condiciones de hidratación.

El ambiente tectónico no es muy claro en los diagramas de Pearce, dado que solo en uno de ellos podemos discriminar entre ambientes sincolisonales y de arco volcánico; por el contrario, en los diagramas de Verma, se puede interpretar que las suites Machupicchu y Pumasillo corresponden a ambientes de arco continental, mientras que la Suite Yanatile se encuentra entre los campos de arco continental y *rift* continental. El resto de las suites y plutones parecen haber sido originados más bien en un ambiente de *rift* continental; todas estas ideas deberán ser necesariamente corroboradas con posteriores estudios isotópicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acosta, H.; Valdivia, W.; Chacaltana, C.; Peña, D.; Carlotto, V.; Rodríguez, R. & Jaimes, F. (2008) - Tectonoestratigrafía de la Cuenca Ene en su sector meridional: establecimiento de dominios y puesta en evidencia de altos estructurales. En: Congreso Peruano de Geología, 14, Lima, 2008. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.

Allende, T. (1996) - Geología del cuadrángulo de San Pedro de Chonta, hoja: 18-j. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional,* 68, 220 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/190

Arcos, F.& Calderón, C. (2019) - Actividad minera artesanal en las regiones de Áncash y Cusco. *INGEMMET. Boletín, Serie E: Minería*, 13, 175 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/2240

Arcos, F. & Soaña, J. (2021) - Geología de los cuadrángulos de Machupicchu (hojas 27q2, 27q3), Pacaypata (hojas 27p2, 27p3, 27p4) y San Miguel (hoja 27o1). *INGEMMET, Boletín, Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1:50 000)*, 30, 54 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/3173

Audebaud, E. (1967) - *Étude géologique de la région de Sicuani et Ocongate (Cordillère Orientale du Sud Péruvien)*. Thése 3ème cycle, Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, 59 p.

Bahlburg, H.; Carlotto, V. & Cárdenas, J. (2006) - Evidence of Early to Middle Ordivician arc volcanism in the Cordillera Oriental and Altiplano of southern Peru, Ollantaytambo Formation and Umachiri beds. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1-2): 52-65. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.001

Cabrera, A. & Petersen, G. (1936) - Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Boletín Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú,* (115): 1-102.

Cárdenas, J.; Carlotto, V.; Romero, D.; Jaimes, F. & Valdivia, W. (1997) - Geología de los cuadrángulos de Chuanquiri y Pacaypata, Hojas 26-p, 27-p. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 89, 216 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/46

Carlotto, V. (1992) - *Relations entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (Sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et le Paléocène*. Mémoire DEA, Université de Grenoble I, 113 p.

Carlotto, V.; Candia, F. & Marocco, R. (1988) - Estudio geológico del anticlinal de Vilcanota, Cusco. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (78): 137-147.

Carlotto, V. & Cárdenas, J. (2003) - *Revisión y actualización del cuadrángulo de Cusco (28-s), escala 1:50,000*, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 80 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/2115

Carlotto, V.; Cárdenas, J.; Bahlburg, H.; Westervoss, E.; Flores, T. & Cerpa, L. (2004) - La Formación Ollantaytambo evidencia de un substrato volcano-sedimentario ordovícico en el altiplano y borde sur de la Cordillera Oriental del sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004. *Resúmenes extendidos*, Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 416-419.

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

Carlotto, V.; Cárdenas, J.; Reitsma, M. & Rodriguez, R. (2010) - Las edades de la Formación Ene y del Grupo Mitu: propuesta de cambios en la cartografía regional: Abancay-Cusco-Sicuani. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos.* Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 830-833.

Carlotto, V.; Cárdenas, J.; Romero, D.; Valdivia, W. & Tintaya, D. (1999) - Geología de los cuadrángulos de Quillabamba y Machupicchu. Hojas: 26-q y 27-q. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 127, 319 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/87

Carlotto, V.; Cárdenas, J.; Tintaya, D.; Rodríguez, R. & Valdivia, W. (2006) - Altos estructurales en el control de la evolución andina: La deflexión de Abancay y el arco del Manu. En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 248-251.

Carlotto, V.; Carlier, G. & Cárdenas, J. (1995) - La edad de las Capas Rojas del Grupo San Jerónimo (Región de Cusco) y su significado geológico. En: Seminario Taller: Evolución de la litosfera en los Andes Peruanos y sus márgenes. *Resúmenes.* Lima: PICG y Sociedad Geológica del Perú, 2 p.

Carlotto, V.; Gil, W.; Cárdenas, J. & Chávez, R. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas: 27-r y 27-s. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional,* 65, 245 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/187

Carlotto, V.; Jaillard, E.; Carlier, G. & Cárdenas, J. (1991) - Evolución estratigráfica mesozoica de la región del Cusco. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima 1991. *Resúmenes extendidos.* Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 2, p. 599-604.

Carlotto, V.; Tintaya, D.; Cárdenas, J.; Carlier, G. & Rodríguez, R. (2006) - Fallas transformantes permo-triásicas: la falla Patacancha-Tamburco (sur del Perú). En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 256-258.

Chew, D.M.; Pedemonte, G. & Corbett, E. (2016) - Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru. *Gondwana Research,* 35: 59-78. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.016

Chew, D.M.; Schaltegger, U.; Košler, J., Whitehouse, M.J.; Gutjahr, M.; Spikings, R.A. & Miškovíc, A. (2007) - U–Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5-6): 697-711. https://doi.org/10.1130/B26080.1

Coba, L.; Ishpilco, S. & Hurtado, C. (2021a) - *Mapa geológico del cuadrángulo de Quebrada Honda – hoja 26r2,* escala 1:50 000. Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. https://hdl.handle.net/20.500.12544/3151

Coba, L.; Ishpilco, S. & Hurtado, C. (2021b) - M*apa geológico del cuadrángulo de Quebrada Honda – hoja 26r3,* escala 1:50 000. Lima: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico. https://hdl.handle.net/20.500.12544/3151

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

Córdova, E. (1986) – *Un bassin intramontagneux andin peruvien. Les couches rouges du bassin de Cuzco (Maestrichtien-Palèocene).* Docteur du 3ème cycle, Université de Pau et des Pays de L'Adour, Laboratoire de Geodynamique des Bassins Sedimentaires, Pau, 272 p.

De la Cruz, N. & Carpio, M. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Sandia 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

Douglas, J.A. (1933) - The geology of the Marcapata valley in eastern Peru. *Quarterly Journal of the Geological Society London*, 89(3): 308-356. https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1933.089.01-04.12

Egeler, C.G. & De Booy, T. (1961) - Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre Andean origin of the structure. *Geologie en Mijnbouw,* 40(9): 319-325. (ubicado en este sitio https://www.kngmg.nl/geologie-en-mijnbouw-portal-1961-2004/)

Fornari M.; Grandin, G.; Herail G.; Jungbluth, R.; Laubacher, G.; Rodríguez, W.; Vergara, J. & Zegarra, J. (1981) - Las mineralizaciones auríferas en la Cordillera Sur-Oriental del Perú. El papel de la evolución geomorfológica en la formación de los placeres. En: Acción Conjunta Orstom–Ingemmet, Convenio 1977-1980. *Informe Final*. Lima: ORSTOM, segunda parte, 74 p.

Fornari, M.; Mamani, M.; Ibarra, I. & Carlier, G. (2002) - Datación del período volcánico "Tacaza" en el altiplano del Perú y Bolivia. En: Congreso Peruano de Geología, 11, Lima, 2002. *Resúmenes.* Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 21.

Hodgin, E.B.; Gutiérrez-Marco, J.C.; Colmenar, J.; Macdonald, F.; Carlotto, V.S.; Crowley, J.L. & Newmann, J.R. (2021) - Cannibalization of a late Cambrian backarc in southern Peru: new insights into the assembly of southwestern Gondwana. *Gondwana Research*, 92: 202-227. https://doi.org/10.1016/j.gr.2021.01.004

Jaillard, E. (1994) - Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. En: Salfity, J.A., ed. *Cretaceous tectonics of the Andes.* Wiesbaden: Vieweg Publishing, Earth Evolution Sciences Monograph Series, p. 101-167. https://doi.org/10.1007/978-3-322-85472-8_3

Jaillard, E. (1995) - La sedimentación Albiana - Turoniana en el Sur del Perú (Arequipa-Puno-Putina). En: Sociedad Geológica del Perú. *Volumen jubilar Alberto Benavides.* Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 135-157.

Jenks, W.F. (1946) - Tertiary and Quaternary vulcanism in southern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 57(12): 1209. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1946)57[1173:AOPPAT]2.0.CO;2

Kalafatovich, C. (1957) - Edad de las calizas de la Formación Yuncaypata, Cuzco. *Boletín Sociedad Geológica del Perú,* (32): 125-139.

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

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.

Lancelot, J.R.; Labaucher, G. & Marocco, R. & Renaud, U. (1980) - Radiocronología U/Pb de dos plutones graníticos de la Cordillera Oriental (Perú). Extensión de la actividad magmática Permiana y consecuencias. *Boletín Sociedad Geológica del Perú,* (66):43-50.

Laubacher, G. (1973) - *Estudio del Paleozoico en la Cordillera Oriental entre los paralelos 13'30 y 15's y en el Altiplano al NW del Lago Titicaca*, informe inédito. Lima: Servicio de Geología y Minería ; Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, 80 p.

Laubacher, G. (1974) - Le Paléozoique Inférieur de la Cordillère Orientale du Sud-est du Pérou. *Cahiers ORSTOM. Serie Géologie*, 6(1): 29-40.

Laubacher, G. (1978) - Estudio geológico de la región norte del Lago Titicaca. *Instituto de Geología y Minería, Boletín, Serie D: Estudios Especiales,* 5, 139 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/320

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.

Marocco, R. (1978) - Estudio geológico de la Cordillera de Vilcabamba. *Instituto de Geología y Minería, Boletín, Serie D: Estudios Especiales,* 4, 157 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/321

Marocco, R. & García-Zabaleta, F. (1974) - Estudio geológico de la región entre Cuzco y Machu Picchu. *Bulletin Institut Français d'Études Andines*, 3(2): 1-27.

Martínez, W. (1998) - *El Paleozoico inferior en el sur del Perú: estratigrafía, cronoestratigrafía, petrografía y aspectos sedimentológicos, región de Sandia*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 232 p.

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

McLaughlin, D.H. (1924) - Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junin and Lima.

Mendívil, S. & Dávila, D. (1994) - Geología de los cuadrángulos de Cuzco y Livitaca. Hojas: 28-s y 29-s. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 52, 115 p. https://hdl.handle.net/20.500.12544/173

Mišković, 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

Newell, N.D. (1945) - Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al Lago Titicaca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú,* (18): 44-68.

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. (1949) - Upper Paleozoic of Peru. New York; Michigan: University Service Bureau, Columbia University, 241 p.

Oppenheim, V. (1945) - *Reconocimiento geológico del Perú sudoriental.* Lima: Instituto Geológico del Perú, 19 p.

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

Ramos, W. & Minaya, I. (2021) - Geología del cuadrángulo de Quillabamba (hojas 26q1, 26q2, 26q3, 26q4). *INGEMMET, Boletín Serie L: Actualización Carta Geológica Nacional (Escala 1:50 000)*, 8, 65 p, 4 mapas. https://hdl.handle.net/20.500.12544/3116

Reimann, CR..; Bahlburg, H.; Kooijman, E.; Berndt, J.; Gerdes, A.; Carlotto, V. & López, S. (2010) - Geodynamic evolution of the early Paleozoic Western Gondwana margin 14°-17°S reflected by the detritus of the Devonian and Ordovician basins of southern Peru and northern Bolivia. *Gondwana Research*, 18(2-3): 370-384. https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.02.002

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

Rollinson, H.R. & Pease, V. (2020) - *Using geochemical data: to understand geological processes*, 2a ed. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 346 p.

Rubatto, D. (2002) - Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical geology,* 184(1-2): 123-138. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2

Sánchez, A. & Zapata, A. (2003) - *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), Machupiccchu (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

Sempere, T.; Carlier, G.; Soler, P.; Fornari, M.; Carlotto, V.; Jacay, J.; Arispe, O.; Néraudeau, D.: Cárdenas, J.; Rosas, S. & Jiménez, N. (2002) - Late Permian-middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics,* 345(1-4): 153-181. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00211-6.

Streckeisen, A. (1973) - Plutonic rocks; classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S. Sub-Commission on the Systematic of Igneous. Rocks. *Geotimes,* 18(10): 26-30.

Verma, S.K.; Pandarinath, K. & Verma, S.P. (2012) - Statistical evaluation of tectonomagmatic discrimination diagrams for granitic rocks and proposal of new discriminant-function-based multi-dimensional diagrams for acid rocks. *International Geology Review,* 54(3): 325-347. https://doi.org/10.1080/00206814.2010.543784

Zapata, A.; Rosell, W.; Sánchez, A. & Aldana, M. (2004) - División del Grupo Ambo en su localidad tipo (Tournaisiano - Viseano). En: Congreso Peruano de Geología, 12, Lima, 2004. *Resúmenes extendidos.* Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 560-563.

ANEXOS

Anexo 1. Estudios macroscópicos de rocas intrusivas

Anexo 2. Estudios microscópicos

Anexo 3. Resultado de análisis químico

Anexo 4. Tablas de geocronología

Están disponibles en formato digital desde el Repositorio Institucional del INGEMMET en la siguiente dirección:
https://hdl.handle.net/20.500.12544/4465

RELACIÓN DE ILUSTRACIONES

Figuras

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

Figura 3.1 Esquema de unidades litoestratigráficas y cuerpos ígneos identificados en el Segmento Vilcabamba

Figura 3.2 Complejo Iscaybamba – Secuencia inferior: a) vista afloramientos de gneises, micaesquistos y cuarcitas en estratos medianos a gruesos; b) y c) detalle de muestra de gneises; d) detalle de muestra de micaesquisto y e) detalle de cuarcita laminada blanquecina. Ubicación: Quebrada Pillona – Sur del poblado La Calzada (755850E; 8532225 N).

Figura 3.3 Complejo Iscaybamba - Secuencia Media: a) vista de intercalación de cuarcitas de grano fino a medio con niveles de micaesquistos; b) detalle de micaesquistos con niveles de cuarcitas de grano medio a manera de nódulos; c) detalle de cuarcitas de grano medio y micaesquistos. Ubicación: Norte de Lucmabamba (759566E; 8542155N).

Figura 3.4 Complejo Iscaybamba - Secuencia Superior: a) afloramiento masivo de micaesquistos; b) vista de detalle de nivel de esquisto con clivaje de creanulación; c) vista de muestra de micaesquistos con tonalidades plateadas y brillo sedoso; d) niveles de gneis, nótese la deformación y bandeamiento; e) nivel de esquistos con segregación de cuarzo. Ubicación: Sur de Lucmabamba (757840E; 8537360 N).

Figura 3.5 Grupo Ollantaytambo en el margen derecho del río Cusichaca (UTM WGS84: 776297E; 8531720N): a) areniscas de coloración gris verdosa; b) lava porfirítica de composición andesítica.

Figura 3.6 Grupo Ollantaytambo – Secuencia litológica Santa Teresa: a) vista de afloramiento de niveles tabulares de cuarcitas grises; b) vista de detalle de muestra de pizarras con aparentes cristales de sillimanita; c) detalle de cuarcita gris, también con cristales de sillimanita. Ubicación: Carretera Santa Teresa – Baños Cocalmayo (760803E; 8548078 N).

Figura 3.7 Formación Verónica y su relación de contacto: a) afloramiento al este del nevado Verónica (794378; 8542792.) con vistas al oeste. Se observa el estrato tipo de la Formación Verónica, compuesto por conglomerados de color gris verdoso, monomíctico, clasto soportado (a1).

Figura 3.8 Formación Verónica: a) conglomerados de clastos de cuarcitas donde se observan alineamiento de estos; a') detalle de conglomerado donde se observan clastos alargados. Ubicación: Camino de Choquetira a Piscacocha (701946 E, 8531070 N).

Figura 3.9 Formación Málaga: a) vista de afloramiento del miembro inferior de la Formación Málaga, nótese la tabularidad de los estratos de pizarra. Areniscas: Ax; pizarras (Pz).

Figura 3.10 Formación Málaga: a) vista panorámica de afloramientos de areniscas gris blanquecinas a blanco amarillentas del miembro medio de la Formación Málaga, el nivel marcado con líneas discontinuas amarillas simboliza el inicio de este miembro infrayaciendo pizarras intercaladas con delgados niveles de areniscas laminadas gris verdosas; b) vista de afloramiento de las areniscas del miembro medio, las líneas en amarillo muestran la inclinación de los estratos (So).

Figura 3.11 Formación Malaga: a) vista panorámica de estratificación (So) de los afloramientos del miembro superior de la Formación Málaga, tomada en la carretera Ollantaytambo – Abra Málaga; b) vista de detalle laminaciones características de las areniscas de este miembro; c) vista de detalle de areniscas cuarzosas laminadas mostrando clivaje de creanulación.

Figura 3.12 Grupo San José: a) vista panorámica de afloramientos de pizarras del Grupo San José en el corte de carretera Lares – Rosaspata (UTM 818980E, 8550763N); b) vista de afloramientos del Grupo San José en la carretera Quelcanca - Yanamayo; c) vista detallada de buzamiento casi vertical de pizarras en el corte de carretera Ollantaytambo – Ocobamba (UTM 799852E, 8548470N).

Figura 3.13 Formación Sandia: a) afloramiento de areniscas grises en estratos de 20 cm a 40 cm, fotografía tomada con vistas al sureste; b) afloramiento de areniscas de grano medio con rizaduras asimétricas.

Figura 3.14 Grupo Ambo: a) conglomerados de clastos subangulosos y alargados de cuarcitas; b) arenisca cuarzosa de grano medio y coloración gris oscura en el trayecto de Chaycha hacia Porcay (711956 E; 8547715 N).

Figura 3.15 Grupo Ambo: a) conglomerados de clastos angulosos a subangulosos; b) detalle de conglomerado mostrando clastos de cuarcitas. Ubicación: Quebrada Tunisca (720012 E; 8544899 N).

Figura 3.16 Grupo Ambo: a) afloramiento de arenisca cuarzosa en estratos delgados; b) Vista ampliada de un sector de la a), mostrando la estratificación y niveles con laminación cruzada. Ubicación: Quebrada Tunisca (719865 E; 8545197 N).

Figura 3.17 Grupo Mitu: a) vista panorámica de la zona de contacto entre areniscas gris blanquecinas a rojizas del Grupo Mitu con una secuencia de limolitas rojizas fuertemente foliadas (Secuencia Pre Grupo Mitu); a´) vista de detalle de afloramientos de limolitas pardo rojizas infrayacentes a areniscas del Grupo Mitu; a´´) vista de nivel de areniscas cuarzosas gris rojizas. Ubicación: Sur del cerro Quelcanca (UTM 800750E, 8551282N).

Figura 3.18 Grupo Mitu: a) afloramiento de tobas de líticos y cristales en el cerro Lanlajuyoc; b) muestra de toba de líticos de color pardo blanquecino, presenta líticos andesíticos pardos y subangulosos.

Figura 3.19 Grupo Mitu: a) Vista de detalle de lava andesítica de textura porfirítica localizada en los alrededores de Pucyura; b) muestra de mano de lava andesítica, con tonalidad gris oscura; c) muestra de mano de toba andesítica de matriz violácea.

Figura 3.20 Contacto en discordancia angular entre el Grupo Ollantaytambo y la Formación Huancané en la quebrada Cachijasa (789382E; 8526890).

Figura 3.21 Formación Huancané en la carretera hacia Pampaconas (714979 E; 8550955 N): a) vista panorámica de la carretera a Pampaconas (hoja 27p1), donde se observa la Formación Huancané sobreyaciendo al Grupo Mitu; b) detalle de arenisca gris y limoarcillita de coloración amarillenta; c) limoarcillas de coloración gris.

Figura 3.22 Vista detallada del contacto en discordancia erosional de la Formación Ayabacas sobre el Grupo Mitu.

Figura 3.23 Formación Vilquechico en la carretera hacia Pampaconas (717294 E; 8550382 N).

Figura 3.24 Afloramiento de limolitas rojizas intercaladas con areniscas blanquecinas y rojizas pertenecientes a la Formación Auzangate.

Figura 3.25 Afloramientos de areniscas rojizas bien estratificadas pertenecientes al miembro inferior de la Formación Muñani, en el cerro LLamahuasi (775707E; 8521051N).

Figura 3.26 Secuencias rítmicas de areniscas bien estratificadas y limolitas finas rojizas, pertenecientes al miembro medio de la Formación Muñani, en las cercanías de la quebrada Chaquil (779924E; 8515565N).

Figura 3.27 Predominancia de limolitas finas rojizas con eventuales niveles de areniscas de grano fino pertenecientes al miembro superior de la Formación Muñani, en la carretera hacia Chacllanca (783245E; 8513653N).

Figura 3.28 Batolito de Vilcabamba y los diferentes macizos que la conforman, tomado de Marocco (1977) y modificado.

Figura 3.29 Dioritas Chucuito – Taparayo: a) afloramiento de diorita cortadas por diques y venillas de aplita; b) detalle de diorita gris oscura de grano medio con venillas de cuarzo. Ubicación: Quebrada Cayco (727850 E; 8539040 N).

Figura 3.30 Comparación de las variedades litológicas identificadas dentro del Plutón de Machupicchu: a) granodiorita con anfíbol; b) granodiorita - monzogranito; c) monzogranito; d) dienogranito; e) sienogranito rosado; f) granito con moscovita.

Figura 3.31 Comparación de las variedades litológicas del Plutón Choquetacarpo: a) granodiorita - monzogranito; b) monzogranito; c) sienogranito.

Figura 3.32 Variedades litológicas reconocidas dentro del Plutón Chicón Capacsaya.

Figura 3.33 Variedades litológicas reconocidas dentro del Plutón Quilloc – Mesapelada.

Figura 3.34 Plutón Cirialo – variedad litológica monzogranito: a) afloramiento de monzogranito moderadamente fracturado (fractura J1), cortado por dique diorítico; b) vista de detalle de monzogranito con cristales desarrollados de feldespato potásico. Ubicación: Inkatambo (722653 E, 8560328N).

Figura 3.35 Diferentes variaciones de monzogranitos reconocidos dentro del Plutón Choquezafra.

Figura 4.1 Esquema estructural regional de la Deflexión de Abancay, mostrando también la ubicación del área de trabajo.

Figura 4.2 Mapa estructural del área de trabajo

Figura 4.3 Contacto en falla inversa del Complejo Iscaybamba y el Grupo San José, fotografía tomada con vistas al este.

Figura 4.4 Sección estructural A-A'. Estas secciones pueden ser observadas también en los mapas geológicos a escala 1:50 000, del cuadrángulo de Machupicchu (27q).

Figura 4.5 Sección estructural B-B'. Estas secciones pueden ser observadas también en los mapas geológicos a escala 1:50 000, del cuadrángulo de Machupicchu (27q).

Figura 4.6 Contacto en falla inversa entre la Formación Maras y el miembro superior Grupo San Jerónimo.

Figura 4.7 Sección estructural C-C'. Estas secciones pueden ser observadas también en los mapas geológicos a escala 1:50 000, del cuadrángulo de Urubamba (hoja 27r2).

Figura 4.8 Evolución geodinámica de la Deflexión de Abancay, tomado de Roperch et al. (2011).

Figura 5.1 Segmentos del Batolito de la Cordillera Oriental en el sur del Perú (Tomado de Reitsma, 2012).

Figura 5.2 Dioritas Chucuito – Taparayo: a) y b) dioritas en el cuadrángulo de Machupicchu (27q4); c) y d) dioritas de la zona Chillihua – Yanajuanca (cuadrángulo de Pacaypata); e) y f) dioritas del nevado Panta (cuadrángulo de Pacaypata). Cristales de plagioclasa: PGLs, feldespato potásico: FPsK; anfíboles: ANFs; biotita: bt y óxidos de hierro: OXsFe.

Figura 5.3 Fotomicrografías en Nx de una muestra de las dioritas Chucuito. Plagioclasas alteradas a sericita y arcillas: PGLs (ser-ARCs), cristales de anfíboles: ANFs I; agregados de anfíboles: ANFs II, biotita: bt, biotita con alteración a clorita: bt(CLOs), minerales opacos: OPs y carbonatos: CBs.

Figura 5.4 Relaciones de contacto de las dioritas Chucuito: a) flanco izquierdo de la quebrada Cayco, en las faldas del cerro Mandorcasa se puede observar el contacto neto entre granitos (Suite Pumasillo) y dioritas (Suite Chucuito); b) granitos Pumasillo intruyendo a dioritas que afloran como un techo colgado.

Figura 5.5 Mapa de ubicación de los afloramientos de granodioritas de la Suite Piscacucho dentro del Plutón Choquetacarpo.

Figura 5.6 Suite Piscacucho, granodioritas con biotita - monzogranitos: a) y b) granodioritas dentro del Plutón Machupicchu; c) y d) granodioritas dentro del Plutón Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo:cz; biotita: bt.

Figura 5.7 Suite Piscacucho, variedad litológica granodiorita con anfíbol: a) y b) granodioritas dentro del Plutón Machupicchu; c), d), e), f), g) y h) granodioritas dentro del Plutón Choquetacarpo. Cristales de plagioclasa: PGLs; anfíboles: ANFs; biotita: bt; cuarzo: cz; cloritas: CLOs; esfena: efn.

Figura 5.8 Fotomicrografías en Nx de muestras atribuidas a la Suite Piscacucho dentro del Plutón Machupicchu. Feldespatos potásicos: FPKs, plagioclasas I: PGLs I, plagioclasa con alteración a sericita: PGLs(ser), plagioclasa con alteración a sericita y epidota: PGLs(ser-ep), cristales de cuarzo: cz, cuarzo I: cz I, cuarzo II: cz II; biotita: bt, biotita con alteración a clorita: bt(CLOs), cúmulos de biotita, epidota y sillimanita: bt-eo.sill.

Figura 5.9 Fotomicrografías de metamonzogranitos ordovícicos en el Plutón Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico (FPKs) con alteración a arcillas: FPKs(ARCs); cristales de plagioclasa (PGLs) con alteración a sericita: PGLs(ser); plagioclasas alteradas a arcillas y sericita : PGLs(ARCs.ser); cuarzo (cz, cz I), biotita (bt, bt I); agregados de biotita II y moscovita: bt II-mos; moscovita: mos.

Figura 5.10 Fotomomicrografía en Nx del Metamonzogranito de Amparaes: a) cristales de feldespatos potásico: FPsK, biotita: bt, plagioclasas con alteración de sericita: PGLs(ser), y cuarzo secundario intersticial: cz II; b) cristales de feldespatos potásicos con alteración incipiente de sericita: FPsK(ser), plagioclasas con alteración incipiente de sericita: PGLs(ser), cristales de biotita: bt y cuarzo secundario: cz II.

Figura 5.11 Diagramas geocronológicos para diferentes muestras de la Suite Piscacucho.

Figura 5.12 Mapa de las variedades litológicas dentro del Plutón Machupicchu, elaborado en base a la cartografía 1:50 000 (proyecto GR39B).

Figura 5.13 Vistas macroscópicas de muestras de monzogranito de la Suite Machupicchu. Cristales de feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.14 Imágenes macroscópicas de diferentes muestras de sienogranito dentro de la Suite Machupicchu. FPKs: feldespato potásico, Cz: cuarzo, bt: biotita.

Figura 5.15 Imágenes macroscópicas de otras variedades de granitos dentro de la Suite Machupicchu: a) y b) granitos rosados del abra Runkuracay; c) y d) variedad de granito con moscovita. FPKs: feldespatos potásicos, PGLs: plagioclasas, cz: cuarzo, bt: biotita, mos: moscovita.

Figura 5.16 Fotomicrografías en Nx de muestras de monzogranito atribuidos a la Suite Machupicchu. Cristales de feldespato potásico: FPKs; Feldespato potásico con textura pertítica: FPKs(PGLs); cristales de plagioclasa (PGLs), con alteración de epidota y sericita: PGLs(ep-ser); plagioclasas con alteración a arcillas: PGLs(ARCs); cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.17 Fotomicrografías en Nx de muestras de sienogranito atribuidos a la Suite Machupicchu. Cristales de feldespato potásico: FPKs, plagioclasas con alteración a sericita: PGLs(ser); plagioclasa con alteración a epidota y sericita: PGLs(ep-ser); cristales de cuarzo: cz; cristales de biotita (bt) con alteración a óxidos de hierro: bt I (OXsFe); agregados de biotita II y epidota: bt II-ep.

Figura 5.18 Vista panorámica del contacto (en líneas discontinuas amarillas) entre monzogranitos Machupicchu y las metamorfitas del Grupo Ollantaytambo.

Figura 5.19 Diagramas geocronológicos (average age y concordia age) de muestras de la Suite Machupicchu.

Figura 5.20 Distribución litológica reconocida dentro del Plutón Capacsaya, nótese en la leyenda que a pesar de haberse reconocido tres litologías solo dos son las que componen la Suite Capacasaya.

Figura 5.21 Vistas de detalle de muestras de monzogranito de la Suite Capacasaya: a) y c) vistas que resaltan la textura, índice de color y granulometría de las muestras; b) y d) vistas detalladas resaltando la mineralogía reconocida macroscópicamente. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.22 Vistas de detalle de muestras de sienogranito de la Suite Capacasaya: a) y c) vistas que resaltan la textura, índice de color y granulometría de las muestras; b) y d) vistas detalladas resaltando la mineralogía reconocida macroscópicamente. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.23 Fotomicrografías en Nx de una muestra de monzogranito de la Suite Capacsaya. Se reconocen cristales de feldespato con textura gráfica: FPsK (cz); feldespatos potásicos alterados a arcilla y sericita: FPsK(ARCs-ser); plagioclasas alteradas a arcilla y sericita: PGLs(ARCs-ser); cuarzo (cz).

Figura 5.24 Fotomicrografías en Nx de muestras de sienogranito de la Suite Capacsaya. Se reconocen cristales de feldespato con textura pertítica: FPsK (PGLs); feldespatos potásicos alterados a arcilla y sericita: FPsK(ARCs-ser); plagioclasas alteradas a arcilla y sericita: PGLs(ARCs-ser); cuarzo: cz y biotita: bt.

Figura 5.25 Diagramas geocronológicos (average age y concordia age) de muestras de la Suite Capacsaya.

Figura 5.26 Vistas macroscópicas de muestras de sienitas observadas en varias zonas del Plutón Capacasaya y que en este trabajo se presentan como Suite Chicón. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

Figura 5.27 Muestra GR39B-17-103A; Nx: a) y b) cristales de feldespatos potásicos con alteración incipiente de arcillas e impregnaciones de óxidos de hierro: FPsK(ARCs-OXsFe), cuarzo con bordes reabsorbidos: cz, plagioclasas con alteración incipiente de arcillas: PGLs(ARCs).

Figura 5.28 Mosaicos macroscópicos de las diferentes variedades litológicas de la Suite Quilloc. Cristales de feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.29 Mosaicos petrográficos de las diferentes variedades litológicas de la Suite Quilloc. Feldespatos potásicos: FPsK; plagioclasas: PGLs; plagioclasas con alteración a sericita: PGLs(ser); plagioclasas con alteración a sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs); cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.30 Vista panorámica de la relación de sobreyacencia del Grupo Mitu sobre los granitos Quilloc. En las cercanías de la Laguna Lalacay.

Figura 5.31 Diagramas de average age y concordia age (Wetheril) para las muestras de la Suite Quilloc.

Figura 5.32 Vistas detalladas de la muestra GR39B-17-161, correspondiente a una diorita observada a la altura de la intersección del río Ocobamba y la quebrada Chullcuni. Plagioclasas: PGLs; anfíboles: ANFs.

Figura 5.33 Vistas detalladas de la muestra GR39B-17-07, correspondiente a los sienogranitos observados a 1 km al SE de la intersección del río Ocobamba y la quebrada Yanamayo. Feldespato potásico: FPsK; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.34 Mosaicos petrográficos de muestras de diorita extraídas en el límite de la hoja 27r1, en la margen izquierda del río Ocobamba. Plagioclasas alteradas a sericita: PGLs(ser); Plagioclasas con alteración de sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs); Feldespatos potásicos con alteración incipiente de arcillas: FPKs(ARCs); anfíboles: ANFs, cuarzo intergranular: cz, biotita: bt, piroxenos: PXs y minerales opacos diseminados: OPs.

Figura 5.35 Fotomicrografías en Nx de las muestras de sienogranito GR39B-17-06 y GR39B-17-07. Cristales de cuarzo: cz, plagioclasas: PGLs, con alteración de sericita: PGLs(ser), molde de cristales, con alteración de cloritas y óxidos de hierro: Molde: (CLOs-OXsFe); feldespatos potásicos con exsoluciones de plagioclasas: FPsK(PGLs), e inclusiones de cuarzo: cz.

Figura 5.36 Diagramas de promedio (average) y concordia age para las dioritas Quilloc – Mesapeada.

Figura 5.37 Aspectos macroscópicos de diferentes muestras de la Suite Yanatile; nótese en la mayoría de las imágenes la alineación de las biotitas que dan a la muestra una aparente foliación. Feldespato potásico: FPKs; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.38 Fotomicrografías en Nx de muestras de la Suite Yanatile. Cristales de feldespatos potásicos: FPKs, Blastos de feldespatos potásicos con alteración de arcillas: FPsK(ARCs), algunos con exoluciones de plagioclasas con textura pertitica: FPsK(PGLs); plagioclasas: PGLs, plagioclasas con alteración de arcillas y sericita: PGLs(ARCs-ser); biotita: bt, biotita II: bt II, recristalización de cuarzo II: cz II.

Figura 5.39 Imágenes de catodoluminiscencia de zircones de muestras de la Suite Yanatile sometidas a fechamiento U-Pb.

Figura 5.40 Diagramas de geocronológicos (average age y concordia age) para muestras de la Suite Yanatile.

Figura 5.41 Aspectos macroscópicos de los monzogranitos Pumasillo: a) y b) monzogranito dentro del Plutón Pumasillo; c) y d) Vista de detalle de monzogranito del Plutón Cayco. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt; esfena: efn.

Figura 5.42 Aspectos macroscópicos de los sienogranitos Pumasillo: a) y b) sienogranito dentro del Plutón Pumasillo; c) y d) vista de detalle de sienogranito del Plutón Cayco, nótese un magnífico ejemplo de textura rapakivi en d. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasa: PGLs; cuarzo: cz; biotita: bt.

Figura 5.43 Fotomicrografías de las diferentes variedades litológicas de la Suite Pumasillo: a) y b) variedad monzogranito; c) y f) variedad sienogranito. Feldespato potásico: FPKs, plagioclasas alteradas a arcillas: PGLs(ARCs), plagioclasas alteradas a arcillas y sericita : PGLs(ARCs-ser); cuarzo: cz, biotita : bt, biotita alteradas a clorita: bt(CLOs), moscovita: mos, minerales opacos : OPs; esfena: efn, allanita: all.

Figura 5.44 Relaciones de contacto de los granitos Pumasillo con los granitoides Piscacucho y las dioritas Chucuito.

Figura 5.45 Distribución litológica y de suites magmáticas dentro del Plutón Choquetacarpo.

Figura 5.46 Imágenes macroscópicas de muestras de los monzogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK, placioclasas: PGLs; cuarzo: cz, biotita: bt, esfena: efn; óxidos de hierro: OXsFe.

Figura 5.47 Imágenes macroscópicas de muestras de los monzogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK, placioclasas: PGLs; cuarzo: cz, biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

Figura 5.48 Fotomicrografías en Nx de muestras de monzogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico (FPsK) con alteración a arcillas: FPsK(ARCs); plagioclasas anteradas a sericita y arcillas; PGLs(ser-ARCs), cuarzo: cz; biotita (bt) alterada a clorita: bt(CLOs).

Figura 5.49 Fotomicrografías en Nx de muestras de sienogranitos Choquetacarpo. Cristales de feldespato potásico: FPsK; cristales de plagioclasa con alteración a sericita y arcillas: PGLs(ser-ARCs); cristales de cuarzo: cz, botita: bt; moscovita: mos; cloritas: CLOs y cristales de anfíbol: ANFs.

Figura 5.50 Sienogranito Choquetacarpo cortando a dioritas Chucuito en el abra Choquetacarpo: a) sienogranito intruyendo a dioritas, las líneas discontinuas rojas marcan la zona de contacto; b) diorita extraída de la zona de contacto, nótese los cristales desarrollados de feldespato potásico producto de la intrusión del granito (mingling); c) vista de detalle de muestra de sienogranito. Feldespato potásico: FPsK.

Figura 5.51 Mosaicos macroscópicos de diferentes muestras del Plutón Cirialo, en la parte izquierda fotografías con detalle de la textura de la muestra y en la derecha imágenes de los componentes mineralógicos y sus características. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

Figura 5.52 Fotomicrografías en Nx de muestras del Plutón Cirialo. Cristales de feldespatos potásicos (FPsK) con textura pertítica: FPsK(PGLs); cristales de plagioclasas (PGLS) con alteración a sericita: PGLs(ser); cristales de cuarzo: cz; biotita (bt) con alteración a óxidos de hierro: bt(OXsFe).

Figura 5.53 Imágenes de detalle de diferentes muestras de los granitoides reconocidos en el extremo norte y centro del Plutón Choquezafra. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe.

Figura 5.54 Imágenes de diferentes muestras del segundo grupo de granitoides reconocidos dentro del Plutón Choquezafra. Nótese la diferencia sustancial respecto del primer grupo descrito. Feldespato potásico: FPsK; plagioclasas: PGLs, cuarzo: cz; biotita: bt; óxidos de hierro: OXsFe; esfena: efn.

Figura 6.1 Diagrama de clasificación multicatiónica R1 vs. R2 (Modificado de De la Roche et al., 1980) para las suites y plutones del Segmento de Vilcabamba.

Figura 6.2 Diagrama de TAS (SiO2 vs. Na2O + K2O) para las diferentes unidades del Segmento Vilcabamba. La línea de clasificación de las series alcalinas y subalcalinas fue tomada de Miyashiro (1978) y el límite calcoalcalino - toleítico según Kuno (1968).

Figura 6.3 Subdivisión de rocas alcalinas y subalcalina mediante gráfica K2O vs. SiO2 (Le Maitre et al., 1989). Los límites corresponden al resumen hecho por Rickwood (1989) y esbozados en Rollinson & Pease (2021).

Figura 6.4 Diagrama de Shand (1943) A/CNK vs. A/NK discriminando rocas de composición metalumínico, peralumínico y peralcalino, aplicado a rocas del Batolito de la Cordillera Oriental – Segmento Vilcabamba.

Figura 6.5 Diagramas de Harker para las suites Chucuito, Piscacucho, Machupicchu y Capacsaya.

Figura 6.6 Diagramas de Harker para las suites Chucuito, Piscacucho, Machupicchu y Capacsaya.

Figura 6.7 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Chucuito – Taparayo.

Figura 6.8 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Piscacucho.

Figura 6.9 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Machupicchu.

Figura 6.10 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Capacsaya.

Figura 6.11 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Quilloc - Mesapelada.

Figura 6.12 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Ocobamba - Yanamayo.

Figura 6.13 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Yanatile.

Figura 6.14 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras de la Suite Pumasillo.

Figura 6.15 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras del Plutón Choquetacarpo.

Figura 6.16 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras del Plutón Choquezafra.

Figura 6.17 Diagrama de concentración de elementos traza para muestras del Plutón Cirialo - Concevidayoc.

Figura 6.18 Diagrama Th/Yb vs. Nb/Yb normalizado al valor del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) para discriminar fuentes mantélicas, procesos de fraccionación y contaminación de magmas.

Figura 6.19 Diagrama de razones Sm/Yb vs. Sr/Y para estimar espesor y composición cortical. La profundidad de asimilación se asume en base a los trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani et al. (2009).

Figura 6.20 Diagrama Eu/Eu* vs. SiO_2, esquema empleado para diferenciar entre magmas secos e hidratados.

Figura 6.21 Diagramas de discriminación de ambiente geotectónico, los diagramas de la parte superior corresponden a diagramas de Pearce et al. (1984) considerando los aportes de Verma et al. (2012). Los diagramas de la parte inferior son gráficos de función discriminante de Verma et al. (2012).

Figura 7.1 Ubicación de prospectos mineros, ocurrencias metálicas, no metálicas y concesiones mineras dentro del área de trabajo.

Figura 7.2 Vista panorámica del prospecto Capacsaya, donde se observa zona de alteración.

Figura 7.3 a) venillas de cuarzo tipo B, con sutura central de hematita y en forma de stockwork; b) presenta venillas de actinolita y magnetita; c) venillas-vetas de actinolita, hematita-especularita, cuarzo con espesores muy variados (0.5 cm a 100 cm).

Figura 7.4 a) Vista de detalle de estructura mineralizada asociada a una falla de rumbo sinestral (labor antigua), en ella se reconoció una veta compuesta por cuarzo, azurita, malaquita, jarosita; b) Estructura mineralizada con trazas de sulfuro tipo pirita, calcopirita y principalmente FeO y CuO; c) estructura mineralizada, se observa principalmente FeO con algunas trazas de pirita y calcopirita.

Figura 7.5 Ubicación de análisis geoquímico de rocas y sedimentos de quebrada.

Figura 7.6 Histogramas de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd y Sm.

Figura 7.7 Turkey Box & Whisker Box de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu.

Figura 7.8 Probability plots de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Er.

Figura 7.9 Mapas isovalóricos de tierras raras ligeras – LREE, La, Ce, Pr, Nd, Sm y Eu.

Figura 7.10 Histogramas de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

Figura 7.11 Turkey Box & Whisker Box de tierras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

Figura 7.12 Probability plots de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

Figura 7.13 Mapas isovalóricos de tierras raras pesadas HREE (Gd, Tb, Dy, Ho, Er y Lu).

Figura 7.14 Histogramas de análisis de elementos Th, U, Ta y Cr.

Figura 7.15 Turkey Box & Whisker Box de análisis de elementos Th, U, Ta y Cr.

Figura 7.16 Probability plots de análisis de elementos Th, U, Ta y Cr.

Figura 7.17 Mapas isovalóricos de Th, U, Ta y Cr.

Figura 7.18 Histogramas de análisis de Ni, Zn, W y Cu.

Figura 7.19 Turkey Box & Whisker Box de análisis de Ni, Zn, W y Cu.
Figura 7.20 Probability plots de análisis de análisis de Ni, Zn, W y Cu.
Figura 7.21 Mapas isovalóricos de Ni, Zn, W y Cu.
Figura 7.22 Histogramas de análisis de Mo y Pb.
Figura 7.23 Turkey Box & Whisker Box de análisis de Mo y Pb.
Figura 7.24 Probability plots de análisis de análisis de Mo y Pb.
Figura 7.25 Mapas isovalóricos de Mo y Pb.
Figura 7.26 Matriz de correlación de Spearman.
Figura 7.27 Análisis de componente principal del PC1 con una incidencia de 28.91 % de la data geoquímica.
Figura 7.28 Análisis de componente principal del PC2 y PC3 con una incidencia de 18.07 % y 13.61 %, respectivamente de la data geoquímica.
Figura 7.29 Diagrama FeOtotal vs. Eu/Eu* mostrando la afinidad litogeoquímica de las rocas con elementos económicos.
Figura 7.30 Mapa de zonas de afinidad litogeoquímica con recursos económicos y estratégicos.

Tablas

Tabla 6.1 Suites magmáticas y plutones dentro del Segmento de Vilcabamba
Tabla 7.1 Clasificación de Goldschmidt tectonoestratigráficos

INGEMMET

Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú
Teléfono: 051 - 1- 618 9800
Fax: 051-1-225-3063 I 051-1-225-4540
www.gob.pe/ingemmet
comunicacion@ingemmet.gob.pe