

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA MINAS Y
METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**



TESIS

**"ANÁLISIS DE FACIES VOLCANOSEDIMENTARIAS, EVOLUCIÓN
MAGMÁTICA Y TECTÓNICA DE UNA PARTE DEL RIFT MITU DE EDAD
PERMO-TRIÁSICO: SECCIÓN MARANGANI-SICUANI-CUSCO"**

**PRESENTADO POR
Br. JENNY SANDRA VALDEZ MORON**

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

**ASESOR
Mg. JOSE DIONICIO CARDENAS ROQUE**

**CUSCO-PERU
2021**

INFORME DE ORIGINALIDAD

(Aprobado por Resolución Nro.CU-303-2020-UNSAAC)

El que suscribe, Asesor del trabajo de investigación/tesis titulada: ANÁLISIS DE FACIES VOLCANOSEDIMENTARIAS-EVOLUCIÓN STRATIGRÁFICA Y TECTÓNICA DE UNA PARTE DEL RIFT FITU DE EDAD PERMO-TRÁSICO: SECCIÓN PARANGANI-SICUMBI-CUSCO presentado por: JENNY SANDRA VALDEZ NORÓN con DNI Nro.: 47749749 presentado por: con DNI Nro.: para optar el título profesional/grado académico de INGENIERO GEÓLOGO

Informo que el trabajo de investigación ha sido sometido a revisión por 2 veces, mediante el Software Antiplagio, conforme al Art. 6° del **Reglamento para Uso de Sistema Antiplagio de la UNSAAC** y de la evaluación de originalidad se tiene un porcentaje de 6%.

Evaluación y acciones del reporte de coincidencia para trabajos de investigación conducentes a grado académico o título profesional, tesis

Porcentaje	Evaluación y Acciones	Marque con una (X)
Del 1 al 10%	No se considera plagio.	X
Del 11 al 30 %	Devolver al usuario para las correcciones.	
Mayor a 31%	El responsable de la revisión del documento emite un informe al inmediato jerárquico, quien a su vez eleva el informe a la autoridad académica para que tome las acciones correspondientes. Sin perjuicio de las sanciones administrativas que correspondan de acuerdo a Ley.	

Por tanto, en mi condición de asesor, firmo el presente informe en señal de conformidad y adjunto la primera página del reporte del Sistema Antiplagio.

Cusco, 04 de ENERO de 2024



Firma

Post firma JOSE DIONICIO CARPENAL ROQUE

Nro. de DNI 23073595

ORCID del Asesor 0000-0002-5261-419X

Se adjunta:

1. Reporte generado por el Sistema Antiplagio.
2. Enlace del Reporte Generado por el Sistema Antiplagio: 010 27259:188955490

NOMBRE DEL TRABAJO

**ANALISIS DE FACIES VOLCANOSEDI-
MENTARIAS , EVOLUCIÓN MAGMÁTICA Y
TECTÓNICA DE UNA PARTE DEL RIFT MI
T**

AUTOR

JENNY SANDRA VALDEZ MORÓN

RECUENTO DE PALABRAS

47341 Words

RECUENTO DE CARACTERES

267784 Characters

RECUENTO DE PÁGINAS

159 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

27.5MB

FECHA DE ENTREGA

Dec 14, 2022 9:01 AM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Dec 14, 2022 9:03 AM GMT-5**● 6% de similitud general**

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

- 6% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 2% Base de datos de trabajos entregados
- 1% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● Excluir del Reporte de Similitud

- Material bibliográfico
- Material citado
- Bloques de texto excluidos manualmente
- Material citado
- Coincidencia baja (menos de 8 palabras)



“Y se echaron a andar hacia esa inmensa cadena de montañas y volcanes...”

Isabel Allende

DEDICATORIA

A Dios que me ha dado la vida y fortaleza
para concluir mis metas.

A mis padres: María Morón, Felipe Valdez, y
Laura, a estos seres maravillosos, por su
inmenso amor y fortaleza con los que cada
día de mi existencia he sido alimentado, por
ser el motivo de mi permanente lucha por
superarme en la vida, sin ustedes
simplemente no hubiera sido posible nada de
lo que he hecho hasta ahora, nunca olviden
que los amo y respeto.

A mi abuela; Anita Quispe, que ha sido parte
fundamental en mi vida, por el esfuerzo,
sacrificio y apoyo en cualquier decisión que
haya podido tomar, te amo.

A mi tía Milagros Morón por su gran ayuda
durante mis años de estudio, su enseñanza y
colaboración brindada.

A los miembros de mi familia, cada uno de
los cuales me enseñó cosas distintas. A su
apoyo constante, a su capacidad de
comprensión, a su paciencia y al amor que
me tienen.

AGRADECIMIENTOS

Escribir una tesis es un proceso largo e involucra a muchas personas más que a su autor, durante los años que he pasado estudiando geología, muchas personas estimularon mis ganas de conocimiento y profundización en las preguntas que comenzaron siendo simple curiosidad, a tal punto de convertirse hoy en día en el motor que motivó y me sigue motivando. Es por esto que quiero agradecer de manera muy especial al Ing. José Dionicio Cárdenas Roque, profesor de la Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, asesor de este proyecto, mentor, amigo, por sus consejos, que ayudan a formarte como persona e investigador.

A la Universidad San Antonio Abad del Cusco por darme la oportunidad de estudiar y ser una buena profesional.

Al departamento de Geología de la Universidad San Antonio Abad del Cusco y su cuerpo docente quienes con sus conocimientos y consejos hicieron posible nuestra formación profesional durante la trayectoria de nuestra vida universitaria.

Igualmente al Mgt. Fernando Panca de la Universidad de Münster quien siempre estuvo dispuesto a responder dudas y asesorarme durante la realización de este proyecto.

A mis amigos de la Universidad, Alvaro Cárdenas, Diego Requejo, Diego de la Borda, José Chacón, Mabel Romero, Mirian Aparicio, Karen Dueñas, Verónica Tito, Milagros Huanca, quienes marcaron una etapa de mi vida y en donde se encuentren gracias por la amistad y por los años que compartimos.

A mi próximo colega Boris del Castillo por su ayuda en la etapa de campo en este proyecto.

De la misma forma se le agradece a cada una de las personas que de alguna manera hicieron posible la culminación de la presente Tesis.

Sinceramente, muchas gracias a todos!

INDICE

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 GENERALIDADES	1
1.2 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	2
1.3 DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA	5
1.4 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	5
1.5 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	5
1.5.1 <i>Objetivo general:</i>	5
1.5.2 <i>Objetivos específicos:</i>	5
1.6 HIPÓTESIS DE LA INVESTIGACIÓN.....	5
1.7 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	6
CAPITULO II: ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSTRATO PERMO-TRIÁSICO EN LA SECCIÓN MARANGANI-SICUANI	9
2.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA SECCIÓN MARANGANI-SICUANI	9
2.1.1 <i>Grupo Cabanillas</i>	10
2.1.2 <i>Grupo Tarma-Copacabana</i>	11
2.1.3 <i>Grupo Mitu</i>	13
2.1.4 <i>Formación Huancané</i>	14
2.1.5 <i>Depósitos cuaternarios</i>	15
CAPITULO III: GRUPO MITU	17
3.1 ANTECEDENTES DEL GRUPO MITU.....	17
3.2 TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN PRE-RIFT MITU	22
3.3 MAGMATISMO RELACIONADO AL RIFTING MITU	26
3.4 DEPÓSITOS SYN-RIFT MITU	29
3.5 TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN POST-RIFT MITU	31
CAPITULO IV: ANÁLISIS DE LAS FACIES VOLCANOSSEDIMENTARIAS	34
4.1 INTRODUCCIÓN.....	34
4.2 LITOFACIES	34
4.2.1 <i>Facies</i>	34
4.3 DEPÓSITOS VOLCÁNICOS	40
4.3.1 <i>Facies efusivas</i>	40
4.3.1.1 <i>Lavas alcalinas a subalcalinas (LAS)</i>	40
4.3.1.2 <i>Lavas alcalinas-Subalcalinas brechadas y top flow (LAB)</i>	43
4.3.1.3 <i>Lavas dacíticas coherentes (LDC)</i>	45
4.3.2 <i>Facies Explosivas</i>	47
4.3.2.1 <i>Ignimbrita rica en cristales densamente soldado (IGDS1)</i>	47
4.3.2.2 <i>Ignimbrita densamente soldada con fiames (IGDS2)</i>	48
4.3.2.3 <i>Ignimbrita sin soldadura rica en cristales y líticos (IGLS)</i>	50
4.3.2.4 <i>Flujos de bloques y cenizas (FBC)</i>	52
4.4 DEPÓSITOS VOLCÁNICOS SECUNDARIOS.....	54
4.4.1 <i>Depósitos volcanoclásticos (DEPVOL)</i>	54
4.5 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	55
4.5.1 <i>Secuencias Conglomerádicas</i>	55
4.5.1.1 <i>Conglomerado clasto-soportado tipo Sheetflood (SF)</i>	55
4.5.1.2 <i>Conglomerado masivo clasto soportado (Gcm-GcmL-GcmA)</i>	57
4.5.1.2.1 <i>Conglomerado rico en clastos de lava (Gcm-L)</i>	58

4.5.1.2.2 Conglomerado rico en clastos de areniscas Mitu (Gcm-A)	58
4.5.1.3 Conglomerado masivo matriz soportado (Gmm-Gmm-C).....	59
4.5.1.3.1 Conglomerado rico en clastos de cuarcita (Gmm-C)	59
4.5.1.4 Conglomerado matriz soportada con laminación horizontal (Gh).....	60
4.5.1.5 Conglomerado estratificado en artesas (Gt).....	61
4.5.2 Secuencias arenáceas.....	62
4.5.2.1 Arenisca guijarrosa de grano muy grueso (Scp).....	62
4.5.2.2 Arenisca con estratificación horizontal (Sh).....	62
4.5.2.3 Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa (St)	63
4.5.2.4 Arenisca masiva (Sm).....	64
4.5.2.5 Arenisca con estratificación entrecruzada planar (Sp).....	65
4.5.3 Secuencias limolíticas	66
4.5.3.1 Limolita, Arenosa masiva (Fsm)	66
4.5.3.2 Limolita horizontal (Fl).....	66
4.5.3.3 Yeso (G).....	66

CAPITULO V: MODELOS DEPOSITACIONALES..... 69

5.1 INTRODUCCIÓN.....	69
5.2 MIEMBRO 1: ESCASOS DEPÓSITOS DE PLAYA-LAKE, LLANURA DE INUNDACIÓN, Y TRANSICIÓN A CANALES FLUVIALES (SH, FL, FSM, G)	70
5.3 MIEMBRO 2: CANALES FLUVIALES (SCP, SH, GH, GCM-A, GMM-C).....	71
5.4 MIEMBRO 3: RELLENOS DE CANAL Y FLANCOS DE CANAL (ST, SH, SM, SP, SCP, GMM, GCM, GCM-A).	71
5.5 MIEMBRO 4: SISTEMAS FLUVIALES TRENZADOS GRAVOSOS Y ARENÁCEOS (SM, SH, ST, SP, SCP, GH, GT, GCM, GCM-A, GMM)	73
5.6 MIEMBRO 5: CANALES FLUVIALES (SH, SM, SCP, GCM-A, GCM, GMM).....	74
5.7 MIEMBRO 6: ABANICO ALUVIAL POR DEPÓSITOS DE CANAL DE CORRIENTE (ST, SH, SM).....	74
5.8 MIEMBRO 7: FLUJOS PIROCLÁSTICOS (IGSD1-IGLS-LAS)	75
5.9 MIEMBRO 8: TRANSICIÓN DE CANALES FLUVIALES A ABANICOS ALUVIALES PROXIMAL (GCM-L, SM, GMM, SCP, SM, SH, SF)	75
5.10 MIEMBRO 9: FLUJOS PIROCLÁSTICOS II (IGDS2, FCB, LDC, DEPVOL)	76
5.11 MIEMBRO 10: FLUJOS DE LAVA ALCALINA A SUBALCALINA A EFÍMEROS CANALES FLUVIALES (LAS, LAB, DEPVOL, SM)	76

CAPITULO VI: ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LAS ARENISCAS Y AMBIENTE TECTÓNICO 79

6.1 INTRODUCCIÓN.....	79
6.2 ENFOQUE PETROGRÁFICO DEL AMBIENTE TECTÓNICO.....	80
6.3 CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL DE LAS ARENISCAS MITU.....	85
6.3.1 Descripción petrográfica mediante microscopia óptica de las areniscas con menos del 15% de matriz	87
6.3.1.1 Arcosa lítica:	87
6.3.1.2 Subarcosa:.....	87
6.3.1.3 Arcosa.....	90
6.3.2 Descripción petrográfica mediante microscopia óptica de las areniscas con más del 15% de matriz	90
6.3.2.1 Grauwacas líticas.....	90
6.3.2.2 Grauwacas feldespáticas.....	92
6.4 DIAGRAMAS Y AMBIENTES TECTÓNICOS SEGÚN EL MÉTODO DE DICKINSON.....	93
6.4.1 Diagrama Qm-F-Lt	94
6.4.2 Diagrama Q-F-L.....	97

6.4.3 Diagrama Qm-P-K.....	97
6.4.2. Diagrama Qp-Lv-Ls.....	98
6.4.3. Diagrama Lm-Lv-Ls.....	99
6.4.4 Diagrama Q-F-L (Garzanti et al., 2001).....	100
6.5 ÍNDICES COMPOSICIONALES Y RECICLAMIENTO.....	101
6.5.1 Síntesis de los índices composicionales y de reciclamiento.....	104
6.6 CLIMA Y RELIEVE.....	104
CAPITULO VII: GEOQUÍMICA.....	106
7.1 METODOLOGÍA.....	106
7.2 GEOQUIMICA DE LAVAS.....	106
7.2.1 Análisis Petrográfico.....	106
7.2.2 Elementos Mayores y Traza.....	109
7.2.2.1 Clasificación de rocas volcánicas.....	109
7.2.2.2 Elementos Traza y REE: Fuente Magmática y Ambiente Tectónico.....	113
GEOQUÍMICA DE ARENISCAS.....	118
7.2.3 Meteorización y Reciclamiento Sedimentario.....	119
7.2.4 Procedencia y Ambiente Tectónico de Areniscas.....	120
CAPITULO VIII: DISCUSION Y RESULTADOS.....	124
CONCLUSIONES.....	129
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	131

LISTA DE FIGURAS

Capítulo I: ASPECTOS GENERALES

Figura 1.1 Dominio tectónico en la región de Marangani cuadro rojo entrecortado representa el dominio tectónico de la zona de estudio. **Fuente: Rildo Rodriguez et al., 2010.**

Figura 1.2 Dominio o bloques estructurales en la región de Sicuani, cuadro rojo entrecortado representa el dominio estructural de la zona de estudio. **Fuente: Carlotto et al., 2006.**

Capítulo II: ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSTRATO PERMO-JURÁSICO EN LA SECCIÓN MARANGANI-SICUANI

Figura 2.1 Bloque diagrama como modelo conceptual de la evolución tectónica desde el Pérmico hasta el Holoceno en la localidad de Sicuani. Fuente: Baez et al (2009).

Capítulo III: GRUPO MITU

Figura 3.1 Mapa paleogeográfico de América del Sur en el marco general de Gondwana. **Fuente: Limarino y Spatelli et al., 2006**

Figura 3.2 Eje del sistema de rift del Pérmico superior- Jurásico medio que coincide con el eje de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, Sc: Santa Cruz, Tu: Tupiza. **Fuente: Sempere et al (2002).**

Figura 3.3 Cuadro estratigráfico del Pérmico al Jurásico, deformación y magmatismo de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia y áreas regionales circundantes. Fuente: Sempere et al (2002).

Figura 3.4 Ubicación de cuencas carboníferas en América del Sur, cuadro rojo Cuenca Madre de Dios, cuadro negro Cuenca Tarija-Chaco, **Fuente: Di Pasquo et al., 2019**

Figura 3.5 Mapa geológico que incluye el área de estudio (punto rojo) y alrededores. **Fuente: Mapa de Leon et al (2000) modificado por Reitsma et al (2012).**

Figura 3.6 Sección del “Rift Mitu aborted” en el Jurásico inferior. **Fuente: Reitsma et al (2012).**

Capítulo IV: ANÁLISIS DE LAS FACIES VOLCANOSSEDIMENTARIAS

Figura 4.1 Relaciones entre facies, ambientes y sistemas depositacionales, utilizando los sistemas encadenados como terminología en el análisis secuencial. **Fuente: Walker et al (1992).**

Figura 4.2 Clasificación genética de depósitos volcánicos. **Fuente: J.McPhie (1993)**

Figura 4.3 Sección estratigráfica del área de Marangani-Sicuani. Esta sección muestra 24 facies, los 10 miembros del Grupo Mitu y la codificación de las muestras para el estudio de la petrografía y geoquímica de los capítulos V, VI, VII.

Figura 4.4 Sección estratigráfica del área de Marangani-Sicvani. Esta sección muestra 24 facies, 10 miembros del Grupo Mitu y la codificación de muestras para el estudio de la petrografía y geoquímica de los capítulos V, VI, VII respectivamente. **Fuente: Elaboración propia**

Capítulo V: MODELOS DEPOSICIONALES

Figura 5.1 Ejemplo de algunos ambientes depositacionales en el área de estudio.

Figura 5.2 Asociación de facies identificadas en los sistemas de playa-lake; A: Yesos macrocristalinos con fábricas equigranulares. B: Yesos microcristalinos bioturbados. C: Yesos microcristalinos bioturbados con silicificaciones. D: Limos arcillosos con cristales de yeso lenticular. E: Yeso macrocristalino con fábricas de crecimiento vertical. F: Canales rellenos de cristales de yeso detrítico. G: Yeso pulverulento. **Fuente: Arribas et al., 1991.**

Figura 5.3 Representación esquemática de la geometría y facies presentes en un relleno de canal.

Figura 5.4 Sección estratigráfica del área de Marangani-Sicvani. Esta sección muestra los 10 miembros del Grupo Mitu. **Fuente: Elaboración propia**

Capítulo VI: ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LAS ARENISCAS Y AMBIENTE TECTÓNICO

Figura 6.1 Distribución de rocas sedimentarias en varios regímenes tectónicos. **Fuente: Dickinson et al., 1983.**

Figura 6.2 Clasificación de areniscas: El diagrama (a) Clasificación para sedimentos con menos del 15 % de matriz de grano fino. Esta clasificación no toma en cuenta la matriz, el cemento, micas, etc., (b) Clasificación de las areniscas con más del 15 % de matriz de grano fino (grauwaca).

Figura 6.3 (a) Clasificación de las areniscas Mitu para sedimentos con menos del 15% de matriz de grano fino. (b) Clasificación de las areniscas Mitu con más del 15 % de matriz de grano fino (grauwaca).

Figura 6.4 Diagrama ternario de discriminación de procedencia Qm-F-Lt de (Dickinson y Suczek ,1979; Dickinson et al ,1983; Dickinson et al, 1985) para las areniscas del Grupo Mitu.

Figura 6.5 Diagrama ternario de discriminación de procedencia Q-F-L de (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al, 1983; Dickinson et al, 1985) para las areniscas del Grupo Mitu.

Figura 6.6 Diagrama composicional Qm-P-K (Dickinson y Suczek ,1979; Dickinson et al ,1983; Dickinson et al, 1985) de las areniscas del Grupo Mitu.

Figura 6.7 Diagrama ternario de discriminación de procedencia Qp-Ls-Lv (Ingersoll y Suczek, 1979, Dickinson y Suczek ,1979).

Figura 6.8 Diagrama ternario de discriminación de procedencia Lm-Ls-Lv (Ingersoll and Suczek ,1979).

Figura 6.9 Los campos mostrados corresponden a la propuesta de Garzanti et al. 2001 y Marsaglia et al. 2007.

Figura 6.10 Relación entre los índices composicionales Qp/Qt y F/Qt (feldespato/cuarzo total) en las areniscas del Grupo Mitu.

Figura 6.11 Relación entre los índices composicionales Lm/Lv y Ls/Qm en las areniscas del Grupo Mitu.

Figura 6.12 Relación entre los índices composicionales Ls/Qm y Qp/Qt en las areniscas del Grupo Mitu.

Figura 6.13 Diagrama binario que confronta la relación logarítmica de Q/F contra Q/FR . (Weltje et al. 1998).

Figura 6.14 El efecto de la roca fuente en la composición de las areniscas Mitu utilizando el diagrama Suttner et al. (1981).

Capítulo VII: GEOQUÍMICA

Figura 7.1 (a) Diagrama TAS de total álcali vs. Sílica (Middlemost 1994). (b) Clasificación de rocas ígneas Nb/Y vs. Zr/Ti (Winchester & Floyd 1977, modificado por Pearce 1996). (c) Clasificación de intensidad de intemperismo-alteración según Ohta y Arai (2007). (d) Diagrama de discriminación tectónica Ti vs. V según Shervais (1982). (e) Diagrama de discriminación tectónica $Th-Zr/117-Nb/16$ según Wood (1980). (f) Clasificación de fuentes magmáticas Nb/Yb vs. Th/Yb según Pearce (2008).

Figura 7.2 (a) Diagrama de discriminación A/CNK vs. A/NK (Shand 1943). (b) Diagrama de discriminación por afinidad peralcalina (FeO vs. Al_2O_3 , propuesto por Macdonald 1974; modificado por Kozlovsky et al., 2007).

Figura 7.3 Diagramas multielementales para las lavas de la sección Maranganí (L1 (base), L2, L3, L4, L5 (tope)) (a) Diagrama spider normalizado al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). (b) Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita (Boynnton, 1984).

Figura 7.4 (a) Esquema de clasificación de areniscas que compara las relaciones logarítmicas de Na_2O/K_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 de Pettijohn et al. (1972). (b) Clasificación geoquímica para rocas sedimentarias propuesta por Herron (1988) utilizando relaciones logarítmicas de SiO_2/Al_2O_3 vs. Fe_2O_3/K_2O . (c) Diagrama Th vs. Th/U de acuerdo con McLennan et al. (1993). (d) Diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc de acuerdo a McLennan et al. (1993) modificada por Jenchen (2001).

Figura 7.5 (a) Diagrama La/Th vs. Hf para discriminación de procedencia sedimentaria (Floyd & Leveridge, 1987). (b) Diagrama ternario $Sc-Th-La$ para discriminación de ambiente tectónico (Bhatia & Crook, 1986).

Capítulo VIII: DISCUSION Y RESULTADOS

Figura 8.1 Modelo de sedimentación del Grupo Mitu en Marangani y alrededores entre 245 y 220 Ma. **Fuente: Elaboración propia**

LISTA DE FOTOS

Capítulo II: ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSTRATO PERMO-JURÁSICO EN LA SECCIÓN MARANGANI-SICUANI

Foto 2.1 Grupo Cabanillas en la zona de estudio, afloramiento de pizarras negras a azuladas.

Foto 2.2 Afloramiento de la Formación Tarma-Copacabana en la zona de estudio, intercalación de areniscas calcáreas blancas a rojizas, el matiz rojo posiblemente se deba a una oxidación al momento de la erosión.

Foto 2.3 Afloramiento del Grupo Mitu en la zona de estudio; a) Conglomerados del Grupo Mitu; b) Flujos piroclásticos con dirección de flujo del Grupo Mitu, c) Discordancia angular en el contacto entre los depósitos sedimentarios y volcánicos del Grupo Mitu.

Capítulo IV: ANÁLISIS DE LAS FACIES VOLCANOSSEDIMENTARIAS

Foto 4.1 Algunas texturas de basaltos alcalinos, foidita, fonolita del Grupo Mitu en la Sección Marangani-Sicuani, a) y b) Textura seriada en una foidita en NC y NP respectivamente, c),d) Textura subofítica en un basalto alcalino, e) y f) Textura seriada y porfídica de una fonolita en NP y NC, g) y h) Textura porfírica de basalto alcalino, i) Afloramiento potente de basaltos alcalinos masivos en la zona de estudio. Algunos de los Minerales: Ol: olivino, Pl: plagioclasas, Cl: clinopiroxeno, An: anfíbol, Eg: egirina, Ca: calcita, No: noseana, Leu: leucita, Mn Op: minerales opacos.

Foto 4.2 (a) y (b) Textura amígdalar en los basaltos alcalinos, (c) y (d): Afloramiento de basaltos vesiculares en la sección, (e), (f) Afloramiento de basaltos autobrechados con clastos de basalto alcalino.

Foto 4.3 a) Muestra de mano de las lavas dacítica con textura porfírica, b) Fenocristales de Plagioclasas, c) Fenocristales de plagioclasas alterándose a arcillas y carbonatos, d) Fenocristales de plagioclasas, piroxenos, cuarzos en una matriz de plagioclasas, piroxeno, minerales opacos, e) Fenocristales de plagioclasas con núcleo de piroxeno, evidenciando un desequilibrio con la pasta, matriz alterada a arcillas, óxidos y carbonatos. Algunos de los minerales: Pl: plagioclasas, Px: piroxenos.

Foto 4.4 a) Afloramiento en campo de ignimbritas masivas, b) Muestra de mano de las ignimbritas donde se observa la textura porfírica, c) Cristaloclastos de cuarzo densamente soldados, d), f) Textura porfírica en ignimbritas, e) Cristaloclastos de biotita, g) Ignimbritas densamente soldadas. Algunos de los minerales: Ol: olivino, Pl: plagioclasas, Bi: biotita, Qz: cuarzo.

Foto 4.5 a) Afloramiento en la zona de estudio de ignimbritas con una dirección de flujo, b) Textura porfírica en las ignimbritas, c) Cristaloclastos de cuarzo(Qz), fiamas con formas lenticulares,

ortopiroxeno (Orpx), fiamas con formas lenticulares, d), e) Matriz criptocristalina de cuarzo, ortopiroxeno, plagioclasas, minerales opacos, trizas vítreas, fiamas con formas lenticulares.

Foto 4.6 a),b) Facies de ignimbritas con fenocristales de cuarzo (Qz), fragmentos líticos (Fl), hornblenda (Hn), inmersos en una pasta felsítica criptocristalina, c) Engolfamiento de cuarzo, d) Fragmentos líticos en las ignimbritas, e) Fragmentos de plagioclasas fracturadas, f) Matriz criptocristalina, g) Muestra de mano de ignimbritas riódacíticas. Algunos de los minerales; Pl: plagioclasas, Bi: biotita, Qz: cuarzo, Flk: feldespato potásico, Fl: fragmentos líticos.

Foto 4.7 a), b) Clastos redondeados de ignimbritas, c) Clastos de formas irregulares, d), e) Estratificación burda de flujo de bloques y cenizas, f) Textura porfirítica en afloramiento del flujo de bloques y ceniza en la zona de estudio, g) Entrecremamiento de clinopiroxeno en un fragmento lítico, h), i), j) Cristaloclastos de biotita (Bi), cuarzo (Qz), fragmentos líticos (Fl), ortopiroxeno (Orpx), clinopiroxeno (Cpx), plagioclasa (Pl) en una matriz criptocristalina, alteración de cristaloclastos de plagioclasas a calcita (Ca).

Foto 4.8 a) Depósito tipo Sheetflood se presentan ligeramente alineados, b), c) Clastos subredondeados a subangulosos con tamaños desde guijarros a clasto de lava de hasta 20 cm, d) Intercalación con areniscas con estratificación cruzada planar, e) Canales en este depósito.

Foto 4.9 a), b) Conglomerado clasto soportado abundante en clastos de areniscas rojas Mitu, con una matriz de arena y limonita, c) Conglomerado clasto soportando abundante en clastos de lava.

Foto. 4.10 a) Conglomerado matriz soportada con abundantes clastos de cuarcita, b) Intercalación de niveles delgados de areniscas de grano medio a fino con los conglomerados matriz soportado.

Foto 4.11 a) Conglomerados con estratificación horizontal intercalados con areniscas microconglomerádicas, b) Clastos más pequeños paralelos a la estratificación.

Foto 4.12 Facies de conglomerados finos con una débil estratificación entrecruzada.

Foto 4.13 Facies de areniscas gruesas a microconglomerádicas con abundantes guijarros.

Foto 4.14 a) y b) Facies de secuencias potentes de areniscas con laminación horizontal.

Foto 4.15 a) Areniscas con estratificación en artesa b) Presencia de lag de cantos.

Foto 4.16 Facie de areniscas masivas.

Foto 4.17 Facie de areniscas con estratificación entrecruzada planar

Capítulo VI: ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LAS ARENISCAS Y AMBIENTE TECTÓNICO

Foto 6.1 Fotomicrografías con luz polarizada de las areniscas del Grupo Mitu, mostrando diferentes parámetros petrográficos: a) Lítico metamórfico (Lm), b) Lítico metamórfico (Lm), c) Cuarzo monocristalino (Qm), lítico plutónico (Lp), plagioclasa (P), d) Cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), e) Lítico sedimentario (Ls), f) Cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo

policristalino (Qp), lítico sedimentario (Ls), lítico metamórfico (Lm), g) Lítico volcánico (Lv), h) Plagioclasa (Pl).

Foto 6.2 Fotomicrografías de la arcosa lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), plagioclasas (Pl), fragmentos líticos alterados a arcillas en una matriz fina de carbonato. b) Granos de cuarzo, fragmentos líticos volcánicos (Fl-v), sedimentario (Fl-s) y metamórficos (Fl-m), plagioclasas (Pl) alterándose a arcillas.

Foto 6.3 Fotomicrografías de sublitarenita: a) Laminación con granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), en una matriz fina de carbonato, b) Granos subredondeados de cuarzo monocristalino (Qm), fragmentos líticos sedimentario (Fl-s).

Foto 6.4 Fotomicrografías de sublitarenita: a),b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), minerales opacos (Mop), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s), plagioclasas (Pl), zircón (Zi), en una matriz fina de carbonato y arcillas.

Foto 6.5 Fotomicrografías de sublitarenita: a) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), minerales opacos (Mop), fragmentos líticos metamórficos (Fl-m) en una matriz fina de arcillas, b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s), minerales opacos (Mop).

Foto 6.6 Fotomicrografías de sublitarenita: a) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), minerales opacos (Mop), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s) en una matriz fina de arcillas y carbonatos. b) Fotomicrografía de la imagen (a) en nicoles paralelos.

Foto 6.7 Fotomicrografías de litarenita: a) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s), metamórficos (Fl-m) en una matriz fina de carbonato. b) Trazas de zircón (Zi).

Foto 6.8 Fotomicrografías de grauwaca lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s), minerales opacos (Mop), zircón (Zi), en una matriz fina carbonatada, en una matriz fina de carbonato, b) Granos subredondeados de carbonato (Ca) la misma se encuentra en la matriz, cuarzo (Qz) predominantemente monocristalino, minerales opacos (Mop), fragmentos líticos metamórficos (Fl-m) y sedimentarios (Fl-s).

Foto 6.9 Fotomicrografías de grauwaca lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s) y metamórficos (Fl-m), minerales opacos (Mop), matriz de carbonato (Ca) y arcillas, b) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s), zircón (Zi) en una matriz arcillosa.

Foto 6.10 Fotomicrografías de Grauwaca Lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s) y metamórficos

(Fl-m), minerales opacos (Mop), matriz de carbonato (Ca) y arcillas). b) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Fl-s), zircón (Zi) en una matriz arcillosa.

Foto 6.11 Fotomicrografías de grauwaca feldespática: a) Granos subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), matriz de arcillas y cuarzo criptocristalino. b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasas (Pl), muscovita (Mus), zircón (Zi) en una matriz arcillosa.

Foto 6.12 Fotomicrografías de grauwaca feldespática: a) Granos subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), matriz de arcillas y cuarzo criptocristalino. b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasas (Pl), muscovita (Mus) en una matriz arcillosa y con cuarzo criptocristalino.

LISTA DE MAPAS

Capítulo I: ASPECTOS GENERALES

Mapa Nro. 1 Mapa de ubicación de la Sección Marangani-Sicuani. **Fuente: Elaboración propia.**

Capítulo II: ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSTRATO PERMO-JURÁSICO EN LA SECCIÓN MARANGANI-SICUANI

Mapa Nro. 2 Mapa geológico local del área de estudio. **Fuente: Elaboración propia.**

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 Resumen de 24 facies junto con la descripción de estructuras, mecanismo de depositación, proceso y ambiente inferido.

Tabla 4.2 Codificación de las muestras en la Sección Marangani-Sicuni para el análisis petrográfico.

Tabla 6.1 Codificación de las muestras de areniscas en la sección Marangani-Sicuni para el estudio petrográfico y elaboración de diagramas ternarios de procedencia.

Tabla 6.2 Parámetros petrográficos medidos en las areniscas usando el método de Gazzi Dickinson (Dickinson 1970, Dickinson y Suczek 1979, Dickinson et al. 1983, Ingersoll y Suczek 1979).

Tabla 6.3 Datos correspondientes al conteo de puntos a partir de los cuales se graficaron los diagramas ternarios de discriminación para procedencia de fragmentos clásticos en rocas sedimentarias.

Tabla 6.4 Porcentajes recalculados de varios parámetros usando los diagramas ternarios para composición y procedencia (Ingersoll y Suczek ,1979; Dickinson y Suczek 1979, Dickinson et al., 1983, Garzanti et al., 2001, Marsaglia et al., 2007).

Tabla 7.1 Codificación de las muestras para el análisis geoquímico.

Tabla 7.2 Resultados de análisis geoquímico en lavas.

Tabla 7.3 Resultados de análisis geoquímico en ignimbritas.

Tabla 7.4 Características de REE para la discriminación de ambientes tectónicos de cuencas sedimentarias (después de Bhatia 1985). ATCM: Margen continental de tipo andino; CIA: Arco de isla continental; PM: Margen continental pasivo. Los resultados de las areniscas Mitu se muestran dentro del cuadro rojo. Los símbolos de la muestra se explican en la parte inferior.

Tabla 7.5 Resultados de análisis geoquímico en areniscas.

RESUMEN

El Grupo Mitu consiste de sucesiones volcanosedimentarias y de capas rojas depositadas durante el Permotriásico, a lo largo de una cuenca intracontinental de naturaleza extensional en el oeste de Gondwana. La sección Maranganí (~1400 m) representa una porción importante de la sedimentación y vulcanismo Mitu que tomó lugar durante el Triásico Medio-Superior; y se encuentra ubicada en la región de Canchis, departamento del Cusco; a 13 km al sur de la ciudad de Sicuani. Este estudio tiene por objetivo hacer una reconstrucción de los ambientes de sedimentación y procedencia, así como interpretar la evolución tectono-magmática en esta parte de la cuenca Mitu, mediante el uso de análisis de facies volcanosedimentarias, descripción petrográfica y geoquímica de roca total y tierras raras.

La sección Maranganí está compuesta por niveles sedimentarios y volcanosedimentarios que conforman 24 facies distribuidas en depósitos fluviales, aluviales, depósitos de flujos piroclásticos y lavas. La estratigrafía se define como sigue: hacia la base se halla en contacto erosional y con discordancia angular con areniscas calcáreas del Grupo Tarma (Carbonífero Superior). 0–570 m, dominio de sistemas fluviales sobre aluviales con ausencia de vulcanismo mostrando intercalaciones de estratos potentes de areniscas, conglomerados y depósitos tipo sheetflood con presencia de numerosos paleo canales, así como evidencia importante de un comportamiento grano creciente de la sedimentación. 570–970 m, predomina el vulcanismo explosivo compuesto por intercalaciones de ignimbritas riolíticas-traquíticas ricas en cristales y líticos, basaltos alcalinos y depósitos potentes de conos aluviales indicando un domamiento de la cuenca. 970–1350 m, predominan los campos de lavas foidíticas y fonolíticas con afinidad peralcalina, así como domos volcánicos con intercalaciones de areniscas fluviales y aluviales. Hacia el tope, está en contacto erosional con la Formación Huancané

Las areniscas de Maranganí muestran composiciones que van desde cuarzoarenitas hasta litoarenitas y están caracterizadas por tener como fuente principal sedimentos reciclados maduros cuarzosos y sedimentos de continente interior procedentes de fuentes retrabajadas intensamente (Grupo Ambo, Grupo Tarma), así como aporte menor de material volcánico Mitu syn-rift hacia el tope.

El patrón de tierras raras normalizada a la condrita evidencia un enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) con relación a las tierras raras pesadas (HREE) con valores de $La_N/Yb_N = 8.29–52.92$, y no presentan anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = 0.92–1.08$). El análisis de elementos traza y tierras raras evidencian que tuvieron lugar episodios volcánicos que representan parte de un ciclo evolutivo magmático alcalino-fonolítico en el contexto de un ambiente extensional continental, así como que las lavas tienen una fuente mantélica en común tipo OIB con signos evidentes de contaminación cortical durante su evolución.

El presente estudio considera que las sucesiones basalto alcalino–foidita–fonolitas (denominado aquí **Volcánicos Maranganí**, ~220 Ma) forman parte de un rompecabezas evolutivo de una serie alcalina de edad Permotriásica que comprende: basaltos y andesitas subalcalinas–basaltos alcalinos–traquitas–basaltos alcalinos–**Volcánicos Maranganí**–vulcanismo peralcalino Allinccápac (miembro más evolucionado de un magma alcalino, ~200-180 Ma).

Palabras Clave: *Maranganí, Grupo Mitu, Facies volcanosedimentarias, rift, intraplaca*

ABSTRACT

The Mitu Group consists of volcanosedimentary and red beds successions deposited during the Permian-Triassic ages, along an intracontinental basin under extensional conditions in the Western Gondwana. The Marangani section (~1400 m) represents a significant portion of the sedimentation and volcanism of The Mitu group that took place during the Middle-Upper Triassic; and it is located in the Cuzco region, Cuzco department; to 13 km southern of the Sicuani City. The aim of this study consists in the reconstruction of the sedimentary environments and provenance, as well as the interpretation of the tectonic-magmatic evolution of this portion of the Mitu Basin, using analysis of volcanosedimentary Facies, thin sections, and whole rock geochemistry and rare earth elements.

The Marangani section is composed of sedimentary and volcanosedimentary successions that include 24 facies distributed in fluvial and alluvial deposits; and lava flows and pyroclastic deposits. The stratigraphic record is described as follows: to the bottom, the Mitu Group overlies the calcareous sandstones of the Tarma Group (Upper Carboniferous) with an erosional and angular unconformity. 0–570 m, predominance of fluvial systems over alluvial environments and absence of volcanism; showing intercalations of thick packages of fluvial sandstones, conglomerates and minor sheetflood deposits including numerous paleo channels and clear evidence of coarsening-upward sedimentation. 570–970, predominance of explosive volcanism composed of intercalations of rhyolitic-trachytic ignimbrites rich in crystals and lithics, alkaline basalts and thick packages of alluvial fans suggesting a doming of the basin. 970–1350 m, widespread effusion of foidite and phonolitic lava flows with tendency to peralkaline affinity; as well as volcanic domes with minor intercalations of fluvial and alluvial sandstones. To the top, it underlies, with erosional unconformity, the Huancané Formation.

The Marangani's sandstones vary in their compositions from quartz arenite to litharenite and are characterized by the strong recycled nature of the matured quartz-rich sources, coming from the inner continent under intense reworking and erosional conditions (e.g. Ambo Group, Tarma Group), as well as minor input of the volcanic material of the Mitu Syn-rift to the top.

Multielement REE chondrite-normalized spider diagrams indicate an enrichment of light rare earth elements (LREE) relative to heavy rare earth elements (HREE), with values of $La_N/Yb_N = 8.29–52.92$, and absence of Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.92–1.08$). Analysis of trace elements and REE evidence that the differentiable volcanic episodes form a part of an alkaline-phonolitic magmatic evolution cycle under continental and extensional conditions; as well as the whole the lavas would have in common the same OIB source, with clear evidences of crustal contamination through its evolution.

The present study considers that the succession alkaline basalt–foidite–Phonolites (denominated as **Marangani Volcanics**, ~220 Ma) form a part of an evolution pattern of a Permian-Triassic alkaline series that would evolve as follows: sub alkaline basalts and andesites–alkaline basalts–trachyte–alkaline basalts–**Marangani Volcanics**–Allinccápac peralkaline volcanism (the most evolved alkaline magma member ~200–180 Ma).

Keywords: *Marangani, Mitu Group, volcanosedimentary facies, rift, intraplate*

ZUSAMMENFASSUNG

Die Mitu Gruppe besteht aus vulkansedimentären und sedimentären Roten Beeten, die sich während des Permotrias-Zeitalters entlang eines intrakontinentalen Beckens unter ausdehnungsbedingungen im westlichen Gondwana abgelagert wurden. Der Maranganí-Abschnitt (1400 m) stellt einen bedeutenden Teil der Sedimentation und des Vulkanismus der Mitu-Gruppe dar, die während der mittlere-obere Trias stattfand; und es liegt in der Region Canchis, Cusco Provinz; bis 13 km südlich der Stadt Sicuani. Das Ziel dieser Studie besteht in der Rekonstruktion der Sedimentumgebungen und der Provenanz sowie in der Interpretation der tektonisch-magmatischen Entwicklung dieses Teils des Mitu-Beckens unter Verwendung von Analysen vulkansedimentärer Facies, Beschreibung von Dünnschliffe, und ganze Gesteinsgeochemie und Konzentrationen von Seltenerdelemente.

Der Maranganí-Abschnitt besteht aus sedimentären und vulkanosedimentären Abfolgen, zu denen 24 Fazies gehören, die in fluvialen und alluvialen Ablagerungen verteilt sind, sowie Lavaströme und pyroklastische Ablagerungen. Die stratigraphische Aufzeichnung wird wie folgt beschrieben: Die Mitu Group überlagert die kalkhaltigen Sandsteine der Tarma Group (Oberkarbon) mit einer Erosions- und Winkelkonformität. 0–570 m, Vorherrschaft von Flusssystemen über Schwemmlandschaften und Abwesenheit von Vulkanismus; zeigt Einlagerungen von dicken Paketen von fluvialen Sandsteinen, Konglomeraten und sheetflood-ablagerungen einschließlich zahlreicher Paläokanäle und klare Hinweise auf eine Vergrößerung nach oben. 570-970, Vorherrschaft des explosiven Vulkanismus, bestehend aus Einlagerungen von rhyolitisch-trachytischen Ignimbriten, die reich an Kristallen und Steinen sind, alkalischen Basalten und dicken Paketen von Alluvialfächern, die auf eine Wölbung des Beckens hinweisen. 970-1350 m, weit verbreiteter Ausfluss von Foidit- und phonolitischen Lavaströmen mit Tendenz zur peralkalischen Affinität; sowie vulkanische Kuppeln mit geringen Einlagerungen von fluvialen und alluvialen Sandsteinen. Nach oben hin liegt sie mit erosionsartiger Diskordanz der Huancané-Formation zugrunde.

Die Sandsteine von Maranganí variieren in ihrer Zusammensetzung von Quarz-Arenit bis Litharenit und zeichnen sich durch die starke recycelte Natur der gereiften Quarz-reichen Quellen aus, die unter intensiven Überarbeitung- und Erosionsbedingungen vom inneren Kontinent stammen (z.B. Ambo und Tarma Gruppen) sowie Eingaben des vulkanischen Materials des Mitu Syn-Rifts nach oben.

Multielement REE chondrite-normalisierte Spinnendiagramme weisen auf eine Anreicherung von leichten Seltenerdelementen (LREE) relativ zu schweren Seltenerdelementen (HREE) mit Werten von $LaN/YbN = 8.29-52.92$ und die Abwesenheit von Eu-Anomalien ($Eu/Eu^* = 0,92-1,08$) hin. Analyse von Spurenelementen und REE-Beweise dafür, dass die differenzierbaren vulkanischen Episoden Teil eines alkalisch-phonolitischen magmatischen Evolutionszyklus unter kontinentalen und Ausdehnungsbedingungen sind; sowie das Ganze hätten die Lavas die gleiche OIB-Quelle gemeinsam, mit klaren Beweisen für eine Krustenkontamination durch ihre Entwicklung.

Die vorliegende Studie geht davon aus, dass die Folge alkalischer Basalt-Foidit-Phonolithe (benannt als Maranganí Volcanics, ~220 Ma) Teil eines Evolutionsmusters einer Permotriassischen Alkalireihe sind, das sich wie folgt entwickeln würde: subalkalische Basalte und Andesiten– alkalische Basalte– Trachyte–alkalische Basalte–Maranganí Volcanics–Allincápac Peralkalischer Vulkanismus (das am weitesten entwickelte alkalische Magma-Member ~200-180 Ma).

Schlüsselwörter: *Maranganí, Mitu Gruppe, vulkansedimentäre facies, rift, ausdehnungsbedingunge*

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

El Permotriásico en el margen suroeste del supercontinente Gondwana estuvo marcado por la formación de cuencas extensionales asociadas al desarrollo de un probable sistema de rift continental (Sempere et al., 2002) o cuenca trasarco (Reitsma et al., 2012). Se han realizado un número importante de estudios regionales geológicos y estructurales, así como geoquímica de rocas magmáticas y geocronología entre Perú, Chile y Bolivia para entender la historia geológica de la cuenca (Mégard et al., 1978; Kontak et al., 1985; Bahlburg y Breitreuz, 1991; Cenki et al., 2000; Sempere et al., 2002; Panca y Breitreuz, 2011; Reitsma et al., 2012; Spikings et al., 2016 y otros). Sin embargo, estudios detallados sobre análisis de facies, procedencia de rellenos de cuencas, ambientes sedimentarios, desarrollo de episodios volcánicos y sus variaciones geoquímicas, así como modelos sedimentarios de rellenos de cuenca, no han sido tratados profundamente.

Los rellenos de cuencas Permotriásicas desarrollados dentro de un contexto extensional en los Andes Peruanos están representados por el Grupo Mitu, que está compuesto de manera general, por sucesiones sedimentarias continentales fuertemente oxidadas, denominados también “red beds”, intercaladas con basaltos alcalinos, lavas fonolíticas, flujos piroclásticos y de manera errática con evaporitas y calizas lacustres. En la región de Cusco, el Grupo Mitu ha sido agrupado estratigráficamente en dos formaciones: Mitu Superior o Formación Pachatusán y Mitu Inferior o Formación Pisac (Carlotto, 1998). La Formación Pisac comprende secuencias granocrecientes intercaladas de areniscas, conglomerados, limolitas y escasas lutitas de origen aluvial. La Formación Pachatusan está conformada por lavas basálticas e ignimbritas, que se hallan intercaladas con conglomerados, areniscas y limolitas de posible ambiente fluvial. Cenki (2000), ha descrito facies fluviales y aluviales intercaladas con episodios de vulcanismo alcalino, en las secciones de Pisac y Sicuani. Panca y Breitreuz, (2011) han realizado un estudio detallado de facies volcánicas en la sección Pallpa-Oqoruro cerca a Pisac, concluyendo que la sedimentación volcanosedimentaria del Mitu, está caracterizada por varios episodios de vulcanismo sub-alcalino hacia alcalino, asociado a intercalaciones de facies de llanura de inundación, pasando por facies fluviales granocrecientes desde la base que evolucionan hacia el tope de la secuencia, hacia facies predominantemente aluviales, como resultado de un adelgazamiento y domamiento cortical que predominó durante la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca Mitu.

Los estudios geocronológicos que se han hecho hasta el momento se mantienen aún en debate debido a que algunos autores indican que el inicio de la sedimentación Mitu se desarrolló durante el Pérmico Superior (Kontak et al., 1985, Sempere et al., 2002), mientras otros autores postulan

que se desarrolló durante el Triásico Medio a Superior (Reitsma et al., 2012; Spikings et al., 2016; Perez et al., 2016).

1.2 Ubicación y accesibilidad

El área de estudio se ubica en la zona suroeste del territorio peruano dentro del Altiplano Occidental, cerca al límite oeste del Altiplano Oriental (**Fig.1.1**), políticamente en el departamento de Cusco, dentro de la provincia de Canchis a inmediaciones del distrito de Marangani (**Fig.1.3**), en la montaña de Quinuacota. Esta zona forma parte del dominio estructural Umbral Cusco-Puno que constituye un mosaico de bloques asociado a un paleograbén de dirección NO-SE, delimitados por antiguas fallas que jugaron un papel importante a través de sus movimientos transcurrentes e inversos al menos durante el Cenozoico (**Fig.1.2**), resultando en una inversión tectónica regional. Geográficamente la sección está ubicada entre las coordenadas UTM zona 19S con datum WGS84: 267500E-841000N, 265500E-8409500N, 266000E-8409800N, 267500E-8409000N. El área en la cual se ubica la sección consta de aproximadamente 681 hectáreas y está situada en altitudes que varían entre 3841 y 4560 metros sobre el nivel del mar.

La zona es accesible mediante la carretera asfaltada Cusco-Sicuani, aproximadamente a 139 km desde la ciudad del Cusco. El tramo de Sicuani hacia el poblado de Marangani es mediante camino carrozable con una distancia aproximada de 13,5 km, y desde Marangani hacia la zona de estudio se debe ascender por la montaña Quinuacota por aproximadamente 3,40 kilómetros.

Los afloramientos del Grupo Mitu se encuentran por lo general, poco expuestos debido a la vegetación espesa, la actividad agrícola, así como depósitos aluviales y coluviales recientes. Sin embargo, a lo largo de cortes de caminos, arroyos, ríos y pequeños senderos, los afloramientos podrían ser casi continuos.

En Marangani la vegetación es relativamente abundante, gran parte de los afloramientos del grupo Mitu se hallan cubiertas por depósitos cuaternarios.

El clima en el área es típico de la Cordillera Andina del Perú, con dos estaciones distintas: un clima seco durante los meses de verano entre noviembre y marzo y un clima más frío durante el invierno entre abril y octubre.

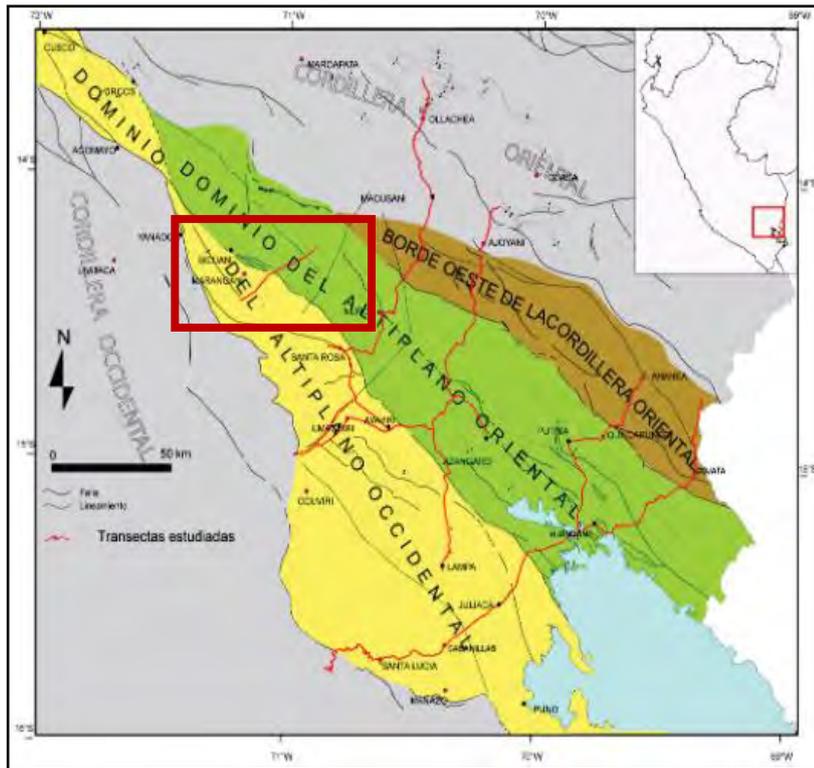


Figura 1.1 Dominio tectónico en la región de Marangani, rectángulo rojo representa el dominio tectónico de la zona de estudio. **Fuente: Rildo Rodríguez et al., 2010.**

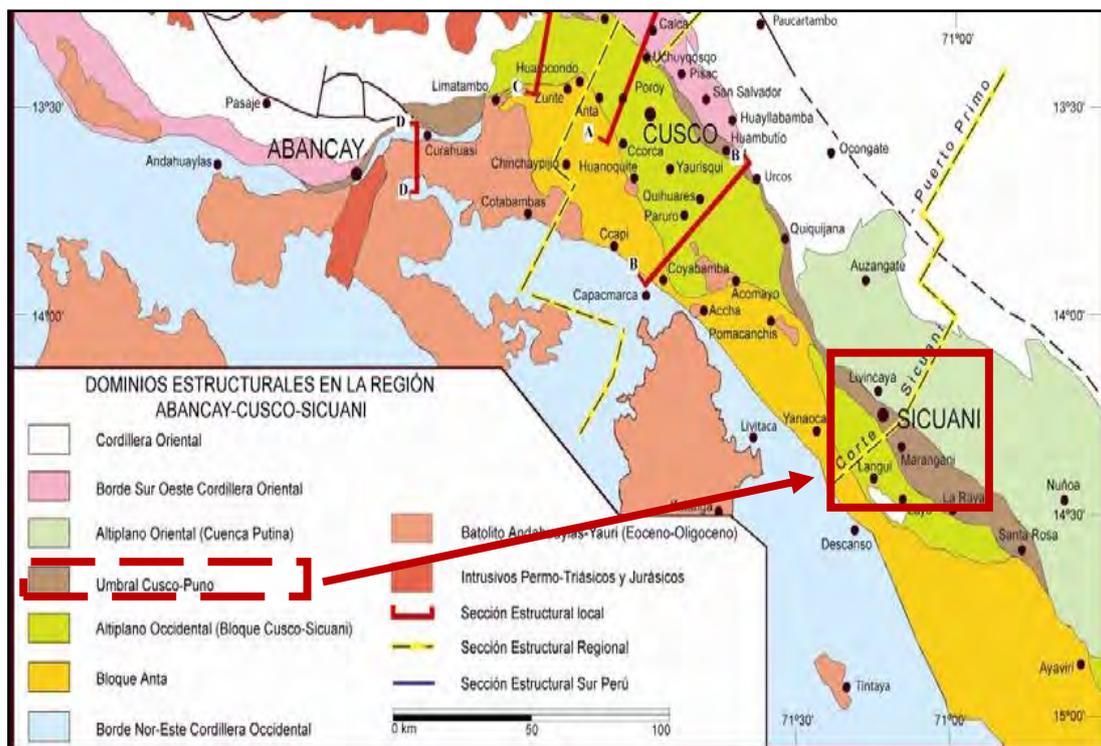
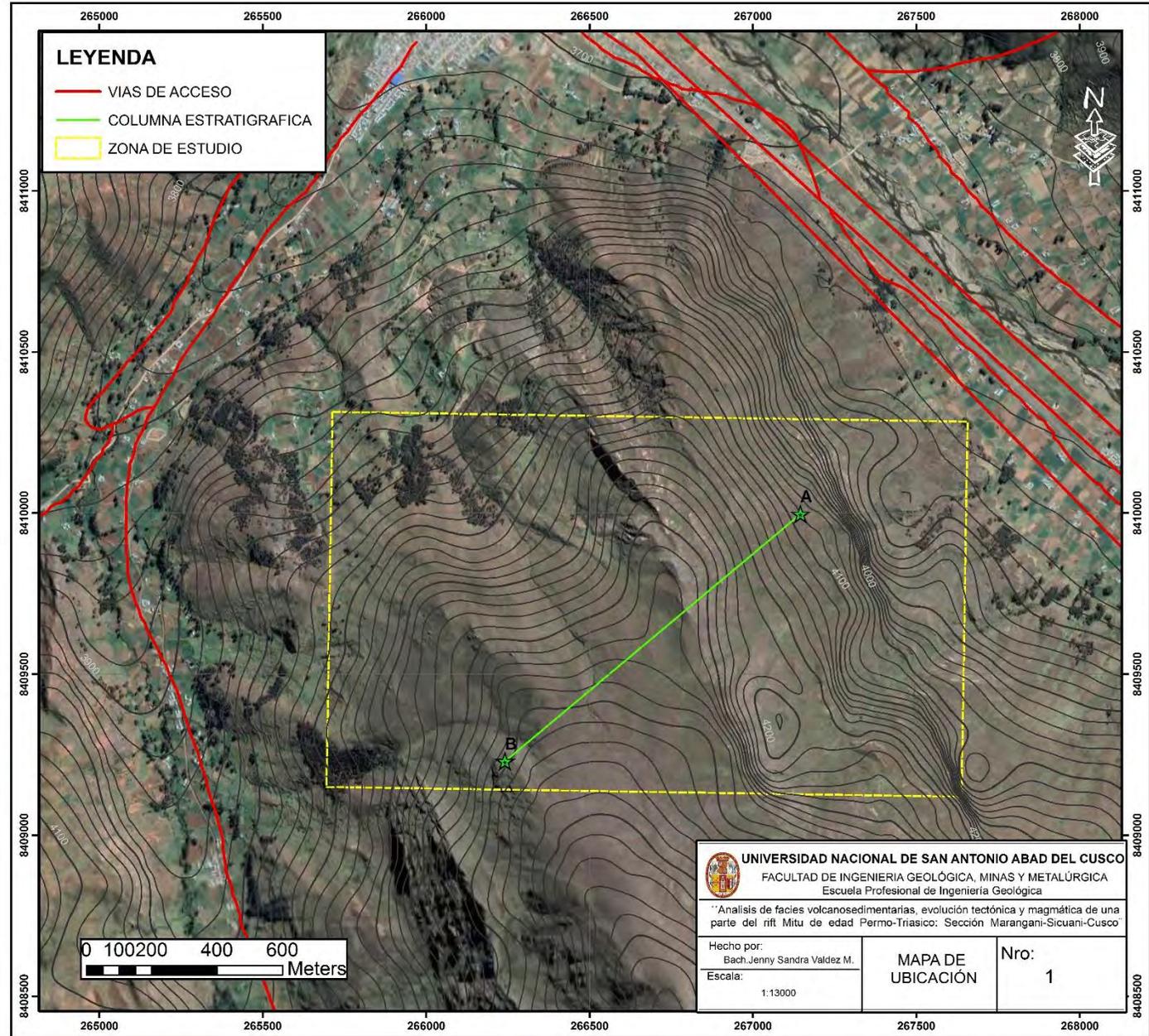
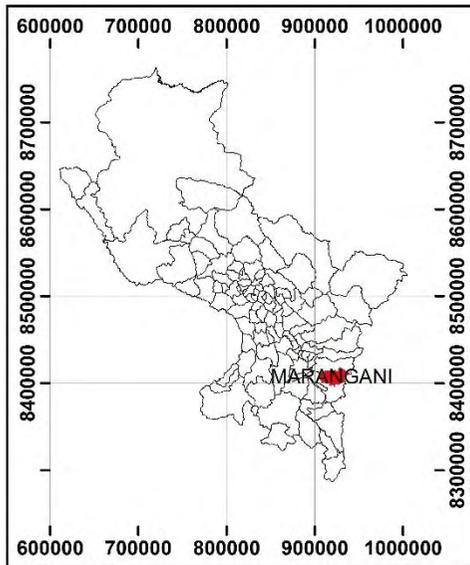
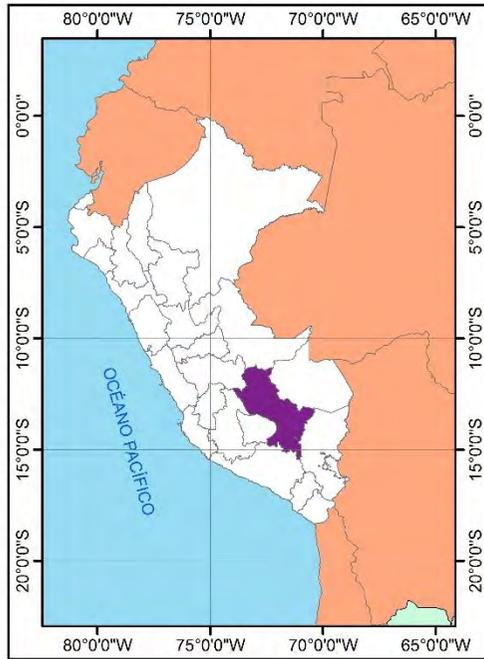


Figura 1.2 Dominio o Bloques Estructurales en la región de Sicuani, rectángulo rojo representa el dominio estructural de la zona de estudio. **Fuente: Carlotto et al., 2006.**



1.3 Descripción del problema

A diferencia de algunos segmentos en la Cordillera Oriental, en la región Cusco donde el Grupo Mitu ya ha sido caracterizado a detalle (Cenky et al., 2000, Panca et al., 2011, Reitsma et al., 2010), cada sección levantada y analizada por estos autores tienen una particularidad sedimentaria y variación de facies producto de una evidente complejidad tectónica que resulta en un gran número de estilos de depositación, así como una amplia variación de facies sedimentarias.

En el sector de Marangani-Sicuani se encuentra aflorando un importante registro de unidades estratigráficas Permo-Jurásicas del Grupo Mitu, cuyo conocimiento sobre evolución estratigráfica, ambientes depositacionales, tectónica y magmatismo se encuentran aun escasamente estudiados.

1.4 Formulación del problema

- ¿Qué procesos sedimentarios, magmáticos y tectónicos se desarrollaron en la Sección Marangani-Sicuani-Cusco?

1.5 Objetivos de la investigación

1.5.1 Objetivo general:

Determinar el análisis de facies volcanosedimentarias, la evolución magmática y tectónica de una parte del rift Mitu de edad Permotriásico en la Sección Marangani-Sicuani-Cusco.

1.5.2 Objetivos específicos:

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Sugerir modelos depositacionales que tuvieron lugar durante la evolución de la cuenca Mitu.
- Determinar la probable procedencia de los sedimentos que rellenan la cuenca.
- Aportar conocimientos sobre la evolución geoquímica de magmas.
- Proponer un ambiente tectónico para el emplazamiento de los productos volcánicos.
- Interpretar la formación de flujos piroclásticos en relación a su fuente.
- Sugerir un modelo de la evolución magmática a través del estudio de las rocas volcánicas.

1.6 Hipótesis de la investigación

Con análisis y resultados de este trabajo se pretende demostrar que la sedimentación y vulcanismo del Grupo Mitu en Marangani habría tenido lugar dentro de una cuenca extensional de tipo rift. Se pretende también determinar que la procedencia de los sedimentos de las secuencias arenáceas, provenían de los hombros de un posible rift; incluyendo complejos metamórficos, sedimentos provenientes de los grupos Ambo-Tarma; posteriormente desde la mitad hacia el tope de la sección

los sedimentos provenían principalmente del reciclaje del propio Grupo Mitu así como intermitentes aportes de material volcánico. Así mismo, la evolución de ambientes depositacionales desde sistemas fluviales hacia sistemas aluviales con incremento de volcanismo bimodal hacia el tope, podría demostrar un incremento en el relieve topográfico y ratios de sedimentación debido aún domamiento de la corteza por adelgazamiento cortical e incremento de las fuerzas astenosféricas.

1.7 Metodología de la investigación

La metodología empleada para el desarrollo del presente estudio ha sido dividida en tres etapas, las cuales se desarrollaron de manera consecutiva y ayudaron a lograr de forma más efectiva, los objetivos planteados. Estas etapas son las siguientes:

Etapa I: Trabajo de pre-campo

Consistió en recopilar toda la información necesaria previa al trabajo de campo, incluyendo: bibliografía proveniente de libros, boletines geológicos, revistas indexadas y trabajos de investigación relacionados al tema, etc.

En la actualidad existe abundante información geográfica que se puede utilizar para determinar los aspectos básicos como la ubicación exacta del área de investigación, los principales accesos (carreteras, caminos de herradura y trochas carrosables), identificar la topografía, ríos, quebradas, afloramientos rocosos y centros poblados cercanos que pueden ser muy útiles en el caso de cualquier incidente que pueda ocurrir durante el trabajo de campo.

Para el presente trabajo de investigación se utilizó información cartográfica obtenida de las siguientes fuentes: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) a través de su servidor en línea GEOCATMIN, Global Mapper (para la topografía básica) y SAS.Planet (imágenes satelitales de alta resolución). Además se realizó la fotointerpretación del área de estudio, antes y después de cada salida de campo, con el fin de determinar lineamientos, afloramientos y posibles contactos con las formaciones que están hacia la base y tope del Grupo Mitu.

Etapa II: Trabajo de campo

Se realizaron 3 visitas de campo de 5 días en promedio a la zona de estudio, donde tuvieron lugar las siguientes actividades:

- Levantamiento de una columna estratigráfica a detalle de aproximadamente 1400 metros, en la cual se recopiló información de litología, texturas macroscópicas, estructuras y facies sedimentarias, distribución de las unidades rocosas, geometría de los cuerpos rocosos, orientación y buzamiento de los estratos, granulometría, espesores y relaciones de campo.

- Observación de las geometrías de los depósitos sedimentarios y volcánicos, así como el análisis de estructuras sedimentarias, paleocorrientes, superficies de contacto entre estratos con la finalidad de determinar ambientes sedimentarios.
- Identificación, muestreo y descripción sistemática basada en las variaciones de facies sedimentarias, así como en las variaciones composicionales de flujos de lavas, ignimbritas, etc. Las muestras recolectadas fueron posteriormente analizadas petrográficamente y geoquímicamente.
- Cartografiado geológico detallado en planos a escala 1:25000.
- Se tomaron fotografías de los afloramientos con la finalidad de crear fotomosaicos.

Etapa III: Procesamiento, análisis de datos e interpretación de resultados

Se realizó el procesamiento, análisis e interpretación de datos recopilados, tanto de la bibliografía existente como los tomados en campo, mediante las siguientes actividades:

- En primera instancia se describió la geología del área de estudio tomando como base el cartografiado realizado durante la etapa de campo con la ayuda de fotografías, mapas geológicos y topográficos con coordenadas UTM y geográficas (obtenidas con un aparato Global Positioning System, GPS); lo cual ayudo a la localización de muestras y a la identificación relativa de contactos litológicos.
- Se han tomado alrededor de 30 muestras de las cuales 16 fueron analizadas geoquímicamente, utilizando MS-ICP para roca total y elementos traza en el laboratorio de BUREAU VERITAS en Vancouver Canada.
- Se han preparado un total de 24 secciones delgadas en la ciudad de Lima en un laboratorio particular, que fueron posteriormente estudiadas petrográficamente en el laboratorio de Petrografía de la Escuela profesional de Ingeniería Geológica de la UNSAAC.
- Se realizó la sección estratigráfica donde se definieron facies sedimentarias y volcánicas (caracterizadas por atributos tales como litología y estructuras sedimentarias), así como asociaciones de facies a partir de las relaciones verticales con lo cual se pudo definir 10 miembros con el fin de proponer modelos paleoambientales.
- El análisis de procedencia se realizó sobre 11 muestras seleccionadas de areniscas, en las que se contaron 300 puntos para determinar las modas detríticas por conteo de puntos usando el método Gazzi – Dickinson, (Ingersoll et al., 1985).
- Se realizó el análisis petrográfico con microscopio de luz polarizada, de las muestras recolectadas, considerando litología, granulometría y estructuras. Cabe destacar que este análisis fue realizado en la mayoría de facies de areniscas y rocas volcánicas.
- Para la geoquímica se utilizó el programa QCDKIT 6.0 desarrollado en lenguaje R.

- Elaboración e interpretación de diagramas geoquímicos, con el fin de determinar composición de rocas sedimentarias y volcánicas, el ambiente tectónico, evolución geoquímica de magmas, así como grados de contaminación crustal y mantélica de las rocas volcánicas.
- Se interpretaron los resultados de petrografía y geoquímica para proponer nuevas ideas y conclusiones.

CAPITULO II

ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSTRATO PERMO-TRIÁSICO EN LA SECCIÓN MARANGANI-SICUANI

2.1 Estratigrafía de la sección Marangani-Sicuani

El registro estratigráfico a lo largo de la Sección Marangani-Sicuani comprende desde el Silúrico hasta el Cretácico Inferior (**Fig. 2.2**). El Paleozoico Inferior en la zona de Marangani está representado por unidades litoestratigráficas conocidas como: Formación Ananea (Siluro-Devoniano), areniscas cuarzosas alternadas con lutitas negras fosilíferas del Grupo Cabanillas (Devónico). En el área de este estudio los Grupos Cabanillas y Tarma-Copacabana infrayacen al Grupo Mitu con una discordancia angular y erosional respectivamente. La serie metamórfica del Siluro-Devoniano fue afectada por la tectónica Hercínica produciendo pizarras y cuarcitas fuertemente deformadas y metamorfizadas.

Calizas marinas poco profundas del Carbonífero Superior-Pérmico Medio del Grupo Copacabana se formaron en un ambiente de back-arc, que se desarrolló durante los últimos estadios de la orogenia Gondwanide (Cawood, 2005). Más tarde en el Pérmico Superior la tectónica del oeste de Gondwana estuvo dominado por un régimen extensional dando lugar a una sedimentación predominantemente continental (Ej. Grupo Mitu, Mégard et al., 1978; Kontak et al., 1985; Cenki et al., 2000; Sempere et al., 2002; Panca y Breitzkreuz, 2011; Reitsma et al., 2012; Spikings et al., 2016 y otros)) que prevaleció hasta el Triásico Superior. Este periodo de tiempo fue caracterizado por la formación de horst y grabens, altas tasas de sedimentación y erosión intensa de las sucesiones del Silúrico-Pérmico Medio.

Esta sedimentación Permotriásica en Marangani está representada por las secuencias volcanosedimentarias del Grupo Mitu, que están caracterizadas por un incremento de la sedimentación fluvial clástica granocreciente y vulcanismo alcalino; así como variaciones en la topografía que dieron lugar al incremento de sedimentación aluvial hacia el tope.

La depositación de esta unidad litoestratigráfica marca el cambio, de una tectónica compresional heredada de la tectónica Herciniana hacia una extensional de apertura del rifting Permotriásico, considerándose como un período transitorio entre el ciclo Herciniano y el ciclo Andino (Carloto et al., 2004). Durante el Jurásico y Cretácico tuvo lugar una sedimentación relativamente continua. Posteriormente, a fines del Cretácico e inicios del Paleoceno y Eoceno se inician las deformaciones compresivas andinas, que generan la inversión tectónica de las estructuras heredadas desde el Permotriásico (**Fig.2.1**, Baez et al., 2009; Perez et al., 2016).

El espesor de la columna estratigráfica levantada en la zona de estudio alcanza más de 1200 metros, hasta el contacto con la Formación Huancané hacia el tope. Este espesor fue calculado por técnicas geométricas usando límites estratigráficos, rumbos, buzamientos aparentes de las facies sedimentarias y la topografía. Una descripción de las litologías en el área de estudio se presenta de la siguiente manera en base a la cronoestratigrafía.

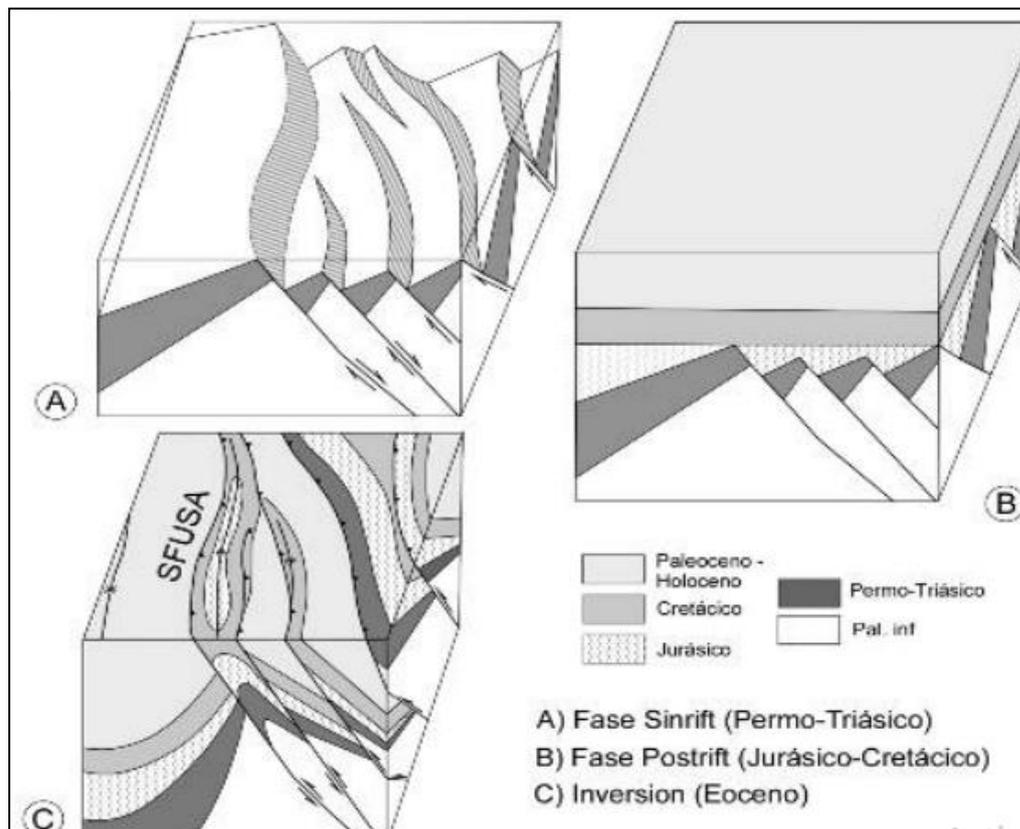


Figura 2.1 Bloque diagrama como modelo conceptual de la evolución tectónica desde el Pérmico hasta el Holoceno en la localidad de Sicuani. **Fuente:** Baez et al., 2009.

2.1.1 Grupo Cabanillas

El Paleozoico Inferior está caracterizado por la presencia de pizarras negras a azuladas, cuarcitas, areniscas finas a medias micáceas de coloraciones verdosas bien estratificadas del Grupo Cabanillas, que forman colinas bajas de edades Devonianas basadas en registros fósiles. En el área de estudio estas rocas forman topografías suaves y se estima que tienen espesores entre 1000 a 1500 metros. Estas subyacen directamente en discordancia angular y erosional a las calizas grises del Grupo Tarma-Copacabana. Este grupo fue afectado por la tectónica Hercínica, mostrando subsidencias locales y superficies intensamente erosionadas que precedieron a la depositación del Grupo Mitu y Copacabana (**Foto 2.1**).



Foto 2.1 Grupo Cabanillas en la zona de estudio, afloramiento de pizarras negras a azuladas.

2.1.2 Grupo Tarma-Copacabana

Las rocas del Grupo Copacabana de la Cordillera Oriental al sur de la ciudad de Cusco corresponden a rocas marinas y transicionales del Carbonífero Superior-Pérmico Medio de los Andes Centrales que fueron depositados en un ambiente de back-arc (Laubaucher, 1978). Las asociaciones geológicas regionales y la acomodación diferencial de sucesiones en rampas homoclinales carbonatadas-clásticas sugieren una depositación a lo largo de una placa transtensional y marginal por debajo de las discordancias asociadas con un rift incipiente (Grader et al., 2002). Muchas de estas secuencias fueron posteriormente karstificadas y removidas hacia las zonas adyacentes del rift (rift shoulders) del Pérmico hasta el Jurásico. Como los mares ingresaron en la región desde el noroeste, las complejidades de este avance asociada a la tectónica pre-syn-post deposicional impide el estudio de perfiles claros de “arrecifes a cuencas”. El Grupo Copacabana consiste en carbonatos marinos bioturbados, con intercalaciones de tempestitas, y son cubiertas por grainstone y dolostone laminados y microcristalinos con signos de haber sufrido evaporación y exposición subaérea (Grader et al., 2002).

Debido a que la base del Grupo Copacabana tiene muchas similitudes al Grupo Tarma, se les ha agrupado a ambos bajo la misma representación cartográfica, ya que su individualización en la zona de estudio no es posible hacerla de forma precisa.

En la zona de estudio se ven alternancias de calizas y lutitas, las primeras a menudo arenosas; las segundas son bituminosas verdosas, y se muestran también bancos de areniscas calcáreas o areniscas puras.

Hacia el techo de esta sucesión sedimentaria se observan bancos rojizos de areniscas del Grupo Mitu y bancos de areniscas calcáreas blancas a rojizas, a las cuales se les ha considerado con la

denominación de Copacabana Superior. El matiz rojo que presentan los niveles superiores de Copacabana, se debe a una oxidación de las calizas al momento de la erosión y acumulación de los depósitos continentales de capas rojas anteriores a Mitu, lo cual no debe confundirse con la base del Mitu (**Foto 2.2**, Reitsma et al., 2012).

Las secuencias siliciclásticas se vuelven dominantes en los niveles superiores del Grupo Copacabana, lo que indica un retiró parcial del mar epírico. La parte superior del Grupo Copacabana está asignada al Artinskiense (Pérmico Inferior; 284–275 Ma), según palinología y por la presencia de foraminíferos. La fase de deformación Tardihercínica del Pérmico Superior-Triásico Inferior afectó a las rocas de la Cordillera Oriental del centro y sureste de Perú, dando lugar a plegamientos y una disconformidad angular entre las rocas Permocarboníferas y el Grupo Mitu suprayacente. Sin embargo, en muchos lugares, esta fase solo se reconoce como un contacto erosivo debido al levantamiento regional que afectó al Grupo Copacabana (Reitsma et al., 2012).

En el área de estudio posiblemente la erosión afecta a todo el Pérmico-Carbonífero, resultando en un alto contenido de fragmentos de calizas para los conglomerados basales del Mitu.

El Grupo Tarma-Copacabana subyace al Grupo Mitu con una discontinuidad erosional. Las unidades subyacentes al Grupo Copacabana no se desarrollan en la zona de estudio.

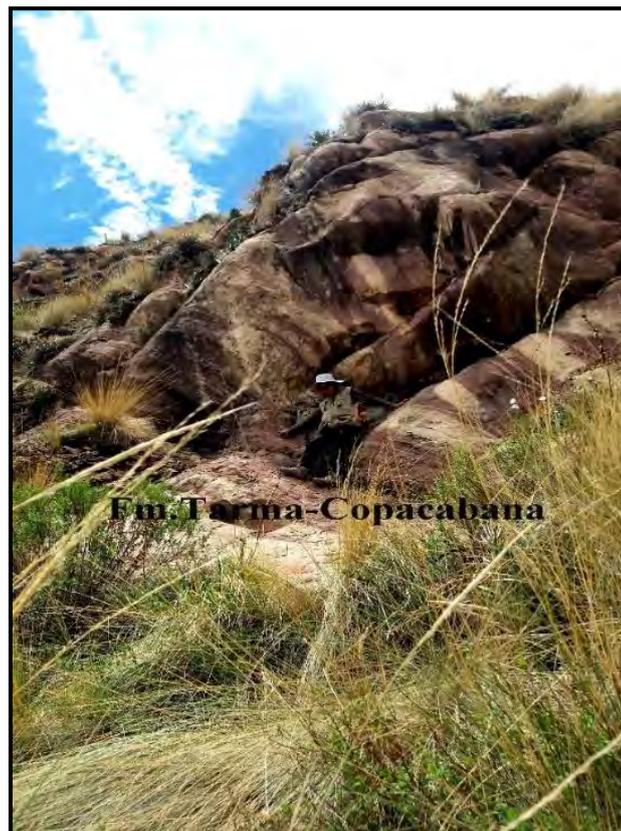


Foto 2.2. Afloramiento del Grupo Tarma-Copacabana en la zona de estudio, mostrando intercalación de areniscas calcáreas blancas a rojizas, el matiz rojo posiblemente se deba a una oxidación al momento de la erosión.

2.1.3 Grupo Mitu

El relleno sedimentario de la cuenca Permotriásica en Marangani es conocido como Grupo Mitu. Para describir las rocas del Grupo Mitu, se realizó el levantamiento de una columna estratigráfica de alrededor de 1400 metros de espesor en la cual se muestra la asociación de facies, ambientes depositacionales e interpretación tectónica. La litología, las facies y los ambientes tectónicos inferidos se describen en el capítulo 4. Las características geoquímicas del magmatismo y sedimentos son descritas en el capítulo 7.

Las secuencias más inferiores del Grupo Mitu fueron depositadas en las cuencas occidentales de America del Sur durante el Pérmico Medio-Superior. El Grupo Mitu se divide en dos asociaciones litológicas principales: (1) terrígenas sedimentarias y (2) volcánicas y volcanoclásticas. La asociación sedimentaria terrígena ocurre en la Formación Pisac que sobrea2ce a la Formación Copacabana, se compone de intercalaciones de lutitas, arenas, conglomerados y brechas. Estas secuencias son ascendentes, se vuelven más gruesas y engrosadas, (Carlotto et al., 2004). La asociación volcánica y volcanoclástica comprende lavas ácidas y basálticas, así como diferentes tipos de brechas. Kontak (1985), ha informado de la presencia de rocas volcánicas alcalinas.

En la Sección de Marangani, la sedimentación del Grupo Mitu también ha sido dividida en dos miembros con una sedimentación característica; hacia la base por intercalaciones de bancos potentes de areniscas y conglomerados de ambientes fluviales, así como también un episodio errático de ambiente tipo sabkha evidenciado por un nivel delgado de yeso y hacia el techo se desarrolla una predominancia de ambientes aluviales evidenciado por la presencia de depósitos tipo sheetflood; así mismo se incrementan volumétricamente la depositación de flujos piroclásticos, lavas basálticas alcalinas,-fonolíticas con signatura de intraplaca con fuente OIB que rellenan la cuenca (**Foto 2.3**).



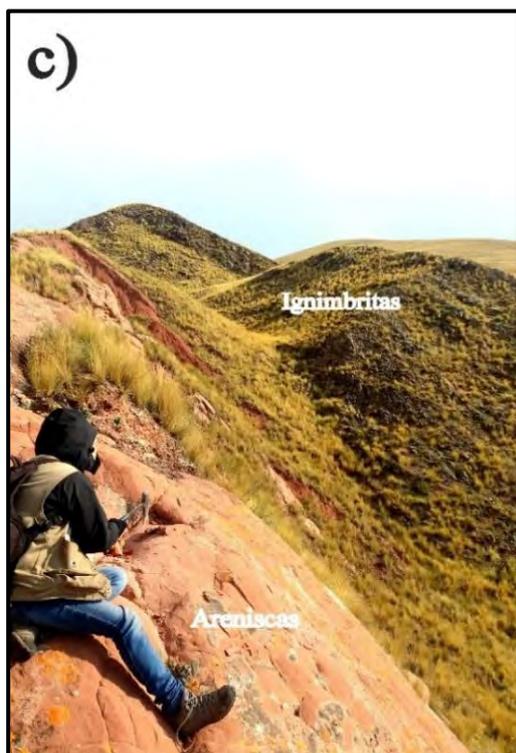


Foto 2.3. Afloramiento del Grupo Mitu en la zona de estudio;
a) Conglomerados hacia la base del Grupo Mitu.
b) Flujos piroclásticos con dirección del flujo.
c) Discordancia angular en el contacto entre los depósitos sedimentarios y volcánicos del Grupo Mitu.

2.1.4 Formación Huancané

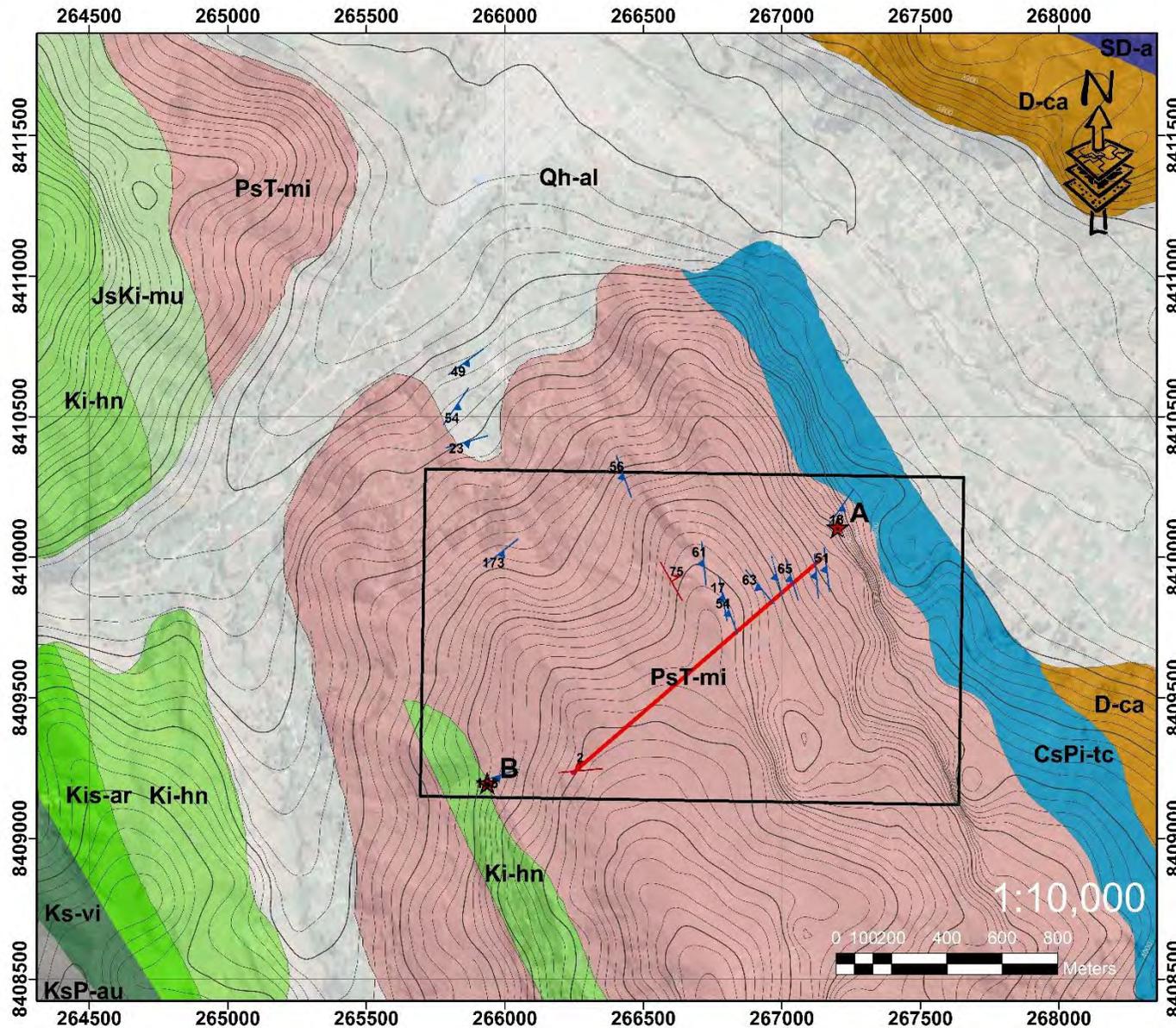
Esta formación es de edad del Cretácico Inferior a Medio y consiste de areniscas cuarzosas rosadas y blancas, a menudo eólicas y fluviales, que sobreyacen en discordancia erosional al Grupo Mitu. Los trabajos realizados por Newell, (1949), Marocco (1978), Candía y Carlotto (1985), indican un origen continental para estas areniscas. Posteriormente Carlotto (1987) sugiere un origen litoral o deltaico, basado en observaciones locales y de algunas estructuras sedimentarias.

Carlotto (1995), describe a la Formación Huancané de la región de Cusco, como una secuencia que presenta facies arenosas de canales entrelazados, intercalados débilmente con facies pelíticas de llanura de inundación y raros niveles calcáreos con posible afinidad marina. Esta formación presenta espesores delgados a lo largo del anticlinal del Vilcanota, donde evidencia espesores de hasta 75 metros. Por otro lado, los espesores son mayores al noroeste de Urcos y al noreste de Calca, donde la formación sobrepasa los 300 metros. La Formación Huancané se encuentra repetida a manera de cabalgamientos, que están relacionados a fallas normales sinsedimentarias que han sufrido inversiones tectónicas por compresión durante las fases tectónicas andinas.

La sedimentación de la Formación Huancané, se produjo al límite entre el borde suroeste de la Cuenca Oriental y el Umbral Cusco-Puno, que localmente presentaba altos y bajos estructurales, con una subsidencia diferencial. En forma general, los ríos procedían del noreste por efecto de un levantamiento general del escudo brasileño, el que estuvo ligado al inicio a un proceso de rifting de la parte septentrional del Atlántico Sur (Carlotto et al., 1995).

2.1.5 Depósitos cuaternarios

Los depósitos cuaternarios son representados principalmente por depósitos fluviales, aluviales y coluviales. Los depósitos fluviales consisten en terrazas inclinadas con intercalaciones de conglomerados, microconglomerados, areniscas y en menor proporción sedimentos finos. Los componentes clásticos de estas terrazas están compuestos principalmente por fragmentos de lavas básicas, ignimbritas, areniscas, conglomerados y depósitos tipo sheetfloods. Los depósitos aluviales comprenden materiales depositados en abanicos aluviales locales con componentes clásticos similares a los depósitos fluviales, pero con un menor retrabajo de los clastos, así como una pobre a moderada selección. Las diferencias están dadas por la geometría y el retrabajo de los fragmentos. Los depósitos coluviales están dominados por depósitos de lodo y areniscas limolíticas mal retrabajadas, y presentan escasos afloramientos en la zona de estudio.



LEYENDA

Geología Marangani

UNIDAD

- CsPi-tc Gpo.Tarma-Copacabana
- Dca Gpo.Cabanillas
- JsKi-mu Fm.Muni
- Ki-hn Fm.Huancane
- Kis-ar Fm.Arcurquina
- KsP-au Fm.Auzangate
- PsT-mi Gpo.Mitu
- Qh-al Depositos Aluviales
- SD-a Fm.Ananea
- ks-vi Fm.Vilquechico

- Columna Estratigráfica
- Fallas
- Zona de estudio
- Estratificación

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO
 FACULTAD DE INGENIERIA GEOLÓGICA, MINAS Y METALÚRGICA
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

*Análisis de facies volcanosedimentarias, evolución tectónica y magmática de una parte del rift Mitu de edad Permo-Triásico: Sección Marangani-Sicuani-Cusco

Hecho por: Bach Jenny Sandra Valdez M.	MAPA GEOLÓGICO LOCAL	Nro: 2
Escala: 1:10000		Modificado de: INGEMMET-Geocatmin

CAPITULO III

GRUPO MITU

3.1 Antecedentes del Grupo Mitu

Para comprender la geología del Grupo Mitu es necesario entender la historia de Gondwana, debido a que el relleno de las cuencas sedimentarias tuvo lugar dentro de la paleogeografía paleozoica formada previamente por las orogenias Pampeana, Famatiniana, Gondwanide, producidas durante la amalgamación de Gondwana hasta la ruptura de Pangea. Es durante el Paleozoico Superior que el supercontinente de Gondwana llega a su máxima expansión, abarcando Australia, India, la Antártida, parte de Sudáfrica, una porción de América del Sur y un grupo escasamente definido de cuencas perigondwánicas. Dos grupos principales de cuencas del Paleozoico Superior, son reconocidas para el margen occidental de Gondwana en América del Sur: (1) cuencas de intraplaca o intracratónicas, ubicadas hacia el este y (2) cuencas de arco, ubicadas a lo largo del margen activo de Gondwana, casi en su totalidad hacia el oeste (**Fig.3.1**). La división entre cuencas intracratónicas o intraplaca y cuencas de arco, se refiere no sólo a la ubicación paleogeográfica de las áreas depositacionales, sino también la historia tectónica, magmática y sedimentaria que muestran estos tipos de cuencas (Limarino et al., 2006).

En general, las cuencas de tipo intraplaca están rodeadas por cratones antiguos (por ejemplo, cratones de Guapore, Brasiliano y Rio de La Plata), que muestran actividad magmática y tectónica limitada, donde las tasas de subsidencia son relativamente bajas o moderadas, lo que hace que el espesor de las secuencias paleozoicas sea mucho más delgado que sus equivalentes en la región occidental. Así mismo, a diferencia con las cuencas de intraplaca, las cuencas de arco ubicadas a lo largo del margen occidental de Gondwana están cubiertos por diferentes tipos de rocas de la corteza.

Las cuencas de arco ubicadas en el margen activo de Gondwana se dividen en dos subtipos siguiendo la clasificación de Dickinson (1978): relacionada con el arco (incluyendo fore-intra-backarc) y cuenca retroarco. Estas cuencas de margen activo, evidenciaron una historia tectónica muy compleja asociada con una extensa actividad magmática, abarcando un gran periodo extensional a lo largo del margen activo del Gondwana durante el Pérmico Superior y Triásico Superior (Kontak et al. 1990; Breitzkreuz et al., 1989).

El Pérmico Medio a Superior transcurre en condiciones tectónicas extensionales asociadas con el inicio de la separación de Gondwana, lo cual se caracteriza por dos tipos de sedimentación: en las cuencas occidentales de arco, un vulcanismo amplio asociado con sedimentación eólica y volcanoclástica, así como el dominio de signatura intraplaca en los magmas. Más hacia el este en las cuencas de intraplaca predomina la sedimentación fluvial, deltaica y marina poco profunda. Un

ejemplo claro de esto se puede observar en la cuenca Madre de Dios desarrollada en el sureste de Perú y norte de Bolivia, la cual muestra un registro estratigráfico completo empezando desde el Carbonífero Inferior y terminando en el Pérmico Superior con secuencias volcánicas y volcanoclásticas (Limarino y Spalleti et al.,2006).

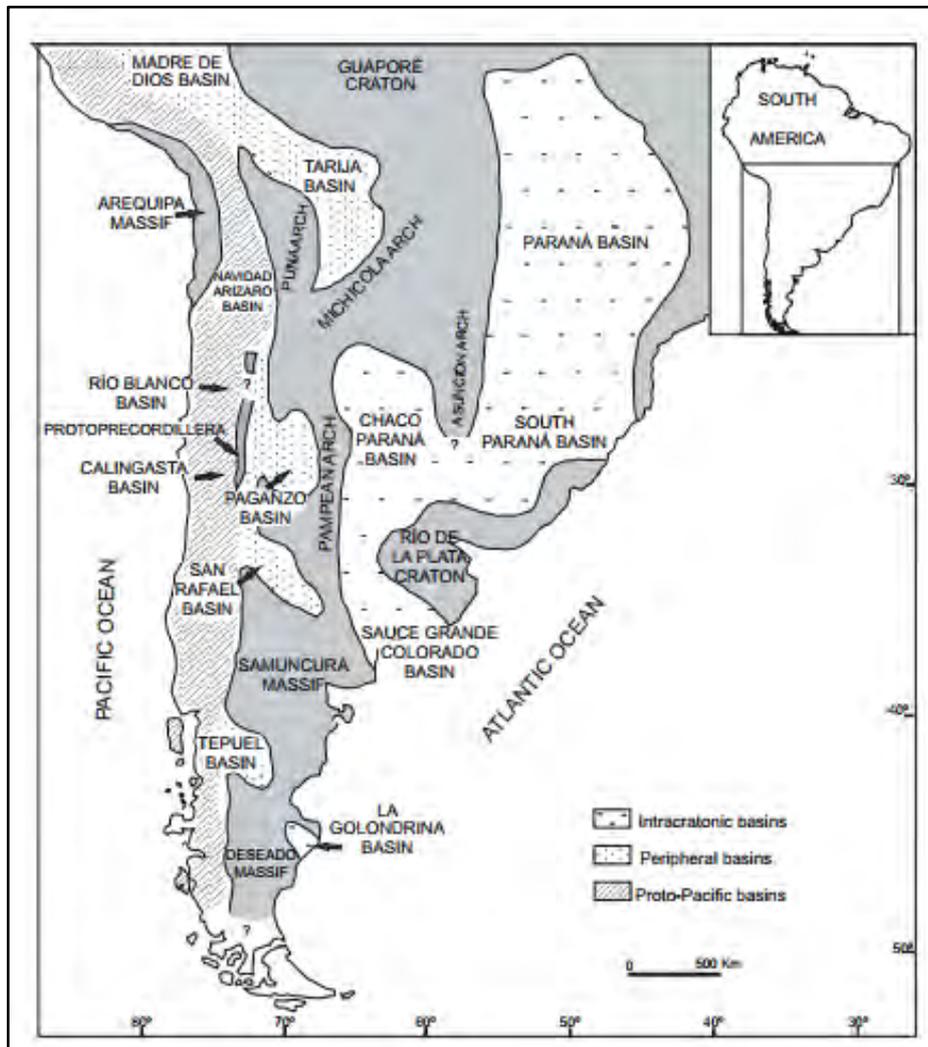


Figura.3.1 Mapa paleogeográfico de America del Sur en el marco general de Gondwana. **Fuente:** Limarino y Spatelli et al., 2006.

Por otro lado, una importante actividad volcánica relacionada a un arco en el Paleozoico Superior aparece en el norte de Chile y Argentina con dos tipos de sedimentación características: (1) Intercalación de sedimentos marinos calcáreos y terrígenos, y (2) Sucesiones volcánicas y volcanoclásticas, representada esta última por el Grupo Peine. Las rocas volcánicas del Grupo Peine consisten principalmente de lavas ricas en sílice, lavas basálticas, lavas andesíticas y tobas. Consecutivas erupciones asociadas a caldera parecen haber producido sucesiones gruesas de ignimbritas y afloramientos cogenéticos de rocas volcánicas y plutónicas en formas circulares. El Grupo Peine caracteriza el registro Cisuraliano Superior a lo largo de la cordillera andina del norte de Chile lo que sugiere un ambiente de margen continental activo (Bahlburg y Breitzkreuz 1991,

Limarino and Spalleti et al., 2006). A primera vista pareciese ser que el Grupo Peine es correlacionable con la Formación Oqoruro de edad Pérmico Inferior que aflora en Cusco (Reitsma et al., 2012). La Formación Oqoruro consiste de gruesos paquetes de ignimbritas soldadas que posiblemente están asociadas a los eventos volcánicos de la orogenia Gondwanide.

Para los Andes del Sur se demostró una evolución desde un ambiente de arco controlado por una subducción durante el Carbonífero hacia un ambiente extensional durante el Permotriásico (Malhburg et al., 1989). Similarmente, un plutonismo orogénico tomo lugar en la Cordillera Oriental Peruana durante la transición de Devónico-Carbonífero (Carlier et al., 1982). Después de una ausencia de actividad magmática, un magmatismo asociado a un rift permaneció activo en esta región en el Pérmico Superior-Triásico Inferior (Kontak et al., 1985). Estas conclusiones apoyan la idea de que el margen occidental de Pangea desarrollo un margen continental activo antes del rift-Mitu

Ramos et al (1994), después de la amalgacion final del oeste de Gondwana a fines del Paleozoico Superior y después de la formación del supercontinente Pangea, ocurrió un episodio extensional generalizado a lo largo de la franja de terrenos acrecionados del Paleozoico. Sistemas de rift asimétricos se formaron en los muros colgantes de las suturas heredadas del Proterozoico-Paleozoico (rift Cuyo, rift Mayares). Una característica interesante es la asimetría de estas cuencas de rift sin embargo esta situación no fue única, en muchas otras partes del mundo, la apertura de riftings fue controlada por zonas de debilidad cortical de previas suturas. La inversión tectónica de este rift produjo las estructuras complejas que caracterizan la geometría actual de los andes.

El ambiente geodinámico de la Cordillera Oriental evolucionó en el Permotriásico a un rift continental (Vivier et al., 1976 y Dalmayrac et al, 1980). Esta hipótesis se basa en la presencia de basalto alcalino y andesitas con una signatura de intraplaca que se encuentra intercaladas con rocas rojas clásticas y conglomerados pertenecientes al Grupo Mitu (Cenki et al 2000; Kontak et al., 1990).

Muchos autores han mencionado en sus estudios que un rift de edad Pérmico Superior-Triásico se desarrolló diacrónicamente en la Cordillera Oriental de Perú (Megard et al., 1978; Laubaucher et al., 1978; Kontak et al., 1985; Rosas y Fontbote et al., 1995; Rosas et al., 1997; Jacay et al., 1999; Sempere et al., 2002; Limarino and Spalleti et al., 2006, Panca et al., 2010) extendiéndose hacia Bolivia en el Triásico-Jurásico Medio (Mc Bride et al., 1983; Sempere et al, 1998,1999,2002). El eje principal del rift coincide aparentemente con el eje de la Cordillera Oriental en ambos países. Sempere et al (2002) presenta un mapa (**Fig.3.2**), en el cual propone que este sistema de rift se divide en dos ramales (Entre Rios y Tupiza), la cual muestra una geometría similar al actual sistema de rift del Mar Rojo.

Algunos autores sugieren que el margen centro andino estuvo sometido a adelgazamiento litosférico desde el Pérmico Superior hasta el Cretácico Medio (Jacay et al., 1999, Sempere et al., 2002, Pino et al., 2004). A lo largo de la costa sur peruana la presencia de un hiato cronológico entre el Grupo Ambo (Carbonífero Superior) y la potente serie volcánica sobreyacente, Formación Chocolate (Jurásico) es interpretada como producto de un magmatismo de arco y tras-arco extensional (Sempere et al, 2002), en ausencia de un registro Permotriásico hacia el margen oeste de Gondwana. Pino et al (2004) sugiere que el Grupo Ambo se acumuló en grábenes formados en una etapa temprana de una misma evolución en régimen extensional. En efecto, el Grupo Ambo se caracteriza por una tectónica sinsedimentaria con fallas normales (Palacios et al., 1995). Bajo este punto de vista, se propone que el Grupo Ambo representa una unidad depositada al inicio de un amplio estiramiento del margen peruano, lo que desencadenó con el tiempo un adelgazamiento litosférico que permitió que los magmas alcanzaran la superficie. La fuerte inestabilidad tectónica durante el Misisipiano de Bolivia, evidencian localmente hundimientos tectónicos que se puede explicar por el estiramiento del margen centro-andino durante la época de acumulación del Grupo Ambo (Sempere et al., 1995). A lo largo de la Cordillera Oriental afloran numerosos plutones (granitos, granodioritas y granitoides alcalinos) que se emplazaron en las raíces de un rift comprobado geoquímicamente y geocronológicamente para el intervalo Pérmico Superior-Jurásico Medio (Sempere et al., 2002).

La Cordillera Oriental de Perú muestra un importante registro estratigráfico que comprende rocas desde el Silúrico-Devónico hasta el Jurásico, las cuales forman depósitos de sucesiones potentes pre-rift (Grupo Tarma-Copacabana, Grupo Cabanillas), depósitos syn-rift (Grupo Mitu), y depósitos post-rift (Grupo Pucara y Formación Huancané) que fueron depositados en diferentes ambientes incluyendo marino, continental y fluvio-eólicos (McLauhlin et al., 1924, Steinman 1929 et al., 1929, Harrison et al., 1943, 1951, Jenks et al., 1951, Newell et al., 1953, Carlotto et al., 1998., Limarino y Spalletti et al., 2006). Estos se muestran cronológicamente (**Fig. 3.3**).

En el Perú, estratos de edades Pérmicas a Jurásicas se reparten entre el Grupo Mitu y Pucara que se depositaron en contextos continentales y marinos respectivamente (McLaughlin et al., 1924; Steinmann et al., 1929; Harrison et al., 1943, 1951; Jenks et al., 1951; Newell et al., 1953). El Grupo Mitu se depositó en grábenes subsidentes reflejando un ambiente de rift durante el Pérmico Superior-Triásico (Megard et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985). Hacia el noroeste de Cusco, en el Perú central, el Grupo Pucara (Triásico Superior-Liásico) tiene una distribución más amplia y consiste principalmente de carbonatos que se depositaron durante un hundimiento térmico denominado “thermal sag”, que siguió al rifting en esta región, seguido más hacia el sur por areniscas fluvio-eólicas espesas (Rosas et al., 1997; Sempere et al., 1998, 1999, 2000, 2002).

El rifting desarrolló grábenes, en los cuales estratos del Paleozoico Superior fueron generalmente preservados por debajo del Grupo Mitu y fueron erosionados en las zonas adyacentes al rift (rift shoulders). Un magmatismo intenso tuvo lugar en zonas profundas bajo el piso de los grábenes resultando en la erupción de rocas volcánicas predominantemente alcalinas. Edades isotópicas consistentes obtenidas sobre rocas volcánicas y plutónicas indican que el rift Mitu se desarrolló desde el Pérmico Superior hasta el Jurásico Medio (Kontak et al., 1985, 1990; Soler et al., 1991; Jacay et al., 1999, Sempere et al., 1999, 2002; Reitsma et al., 2010; Panca et al., 2010).

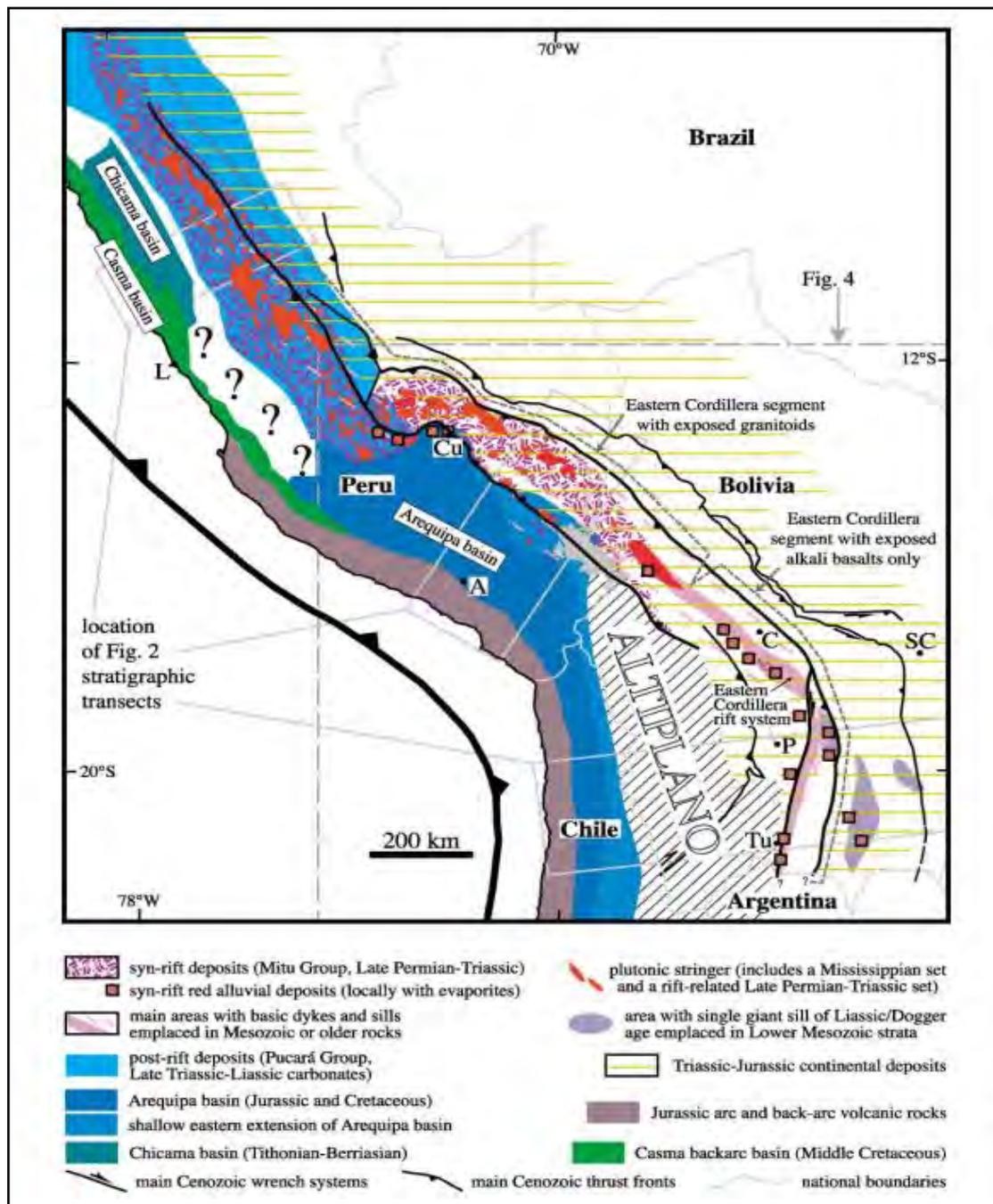


Figura.3.2 Eje del Sistema de rift del Pérmico Superior-Jurásico Medio que coincide con el eje de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, SC: Santa Cruz, Tu: Tupiza. **Fuente: Sempere et al., 2002.**

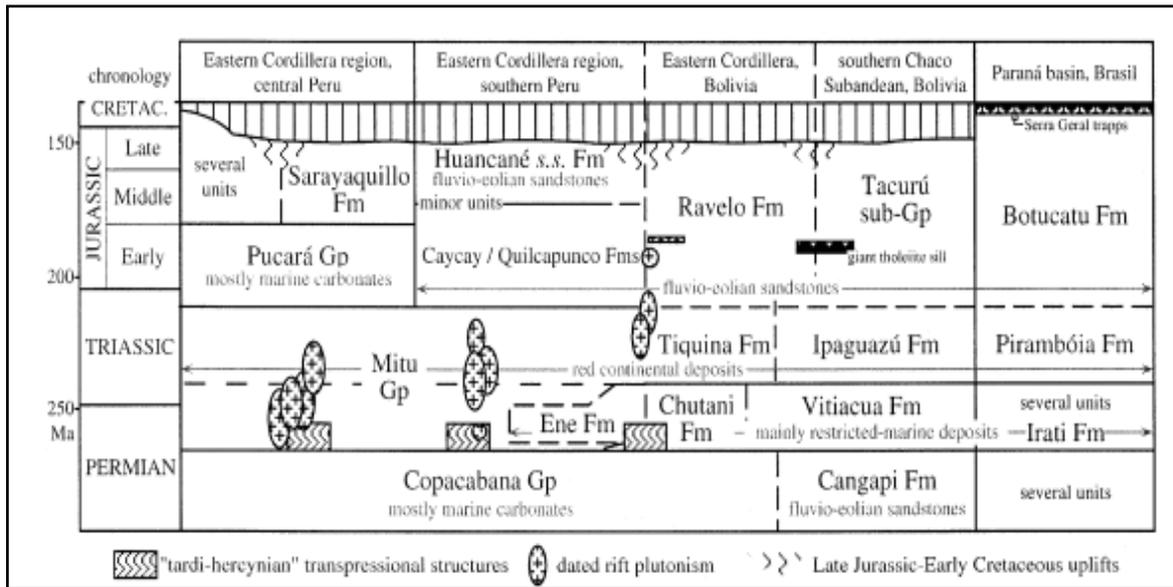


Figura 3.3 Cuadro estratigráfico del Pérmico al Jurásico, deformación-magmatismo de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia y áreas regionales circundantes, **Fuente: Sempere et al., 2002.**

3.2 Tectónica y sedimentación pre-rift Mitu

La sedimentación del Paleozoico Inferior en la Cordillera Oriental de Perú y de Bolivia fue precedida por actividad volcánica relacionada a fracturamiento que dio lugar a la subsidente cuenca sedimentaria del Paleozoico Inferior (Kontak et al., 1982).

Di Pasquo et al (2019), menciona que durante el Paleozoico Superior, Bolivia tuvo dos depocentros principales la Cuenca Madre de Dios en el norte y la Cuenca de Tarija-Chaco en el sur (**Fig. 3.4**). Cada depocentro con un marcado paleogradiente climático que es visible en los sistemas depositacionales del Carbonífero. En el noroeste se encuentra la tendencia Pangeana y hacia el sur se encuentra la tendencia Gondwana. La tendencia Gondwana en el sur de Bolivia y norte de Argentina consiste en siliciclásticos de agua fría con deposición glacial, periglacial y glaciomarina que se extiende desde el Devónico Superior-Misisipiano. La tendencia Pangeana en el noroeste de Bolivia y sur de Perú consiste en carbonatos y evaporitas de Pensilvaniano-Pérmico de aguas cálidas de la Formación Copacabana semiárida, seguidos por depósitos marinos más húmedos y restringidos, seguidos a su vez por estratos rojos áridos del Pérmico Superior (Grader et al., 2008). La convergencia oblicua a lo largo del margen occidental de Gondwana causó transtensión en el oeste y sur de Bolivia con la mayoría de deposición ocurriendo en un entorno transtensional de back-arc segmentado. Así, se depositaron regionalmente distribuciones cíclicas de facies de siliciclástico-carbonato con acumulación en depresiones con fallas dentro de un entorno de back-arc.

La Formación Copacabana (Pensilvaniano Superior y Pérmico Inferior) es localmente variable, pero se reconoce en Perú sucesiones continuas de depósito de carbonatos y evaporitas a distancias

considerables. Los datos de isopacos estratigráficos y paleofallas en Perú sugieren extensión y variaciones significativas en la subsidencia regional y depositación de la Formación Copacabana. Para la reconstrucción del Pensilvaniano–Cisuraliano en Bolivia se sugiere la apertura de cuencas de hundimiento mejoradas por fallas extensionales que recibieron afluencia marina principalmente del noroeste, pero también es probable que estas cuencas recibieran transgresiones marinas a través del arco hacia el este (Di Pasquo et al., 2019).

La sedimentación pre-rift Mitu sobre la que yace el Grupo Mitu hacia el sureste de la ciudad de Cuzco corresponde a la Formación Copacabana y La Formación Oqoruro (Reitsma, 2012).

Reitsma et al (2018) describe que las secuencias sedimentarias Permocarboníferas en la Cordillera Oriental del Perú se subdividen en tres formaciones que en orden estratigráfico ascendente son: La Formación Ambo, la Formación Tarma y la Formación Copacabana, estas secuencias depositadas dentro de las cuencas back-arc de Perú refleja cambios en los parámetros de subducción durante la amalgamación de Pangea. Un evento Carbonífero (orogenia Gondwanide) afectó a la mayor parte del Protomargen andino de América del Sur, acompañados de metamorfismo y magmatismo (entre 315 Ma y 260 Ma), lo cual se ha reconocido en la Cordillera Oriental y sureste del Perú. Un evento Carbonífero (Gondwanide temprano) afectó la mayor parte del margen Protoandino de América del Sur y un segundo evento de 260 Ma (Gondwanide tardío) en la Cordillera Oriental del Perú fue documentado por Chew et al., (2016). Contemporáneo con estos eventos tectonomagmáticos, se acumularon espesas secuencias sedimentarias en el centro-sur de la Cordillera Oriental del Perú.

La transición de la Formación Ambo a la Formación Tarma alrededor de la Orogenia Gondwanide del Pensilvaniano Inferior-Medio (315 Ma) representa una profundización relativa de la cuenca. A lo largo de los depósitos marinos poco profundos de la Formación Tarma, se evidencia vulcanismo contemporáneo que se vuelve gradualmente más pronunciado y culmina alrededor de 312-309 Ma. El hundimiento continuo de la cuenca resultó en una acumulación de carbonatos de plataforma de la Formación Copacabana. Se destaca la presencia de una fase de deposición de areniscas fluviales y vulcanismo localizado (281-270 Ma) a la que se denomina "Formación Oqoruro" (Reitsma, 2012). La emersión de esta cuenca marina coincide con el inicio de un pulso plutónico importante relacionado con la Orogenia tardía de Gondwanide (260 Ma). La exhumación condujo al consiguiente retroceso del mar eperico a la actual región subandina y la acumulación coetánea de la Formación fluvial y volcánica Oqoruro en el sureste de Perú. Estos cambios paleoambientales del Paleozoico Superior en las cuencas de back-arc a lo largo del margen occidental de Gondwana del sur reflejan cambios en la reorganización de las placas tectónicas en una orogenia acrecional del Paleozoico de larga duración. La "Formación Oqoruro" es contemporánea con la Formación Ene que se deposita en el norte y centro de Perú. La Formación Ene representa una cuenca marina hipersalina y restringida que marca una regresión marina (Reitsma et al., 2018).

En la zona de Marangani la sedimentación pre-rift Mitu corresponde al Grupo Tarma-Copacabana. Una transgresión marina del noroeste y norte cubrió una gran parte del Perú en el Pensilvaniano (323-299 Ma), y desbordó en gran medida los límites de la cuenca del Misisipiano (359-323 Ma) e inició la deposición de la Formación Tarma (Laubacher et al., 1978).

El Grupo Copacabana, depositado anterior al rifting, constituye una importante unidad guía debido a que estuvo frecuentemente preservado en los grábenes Mitu. En algunas áreas de la Cordillera Oriental, donde el Grupo Copacabana fue preservado en los grábenes Mitu, se observa su transición rápida hacia lutitas negras sobreyacentes. En otras localidades de la Cordillera Oriental, estratos del Grupo Copacabana están plegados (localmente en forma intensa y metamorfizada), intruidos por granitoides contemporáneos al Grupo Mitu (Soler et al., 1987), o sobreyacidos discordantemente por el Grupo Mitu (Laubacher et al., 1978; Megard et al., 1983). Las discordancias angulares locales (área de Perú y Cochabamba) sugieren ajustes locales en un ambiente tectónico de back-arc (Grader et al., 2008).

Estudios detallados sobre un ambiente marino restringido y coetáneo a una etapa temprana del rift fueron realizados por Sempere et al (2002), incluyendo las Formaciones Vitiacua, Chutani (Bolivia) y Formación Ene (Perú). La Formación Vitiacua del sur de Bolivia consiste de lutitas negras, carbonatos silíceos (principalmente calizas y dolomitas con chert frecuente), pelitas rojas oscuras y areniscas subordinadas. Lutitas negras marinas ocurren característicamente en la parte inferior de la Formación Vitiacua, mientras carbonatos de ambiente marino restringidos ricos en chert, son particularmente comunes en la parte superior de la unidad (Sempere et al., 1992,2002). La Formación Vitiacua sobreyace a las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Cangapi mediante una transición rápida (la cual marca una transgresión), y es abruptamente sobreyacida por los estratos continentales rojos de la Formación Ipaguazu. La Formación Vitiacua en la Cordillera Oriental de Bolivia se encuentra solo en tres localidades ubicadas dentro del eje principal del rift, y es probable que la preservación se haya debido al hundimiento estructural producido por el rifting (Sempere et al., 1998). La Formación Chutani aflora en el área de Tiquina (zona sureste del Lago Titicaca), donde sobreyace al Grupo Copacabana (Oviedo et al., 1962,1964). La Formación Chutani muestra facies que son similares a los de la Formación Vitiacua, incluyendo lutitas negras oscuras en su parte inferior y por lo tanto tendrían una edad similar del Pérmico Superior-Triásico Inferior (Sempere et al., 1998,2002).

El contacto de la Formación Copacabana superior con la Formación Chutani cerca de Cochabamba muestran lutitas con carbonatos estromatolíticos y volcánicos que continuo con una sedimentación cálida y árida de estratos rojos del Pérmico Superior-Triásico, con un rifting paralelo al margen asociado con la ruptura de Pangea (Sempere et al., 2002)

En el Perú, la Formación Ene muestra facies similares a las de las Formaciones Vitiacua y Chutani. En particular, la parte inferior de la Formación Ene consiste predominantemente de lutitas negras ricas en materia orgánica de edad Pérmico Superior (e.g., Mathalone y Montoya et al., 1995; Carlotto et al., 2000). Las lutitas negras que caracterizan las partes inferiores de las Formaciones Vitiacua, Chutani y Ene representan una transgresión marina en el Pérmico Superior (Sempere et al., 1992,2002; Tankard et al., 1995). Es probable que esta amplia transgresión se extendió sobre una región muy extensa de Gondwana occidental. Sin embargo, esto podría ser coetáneo a la etapa temprana del magmatismo Mitu, vinculado al rifting. En el sur del Perú, calizas portadoras de fusulinos del Pérmico Superior se intercalan localmente dentro de estratos rojos del Grupo Mitu (Laubaucher et al., 1978), demostrando que ingresiones marinas ocurrieron en algunos grábenes Mitu (Sempere et al., 2002). En otros sectores de la Cordillera Oriental trazas de actividad volcánica explosiva ácida se observan en varias secuencias marinas y continentales Permocarboníferas, en el Grupo Tarma del Pensilvaniano del sur del Perú, se evidencian conglomerados con clastos volcánicos relacionados a una actividad volcánica riolítica y andesítica. En la Cordillera de Vilcabamba se observaron intercalaciones de riolitas en las calizas del Pérmico inferior del Grupo Copacabana, (Kontak et al., 1982).

La fase de deformación Tardihercínica afectó las rocas de la Cordillera Oriental del centro y sureste de Perú, dando lugar a plegamiento y discontinuidad angular entre rocas del Pérmico-Carbonífero y el sobreyacente Grupo Mitu (Laubaucher et al., 1978; Rosas et al., 2007, Reitsma et al., 2010). Sin embargo, en muchas localidades esta fase es solo reconocida como una fuerte superficie erosional debido a levantamientos regionales que afectaron al Grupo Copacabana (Dalmayrac et al., 1980).

Sempere et al (2002), menciona que la continuidad sedimentaria observada en Bolivia y sur de Perú entre el Grupo Copacabana (Pensilvaniano–Pérmico Inferior) y las unidades sobreyacentes del Pérmico superior-Triásico inferior contrasta notablemente con la deformación Pre-Mitu localmente intensa, observada en el Grupo Copacabana en algunas áreas de la Cordillera Oriental. Esta deformación interpretada tradicionalmente como “Tectónica Tardihercínica” de edad Pérmico Superior (Dalmayrac et al., 1980), en realidad es restringida a una faja estrecha dentro de la Cordillera Oriental (Sempere et al., 1995), dado que, en el Pérmico Superior, la deformación y sedimentación fueron contemporáneos, y probablemente esta faja era discontinua. La deformación ocurría en áreas específicas mientras la sedimentación dominada por lutitas continuaba tranquilamente en otras áreas del mismo dominio de la Cordillera Oriental. Tales asociaciones sugieren un sistema de rift transcurrente, en el cual segmentos transtensionales habrían sido separados por “nudos” transpresionales, favoreciendo la idea de que una transpresión local causó la deformación de estratos pre-Mitu al inicio de la dislocación continental, antes del desarrollo de

los grábenes y de la actividad intensa del magmatismo. Un escenario similar, podría explicar la posterior ocurrencia de plutones de edad Triásico Superior que muestran una deformación contemporánea en su emplazamiento. Un levantamiento durante el Triásico de los plutones es registrado analizando los clastos de granitoides que se encuentran en los conglomerados y flujos piroclásticos del Grupo Mitu en el Centro de Perú (Megard et al., 1978). Es probable que tal levantamiento fue causado por una deformación litosférica relacionada con el rifting (Sempere et al., 2002).

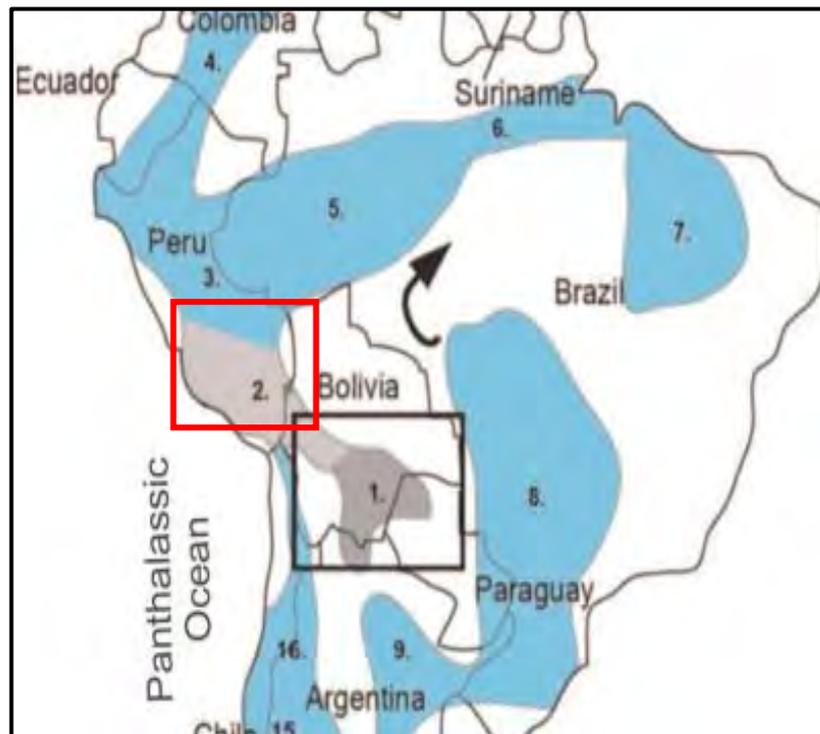


Figura 3.4 Ubicación de cuencas carboníferas en America del Sur, cuadro rojo Cuenca Madre de Dios, cuadro negro Cuenca Tarija-Chaco, **Fuente: Di Pasquo et al., 2019.**

3.3 Magmatismo relacionado al rifting Mitu

Rocas volcánicas Permo-Triásicas extruidas hacia fines del Carbonífero al Triásico Inferior a lo largo del margen oeste de Gondwana es conocido por una variedad de nombres estratigráficos a lo largo de la región andina presente: Grupo Choiyoi en Argentina, Grupo Peine en Chile, Grupo Mitu en Perú; que depositaron secuencias gruesas de estratos volcánicos y volcanoclásticos sobre amplias áreas dentro de un régimen de margen activo continental evolucionando hacia un contexto extensional. El Grupo Choiyoi muestra dos asociaciones: (1) Asociación calcoalcalina (Pérmico Inferior), (2) Asociación silícica del Pérmico Superior-Triásico Inferior. La asociación calcoalcalina podría corresponder a los últimos episodios en la evolución del arco magmático del Paleozoico Superior relacionado con la orogenia Gondwanide. Por el contrario, la asociación siliciclástica podría representar la transición de un volcanismo en un contexto de subducción hacia un volcanismo de intraplaca con un tectonismo extensional (Limarino et al., 2006).

En Perú existe un magmatismo muy similar al Grupo Choiyoi del permotriásico, no solo en edad sino también en composición, denominado Grupo Mitu. La porción del Grupo Choiyoi inferior Carbonífero-Pérmico podría correlacionar con los afloramientos de la Formación Oqoruro (~281 Ma). En el Grupo Mitu se han reconocido dos tipos de litofacias: una principalmente clástica y la otra mayoritariamente volcánica. Según Kontak et al. (1985), las secuencias volcánicas del Grupo Mitu pueden dividirse de acuerdo a criterios mineralógicos y químicos en alcalinos, peralcalinos y shoshoníticos.

Kontak et al. (1990) determina que el Grupo Mitu presenta una afinidad genética con las rocas del Grupo Choiyoi de Chile y Argentina. Las lavas basálticas alcalinas del Grupo Mitu del Pérmico se alojaron a lo largo del margen noreste de un rift ensiálico longitudinal.

Según Kontak et al. (1985), las lavas del Grupo Mitu de la cordillera oriental tienen un rango de edad Rb-Sr entre 270 a 210 Ma; mientras que Mc Bride et al. (1983) obtienen edad K-Ar de 280 y 245 Ma para las rocas volcánicas equivalentes del noroeste de Bolivia. Mišković et al. (2009) dataron mediante U-Pb en zircones intrusiones post y tardío-tectónicas asociadas a la extensión y adelgazamiento cortical, las cuales arrojaron un rango de edades comprendidas entre el Pérmico Medio y el Triásico Medio (275-220 Ma). Reitsma (2012) y Spikings et al (2016) hicieron dataciones U-Pb en zircones detríticos y volcánicos, determinando que el volcanismo Mitu tuvo lugar en el Triásico Medio-Superior.

Carlier et al (1982) sostiene que entre el Pérmico Superior y Triásico Inferior la Cordillera Oriental fue el centro de considerable actividad magmática que dio lugar a la depositación de las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Mitu. Este magmatismo ocurrió después de la fase Herciniana tardía (Tardiherciniana) datada al final del Pérmico Inferior. Durante este periodo predominó una deformación frágil persistente que generó fracturamiento y grandes fallas longitudinales, al mismo tiempo que la actividad volcánica y plutónica se desarrollaba. Posteriormente, las secuencias volcanosedimentarias del Grupo Mitu se depositaron en las cuencas formadas a lo largo de estas fallas. Las intrusiones de plutones Permo-Triásicos en la Cordillera Oriental estuvieron asociados coetáneamente y espacialmente a la intensa actividad volcánica, cuyos depósitos se intercalaron con las molasas volcanoclásticas del Grupo Mitu, que alcanzaron espesores de entre 2000 y 3000 metros. Estas acumulaciones pueden ser observadas a lo largo de la Cordillera Oriental sobreyaciendo a un sustrato Precámbrico y Hercínico.

Vivier et al (1976), define por estudios geoquímicos la existencia de dos tipos de magmas incompatibles: uno representado por flujos espilíticos, de fuente profunda que produjeron basaltos poco diferenciados de tendencia toleítica y otro más abundante es representado por tobas soldadas, riolitas y andesitas, basaltos alcalinos y ricos en K que puede ser una manifestación de fusión cortical. El magmatismo toleítico y basáltico incompatible con magmas alcalinos y calcoalcalinos,

puede estar vinculado a un fracturamiento cortical afectando la Cordillera Oriental lo que favoreció una fuente mantélica.

Kontak et al (1984, 1985) subrayó que el magmatismo relacionado al rifting es muy similar al magmatismo conocido en el rift Oslo (Noruega) del Pérmico.

El ambiente tectónico de los andes peruanos evolucionó hacia un rift continental durante el Permotriásico (Vivier et al., 1976; Dalmayrac et al., 1980). Esta hipótesis se basa por la presencia de basaltos y andesitas alcalinas son signatura de intraplaca que están intercalados con sedimentos rojos continentales del Grupo Mitu (Cenky et al., 2000; Kontak et al., 1990; Panca et al., 2011).

Las intrusiones magmáticas continuaron erráticamente desde el Pérmico Superior hasta el Triásico (Miskovic et al., 2009), en el centro y sur del Perú, aunque el volumen de intrusiones disminuyó dramáticamente hacia el Triásico. Algunas de las intrusiones del Pérmico Superior tienen signatura de intraplaca, mientras otros granitoides muestran una pronunciada anomalía negativa de Nb-Ta, la cual es comúnmente interpretada como una signatura de subducción (Reistma et al., 2012). Por ello el ambiente tectónico, si se trata de un rift o de un back-arc, es aún controversial. Los granitoides triásicos afloran desde la cordillera de Andahuaylas hasta la Cordillera de Carabaya y sus edades corresponden al Triásico Medio-Superior ($235,6 \pm 4.2$ Ma- 207.0 ± 3.4 Ma; Miskovic et al., 2009). Las intrusiones Triásicas son predominantemente félsicas y los granitos son peraluminosos de tipo S (Miskovic et al., 2009). La Cordillera de Carabaya se extiende hacia el sur donde se subdivide para formar la Cordillera Real de Bolivia donde intrusiones Triásicas han sido identificadas (Gillis et al., 2006).

Kontak et al (1990), indicó que la Cordillera de Carabaya muestra una compleja historia de magmatismo del Paleozoico Superior al Mesozoico Inferior que involucra contribuciones de manto y corteza, con producción de rocas plutónicas y volcánicas, muchas de las cuales son más características de un rift ensialico más que de un límite de placa convergente, tales como las rocas asignadas a un dominio de arco interno (Inner Arc). Intrusiones de granitoides de edad Triásico son representados por los plutones de Coasa, Aricona, que constituyen un extensivo cinturón granitoide meta-peraluminoso, desarrollado dentro del Grupo Allincapac o “Complejos peralcalinos”, los cuales constituyen un conjunto de lavas volcánicas y plutones que exhiben afinidades alcalinas y peralcalinas jurásicas. La persistencia de la acumulación del Grupo Mitu hasta el Jurásico fue inferido por la acumulación de estas secuencias peralcalinas y un plutón de sienita peralcalina con una edad de 180 Ma. Sin embargo, algunos autores (Reitsma, 2012) restringen a el Grupo Mitu a un conjunto de sedimentos clásticos rojos y basaltos alcalinos de edad Triásico Medio-Superior, considerando que las rocas peralcalinas son distintas del Grupo Mitu debido a que la depositación de las sucesiones volcánicas alcalinas y peralcalinas podrían estar asociadas a intrusiones mayores de granitoides de edad Triásico Superior-Jurásico Inferior.

Después del Triásico la extensión terminó y se produjo una subsidencia de la corteza inducida por una relajación termal resultando en una transgresión marina en los grábenes del Grupo Mitu durante el Noriano-Toarciano, depositando calizas y evaporitas (Rosas et al., 2007).

3.4 Depósitos Syn-rift Mitu

Los depósitos syn-rift en el centro y sur de Perú son representados por el Grupo Mitu, el cual consiste de una sucesión de conglomerados, areniscas y pelitas localmente con carbonatos y evaporitas que se acumularon en grábenes subsidentes, puntualmente gruesos de más de 2000 m (Megard et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carlotto et al., 1998). Estas rocas sedimentarias están comúnmente intercaladas con flujos de lava basáltica, ignimbritas y volcanoclastitas, y raramente delgados niveles de calizas atribuido a posibles intrusiones marinas (Panca et al., 2011). El Grupo Mitu ha sido ampliamente descrito por Cenkı et al (1998), Sempere et al (2002), Reitsma et al (2012), Panca et al (2010), Carlotto (1998). Un mapa geológico (**Fig. 3.5**), compilado por León et al (2000) modificado por Reitsma et al (2010), muestra la distribución del Grupo Mitu a lo largo de la Cordillera Oriental, así como depósitos pre-Mitu y post- Mitu.

Algunas localidades donde aflora el Grupo Mitu están intruidas por rocas subvolcánicas a plutónicas que no intruyen las unidades sobreyacentes. Los paleoambientes identificados para el Grupo Mitu incluyen abanicos aluviales, sistemas depositacionales fluviales y lagos o sabkhas, que son ambientes depositacionales comunes en contextos de rift continentales. Esta unidad se depositó en un ambiente marcadamente extensional, contemporáneo a la primera fase neopaleozoica del adelgazamiento litosférico de Gondwana Occidental (Sempere et al., 2002).

Estudios geocronológicos del Grupo Mitu para dos basaltos en el norte de Bolivia dan edades K-Ar de 280 ± 3 Ma y 245 ± 3 Ma (Kontak et al., 1990), y para una toba riolítica del área de Sicuani muestra una edad U-Pb en zircones de 226 ± 10 Ma (Miskovic et al., 2009). Sin embargo, la edad tradicional Permo-Triásica asignada al Grupo Mitu está ampliamente basado sobre la correlación de formaciones que han sido fácilmente disturbados, y así mismo sus edades han sido asignadas al Triásico Medio-Superior (Reitsma et al., 2012).

Helwig (1972) sugiere que las rocas volcánicas del Grupo Mitu forman parte de un eje de arco principal a lo largo del margen continental. Sin embargo, la distancia entre el Grupo Mitu y la actual fosa (300 a 500 km), en combinación con el carácter alcalino de las lavas llevó a Noble et al (1978) y Dalmayrac et al (1980) a desechar esta hipótesis de arco. Noble et al (1978) propuso que el Grupo Mitu fue depositado en una cuenca de back-arc y que el arco fue eliminado por procesos tectónicos jóvenes asociados a la orogenia andina. Alternativamente, Vivier et al (1976) y Dalmayrac et al (1980) propusieron un ambiente de rift continental por la ausencia de un arco. Esta fue la hipótesis más aceptada (Carlotto et al., 1998; Kontak et al., 1990; Sempere et al., 2002), debido a que esto se refleja en la química de las lavas, la sedimentación subaerial dentro de grábenes

y la ausencia de un voluminoso arco del Permo-Triásico. Sin embargo, Reitsma (2012) señala que el vulcanismo y grandes variaciones de espesores dentro del Grupo Mitu muestran una depositación bajo un régimen extensional de un back-arc. Así mismo se propone que el arco del Triásico fue obliterado por altas tasas de erosión por subducción a lo largo del margen peruano durante el Mesozoico Superior-Cenozoico (Clift et al., 2003; Stern et al., 2011).

El Grupo Mitu (Sur del Perú) depositado durante el Pérmico Medio a Superior es dividido en dos asociaciones litológicas mayores: (1) sedimentación terrígena y (2) volcánica y volcanoclastica (Limarino y Spalleti et al., 2006; Cenki et al., 1998).

Cenki et al (2000) describe al Grupo Mitu en dos secciones: (1) Pisac-Pilahuara (NE de Cusco), (2) Sicuani-Livincaya (SE de Cusco), el primero consiste en capas rojas, principalmente de origen de abanico aluvial intercalado con flujos de lava basálticos primitivos con afinidades de basalto continentales alcalinos. La sucesión sedimentaria consiste de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas, con depósitos locales de carbonatos y evaporitas, acumulados en grábenes subsidentes. La sección de Sicuani-Livincaya es dividida en dos unidades litológicas de edades probablemente distintas, la primera unidad que está a la base de la sección está constituido por conglomerados de conos aluviales y areniscas fluviales cubierta por basaltos andesíticos. La segunda unidad está constituida por conglomerados de conos aluviales, areniscas fluvio-eólicas, areniscas volcanoclasticas y una colada basáltica. Las diferencias entre las lavas de la unidad basal, que son andesitas localmente porfiríticas con características mixtas de intraplaca y orogénicas y la colada basáltica con característica de rift continental, señala que posiblemente en esta sección se trate de formaciones diferentes por los contextos geodinámicos distintos (Cenki et al., 1998).

Panca et al. (2010) describe también al Grupo Mitu en la sección Pallpa-Oqoruro (POS, NE de Cusco) donde se encuentra bien expuesto, dividiendo su depositación en dos procesos alternantes: depósitos syn-eruptivo y depósitos inter-eruptivo. Los depósitos syn eruptivos están compuestos por depósitos volcánicos primarios y secundarios; y los inter-eruptivo son agrupados de acuerdo al tamaño de grano (desde facies conglomerádicas hasta facies limolíticas) y también con afinidad calcárea.

El Grupo Mitu en la sección de POS comprende de capas rojas terrestres, lavas basálticas alcalinas e ignimbritas riolíticas a peralcalinas. Esta columna estratigráfica tiene 2800 metros de espesor y se identificaron depósitos tipo sheetflood, conglomerados y areniscas fluviales, y depósitos de llanura de inundación de grano fino. En los primeros 2000 m se registran intercalaciones volcánicas con signatura de intraplaca variando desde basaltos sub-alcalino (base) hacia alcalino (techo), y la sedimentación varía desde un régimen predominantemente fluvial hacia abanicos aluviales respectivamente. Los 800 m hacia el techo son dominados por ignimbritas intercaladas con depósitos tipo sheetflood de abanicos aluviales aparentemente producto de erupciones producidas

en un ambiente de calderas volcánicas al final del rift Mitu. El Grupo Mitu muestra una sedimentación granocreciente de facies fluviales a aluviales, relacionados a un levantamiento de bloques de intra-cuenca o con un régimen transpresivo local, así mismo la actividad volcánica evolucionó desde ambientes efusivos a explosivos.

El Grupo Mitu ha sido dividido en las Formaciones Pisac y Pachatusan (Carlotto et al., 1998) o Mitu Superior e Inferior (Cenki et al., 2000). La Formación Pisac comprende secuencias granocrecientes de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas que es interpretado como producto de depositación de abanicos aluviales (Carlotto et al., 1998). La Formación Pachatusan localizada en la parte superior está compuesto de flujos basálticos e ignimbritas que están intercaladas con areniscas, limolitas y conglomerados. Esta sedimentación ha sido interpretada como producto de una actividad volcánica intermitente asociada a ambientes fluviales y aluviales (Carlotto et al., 1998).

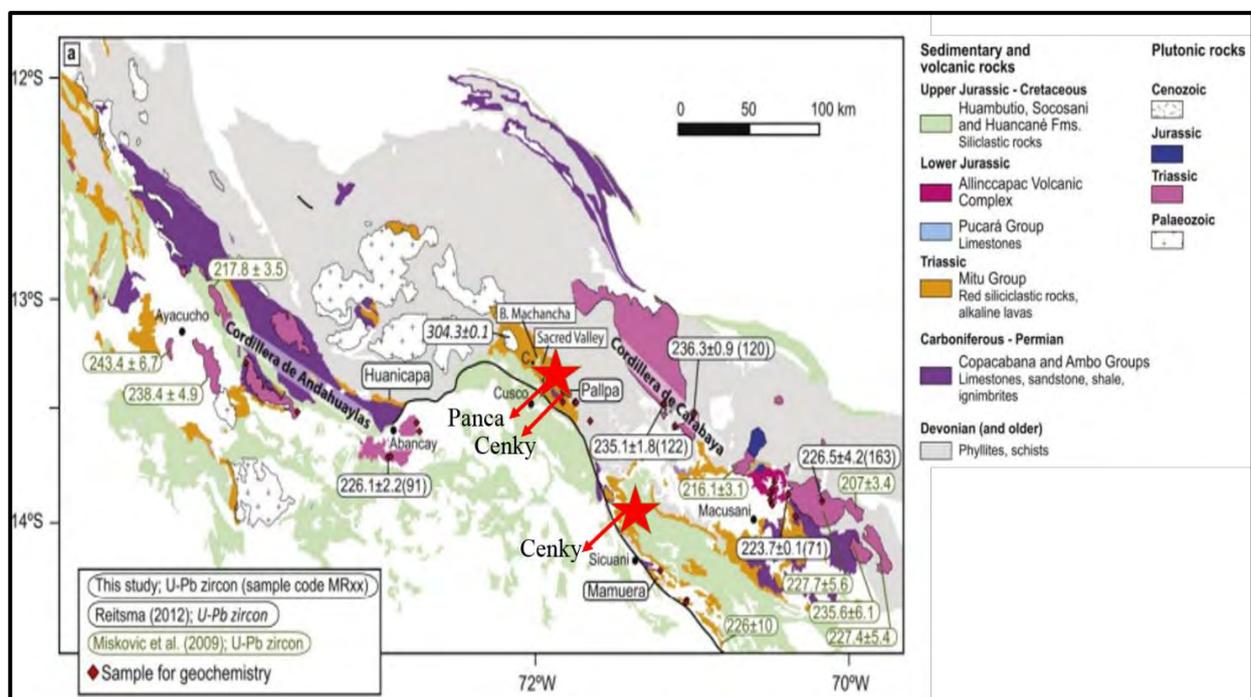


Figura 3.5. Mapa geológico que incluye el área de estudio (punto rojo) y alrededores. Fuente: Mapa de Leon et al (2000) modificado por Reitsma et al (2012).

3.5 Tectónica y sedimentación post-rift Mitu

El Grupo Mitu está cubierto por secuencias de carbonatos del Grupo Pucarà en el norte y centro del Perú. Una invasión marina de los grábenes que alojan al Grupo Mitu inicia en el Noriano (Rosas et al., 2007), que define el final de la sedimentación dentro del Grupo Mitu. El Grupo Mitu está cubierto por rocas sedimentarias del Jurásico Superior hasta el Cretáceo hacia el sur del Perú a través de un hiato erosivo. Estos depósitos Post-rift incluyen a la Formación Huancañé (Carlotto et al. 1995) y la Formación Huambutio. Una muestra de roca del Grupo Mitu datada al tope en la sección Mamuera arroja una edad estratigráfica de 223.4 ± 7.5 Ma, indicando que un ambiente

continental y volcánico perteneciente al Grupo Mitu fue coetáneo al inicio Noriano del Grupo Pucará en el norte y centro del Perú. Otras dos areniscas eólicas de la Formación Huancané en el Valle Sagrado fueron datadas y arrojaron edades de $(165,3 \pm 3,3 \text{ Ma}-176,7 \pm 4,5 \text{ Ma})$. Estas dataciones no restringen el final de la sedimentación del Grupo Mitu debido al gran hiato existente entre las dos formaciones (Reitsma et al., 2012). El registro plutónico llena parcialmente este vacío con el emplazamiento de las sienitas volumétricamente menores del Jurásico Inferior, subsaturadas de SiO₂, peralcalinas de la Cordillera de Carabaya ($195 \pm 11 \text{ Ma}-184.1 \pm 3.7 \text{ Ma}$; Miskovic et al., 2009). Estos plutones son posiblemente emplazados en un ambiente extensional de back-arc a pesar de no haber evidencia de un arco triásico preservado en Perú (Reitsma et al., 2012).

La finalización del rift Triásico coincide con el inicio del magmatismo de arco y la subducción debajo del terreno de Arequipa a 216 Ma, que formó el Arco Chocolate (**Fig. 3.6**). El inicio de esta subducción interrumpió el rift Mitu, posiblemente debido a un cambio en la velocidad de convergencia de la placa.

Sin embargo, se infiere que posiblemente la sedimentación del Grupo Mitu llegue hasta el Jurásico Inferior debido a su asociación con secuencias volcánicas peralcalinas de la Cordillera de Carabaya y una sienita peralcalina con una edad de 180 Ma. Es probable que los últimos episodios del Grupo Mitu sean contemporáneos con el inicio de la subducción y magmatismo de arco en el Jurásico Inferior.

Se considera que la Cordillera Oriental del Perú central se comportó como un alto estructural desde el Triásico Superior (Megard et al., 1978, 1983; Dalmayrac et al., 1980; Jaillard et al., 1994) principalmente porque en esta área los estratos del Cretácico Inferior sobreyacen a rocas precámbricas y paleozoicas. La reconstrucción de un sistema de Rift de edad Pérmico Superior-Jurásico Medio a lo largo de la misma área implica que una sedimentación syn-rift y post-rift debió ocurrir en el dominio de la Cordillera Oriental durante este intervalo de tiempo. La ausencia de depósitos de edad Triásico Superior-Jurásico Medio y el traslape ocurrido en el Cretácico Inferior sugiere que esta área fue levantada y erosionada antes que finalice el Cretácico Inferior. Semejante levantamiento de un área anteriormente sometida a rifting sugiere que algún tipo de inversión tectónica ocurrió en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Sempere et al., 2002) y que la actual Cordillera Oriental de Perú y Bolivia se formó como resultado de la inversión tectónica de este sistema de rift. La Cordillera Oriental es interpretada como el resultado de la inversión tectónica del rift Permotriásico, lo que implica una deformación del basamento. Un gran número de cabalgamientos de la Cordillera Oriental se originaron probablemente por reactivación compresional a transpresional de anteriores fallas normales. La inversión tectónica y el desgarre fueron más intensos cerca del eje del sistema principal de rift como lo evidencian afloramientos de

rocas que estuvieron inicialmente ubicadas en regiones estructurales más profundas del rift (Sempere et al., 2002).

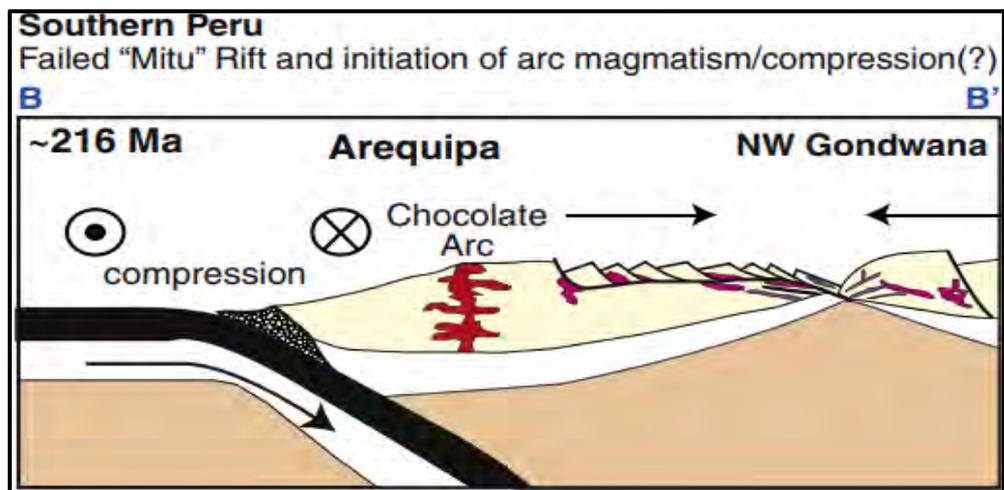
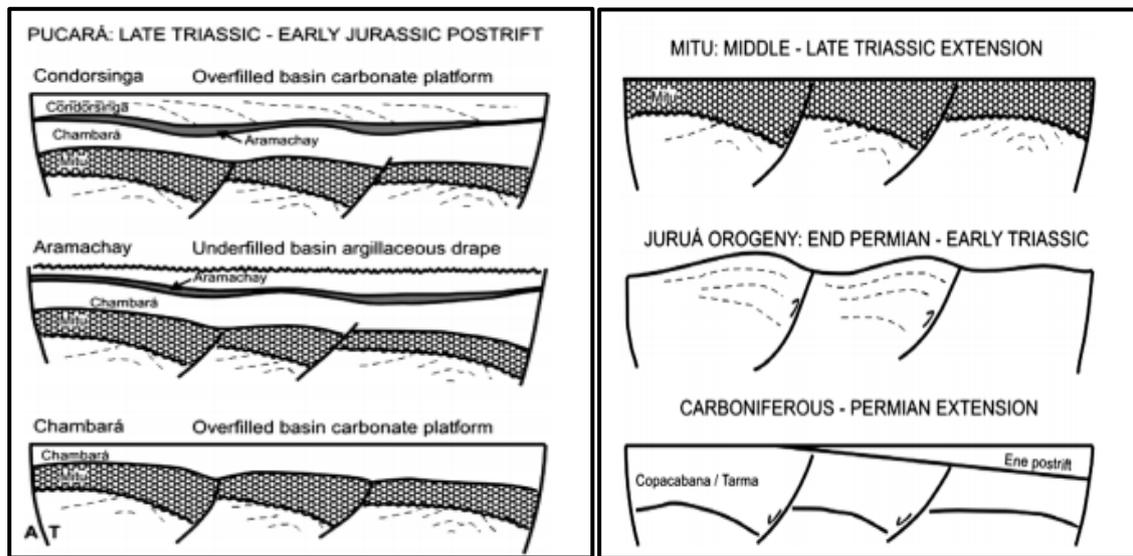


Figura 3.6. Sección del “Rift Mitu aborted” en el Jurásico Inferior. Fuente: Reitsma et al., 2012.

CAPITULO IV

ÁNÁLISIS DE LAS FACIES VOLCANOSSEDIMENTARIAS

4.1 Introducción

El propósito de este capítulo es presentar los resultados de un análisis detallado de facies de las rocas del Grupo Mitu a lo largo de la sección Marangani-Sicuani, específicamente la descripción de la columna estratigráfica y la interpretación de la asociación de litofacies. Los capítulos 4 y 5 describen detalladamente las litofacies y elementos arquitecturales necesarios para la interpretación de facies volcanosedimentarias en el área de estudio, así como utilizar estos resultados para sugerir modelos depositacionales en la cuenca Mitu (Capítulo 5). La sección Marangani-Sicuani (**Fig.4.3**), consiste aproximadamente de 1400 metros de sucesiones volcanosedimentarias que incluyen niveles gruesos de flujos de lava andesítica a basáltica, ignimbritas, depósitos volcanoclásticos, conglomerados, depósitos tipo sheetflood, areniscas, y un nivel menor de limolitas con intercalación de yesos. La sección estratigráfica vertical fue descrita y medida desde la base (en contacto erosional con el Grupo Tarma- Copacabana) y hacia el tope (en contacto erosional con la Formación Huancané). Las características de los límites de contactos, estructuras sedimentarias, así como los cambios erosionales y gradacionales fueron registrados.

4.2 Litofacies

Durante la elaboración de la columna estratigráfica Marangani-Sicuani se han definido una serie de facies sedimentarias, caracterizadas por rasgos texturales, composicionales, estructuras sedimentarias, las cuales fueron usadas para interpretar ambientes depositacionales y desarrollar un marco estratigráfico, con el fin de comprender los procesos de sedimentación y relleno de la cuenca durante la evolución del rift Mitu.

Miall et al (2016) define una litofacie como una unidad de roca que se distingue sobre la base de sus características litológicas distintivas, incluida la composición, el tamaño del grano, las características del estrato y las estructuras sedimentarias. Cada litofacie representa un evento depositacional individual.

4.2.1 Facies

La definición de facies se refiere a un cuerpo de roca caracterizado por una particular combinación de litología, estructuras físicas y biológicas que comparten un aspecto diferente del cuerpo de rocas infrayacente, suprayacentes o lateralmente equivalentes.

Por ello, las rocas sedimentarias tienden a presentar variaciones laterales en la cuenca, ya que los ambientes sedimentarios son finitos y limitados. Es decir, los depósitos sedimentarios con características específicas poseen cambios laterales y graduales hacia otros con diferentes

características formados al mismo tiempo. El estudio de facies, junto con los modelos de ambientes sedimentarios conduce a la interpretación de la historia de la sedimentación de una zona dada.

Por lo tanto, en términos de estratigrafía se puede afirmar que la asociación de facies sedimentarias comprende “las características litológicas y biológicas de un depósito sedimentario, definido por el ambiente deposicional y representado por un modelo”. Cada facie representa un evento sedimentario único.

En el presente estudio se ha utilizado una codificación combinada entre una codificación propia y la nomenclatura de Miall (1985, 1996 ,2016), para la descripción de secuencias detríticas, incluyendo depósitos fluviales y aluviales. La disposición vertical de las facies se interpreta en términos de la ley de Walther, lo que lleva a reconstrucciones del movimiento lateral a través del tiempo de los ambientes depositacionales (**Fig.4.1**).

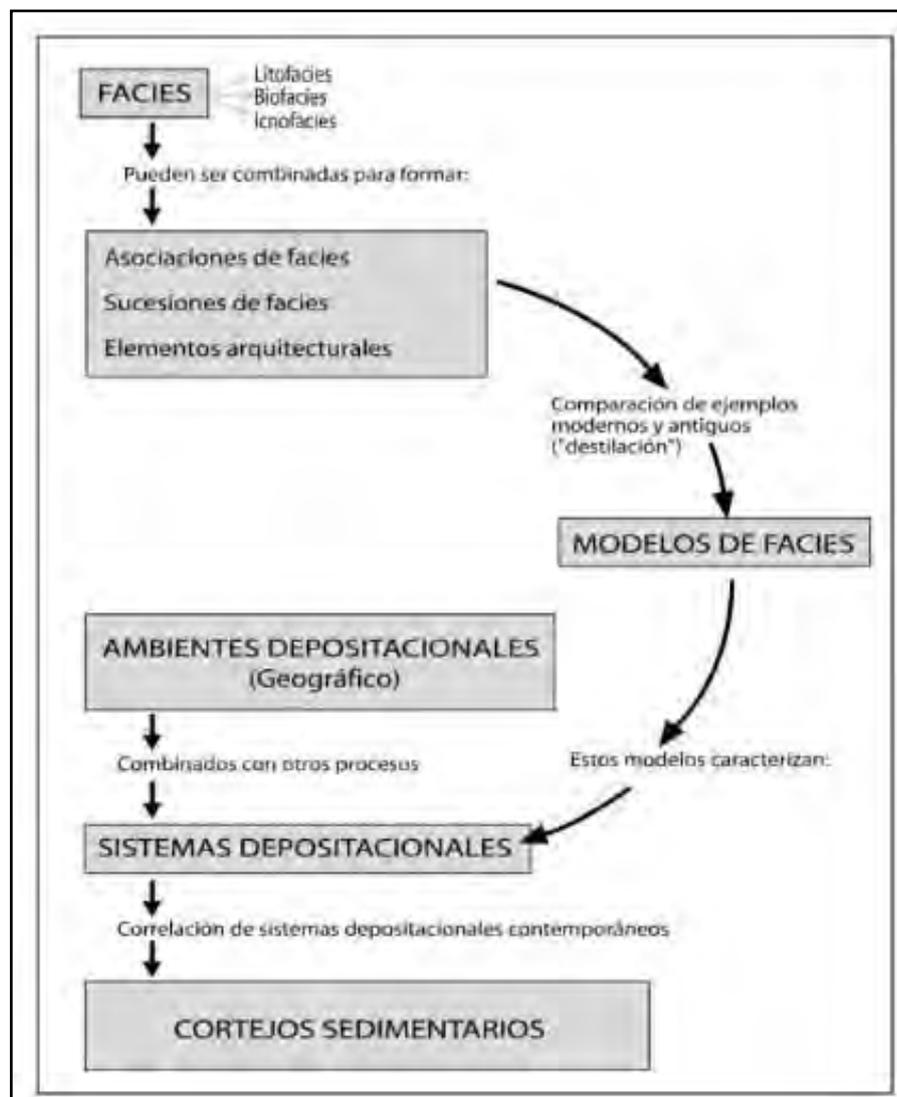


Figura 4.1 Relaciones entre facies, ambiente y sistemas depositacionales, utilizando los sistemas encadenados como terminología en el análisis Secuencial. **Fuente: Walker et al., 1992.**

Facies Volcánicas según Cas y Wright (1987); los diversos tipos de rocas volcánicas se distinguen porque son texturalmente o mineralógicamente diferentes en muestra de mano o sección delgada. En ese sentido los intentos por describir la diversidad de rocas, procesos, modelos estratigráficos y escenarios deposicionales de sucesiones volcánicas han sido ayudados por los grandes avances en el campo de la sedimentología. Los terrenos volcánicos consisten en una gran variedad de tipos de rocas que cualquier otro entorno de la tierra, la interacción de procesos originados por la actividad volcánica y el ambiente sedimentario resulta en la depositación de facies autoclásticas, piroclásticas y volcanogénicas junto a facies volcánicas coherentes y facies epiclásticas. El análisis de facies es muy importante para establecer algunas consideraciones en relación a la interpretación y reconstrucción del ambiente depositacional (Cas y Wright 1987).

De importancia primordial en la creación de texturas originales en depósitos volcánicos primarios es el estilo de erupción, en particular si es explosivo o efusivo. Las erupciones explosivas producen una amplia variedad de depósitos piroclásticos. Las erupciones efusivas producen flujos de lava y domos de lava que comprenden facies coherentes y autoclásticas. Una tercera categoría de depósitos "volcánicos" es creada por el emplazamiento sin-volcánico de criptodomas, diques y sills, y también incluye facies coherente y autoclásticas. Los depósitos volcanoclásticos son generados por procesos no volcánicos, específicamente por resedimentación contemporánea o independiente de erupciones y por meteorización, erosión y retrabajamiento de depósitos volcánicos preexistentes. Estos a veces se denominan depósitos volcánicos secundarios, mientras que los depósitos piroclásticos y autoclásticos no perturbados son primarios (J. McPhie et al., 1993). Según Cas y Wright (1987), todos los fragmentos de rocas volcánicas independientemente del origen, pueden ser descritos por el término no genético volcanoclástico.

Las lavas son de carácter diverso, estas tienen variable geometría, morfología, estructura interna, movilidad y comportamiento de flujo las cuales son atribuidas a las propiedades variables físicas y químicas del magma. Las rocas piroclásticas son subdivididas en depósitos de caída, oleada y flujo. Las rocas autoclásticas son de origen no explosivo, originado por el contacto del magma con agua y por brechificación durante un flujo de lava.

Para los depósitos volcanoclásticos se propone una clasificación teniendo en cuenta su origen y además puede aplicarse tanto a depósitos recientes como antiguos, estos depósitos pueden ser producto de procesos volcánicos primarios (estos son contemporáneos con la erupción) y procesos de superficie secundarios (intemperismo, erosión), **(Fig.4.2)**.

Los mecanismos de transporte y deposición de partículas son de gran importancia en la creación de texturas y estructuras originales en los depósitos volcánicos. Las lavas, las intrusiones sin-volcánicas y muchos tipos de depósitos piroclásticos primarios están calientes en el momento del emplazamiento o deposición. Sus texturas originales se modifican por procesos relacionados con

el enfriamiento. Todos los tipos de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, pueden estar sujetos a modificaciones de sus texturas por procesos post-volcánicos (J. McPhie et al., 1993).

Aunque las facies volcánicas asociadas pueden ser diferentes, pueden estar genéticamente relacionadas como partes del mismo evento deposicional o eruptivo. Por ejemplo, una sola ignimbrita puede contener varias facies.

En lo que respecta a las unidades del Grupo Mitu, éstas conservan ciertas texturas relicticas y algunos contactos primarios preservados localmente, que permiten reconocer y diferenciar los distintos tipos de facies. Por lo cual, el objetivo principal de este capítulo, es determinar los estilos eruptivos y características paleoambientales de los depósitos volcanosedimentario del Grupo Mitu, a partir del estudio petrológico y el análisis de facies.

El Grupo Mitu se caracteriza por presentar lavas, ignimbritas, depósitos volcanoclásticos para lo cual se utilizó una codificación propia, tomando como base los conceptos de Cas y Wright (1987)

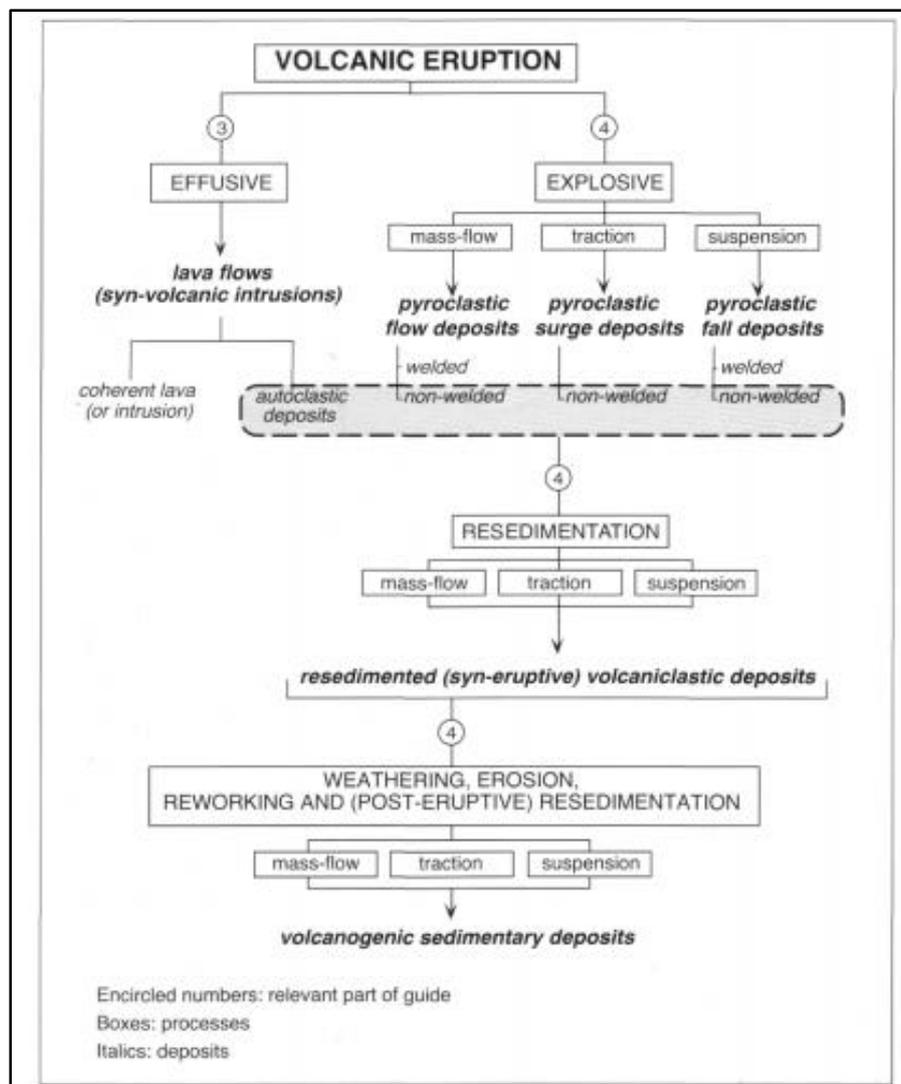


Figura 4.2 Clasificación genética de depósitos volcánicos. Fuente: J. McPhie et al., 1987

TIPO DE FACIES	CODIGO	FACIE	ESTRUCTURAS	MECANISMO DE DEPOSITACION	PROCESOS	AMBIENTE INFERIDO		
Depósitos Volcánicos	Efusivas	LAS	Lavas alcalinas a subalcalinas:	masiva o con foliación de flujo	por gravedad	erupción efusiva	vulcanismo efusivo	
		LAB	Lavas alcalinas a subalcalinas brechadas o top flow	masiva	por gravedad	erupción efusiva	vulcanismo efusivo	
		LDC	Lavas dacíticas coherentes	masiva	por gravedad	erupción efusiva	vulcanismo efusivo	
	Explosivas	IGDSI	Ignimbritas ricas en cristales densamente soldado	masiva o con foliación de flujo	por gravedad y acumulación de gases	erupción explosiva	vulcanismo explosivo	
		IGDS2	Ignimbritas densamente soldado con fiames	masiva o con foliación de flujo	por gravedad y acumulación de gases	erupción explosiva	vulcanismo explosivo	
		IGLS	Ignimbritas sin soldadura rica en cristales y líticos:	masiva	por gravedad y acumulación de gases	erupción explosiva	vulcanismo explosivo	
		FBC	Flujo de bloques y ceniza	con foliación de flujo	por gravedad y acumulación de gases	erupción explosiva	vulcanismo explosivo	
	Depósitos Volcánicos	DEPVOL	Depósitos Volcanoclásticos:	masivas	medio acuoso	Material reciclado proveniente de lavas e ignimbritas.	Rellenos de canales fluviales poco profundos	
	Depósitos Sedimentarios	Conglomerádicas	SF	Conglomerado clasto soportado tipo Sheetflood	masiva y laminar	medio acuoso	deposito tipo sheetflood	llanura aluvial
			Gcm	Conglomerado masivo clasto soportado	masiva hacia caóticamente distribuido	medio acuoso	acreción clasto a clasto durante descargas de alta energía	canal fluvial
Gcm-L			Conglomerado masivo rico en clastos de lava	masiva hacia caóticamente distribuido	medio acuoso	acreción clasto a clasto provenientes de fuente proximal durante descargas de alta energía	canal fluvial	
Gcm-A			Conglomerado masivo rico en clastos de areniscas-Mitu	masiva hacia caóticamente distribuido	medio acuoso	acreción clasto a clasto provenientes de fuente proximal durante descargas de alta energía	canal fluvial	

Depósitos Sedimentarios	Conglomerados	Gmm	Conglomerado masivo matriz soportado	masiva	medio acuoso	sheetflood o terraza aluvial	terracea fluvial o aluvial
		Gmm-C	Conglomerado rico en clastos de cuarcita	masiva	medio acuoso	sheetflood o terraza aluvial	terracea fluvial o aluvial
		Gh	Conglomerado matriz soportada con laminación horizontal	caóticamente estratificada	medio acuoso	acreción clasto a clasto durante descargas de alta energía en flujo laminar	canal fluvial
		Gt	Conglomerado estratificado en artesas	estratificación horizontal	medio acuoso	acreción clasto a clasto durante descargas de alta energía en flujo laminar	canal fluvial
	arenáceas	Sh	Arenisca con estratificación horizontal	estratificación horizontal	medio acuoso	estratificación superior en zonas altas de canal o zonas de baja a moderada energía	parte superior de barras de gravas asociadas a canales fluviales
		Scp	Arenisca Guijarrosa de Grano muy grueso	masiva ligeramente horizontales	medio acuoso	relleno de canales de régimen de alto flujo	canal fluvial
		St	Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa	combinación laminar y cruzada	medio acuoso	relleno de canales fluviales hacia los bordes por disminución de energía	bordes de canales aluviales
		Sm	Arenisca masiva	masiva o con gradación normal	medio acuoso	deposición subacuosa por flujos de sedimentos de alta densidad	relleno de canal fluvial o llanura aluvial
		Sp	areniscas con estratificación entrecruzada planar	estratificación cruzada y paralela	medio acuoso	migración de bancos de arena fluviales por cambios en la dirección del flujo laminar	relleno de canal, bordes de canal o bancos de arena desplazados
	Limolitas	Fsm	Limolita, arenosa masiva	masiva	medio acuoso	sedimentación de material de grano medio-fino en flujos de baja energía	llanura de inundación o depósito tipo sabka
		Fl	Limolita horizontal	estratificación horizontal	medio acuoso	decantación por suspensión en flujo laminar de muy baja energía	llanura de inundación o depósito tipo sabka
	Evaporitas	G	Yeso	lenticiforme, laminar	medio en proceso de evaporación	cuenca endorreica en proceso de evaporación y acumulación de sales	Depósito tipo Playa (Sabka)

TABLA 4.1 Resumen de 24 facies junto con la descripción de estructuras, mecanismo de depositación, procesos y ambiente inferido en la Sección Marangani-Sicuani. **Fuente: Elaboración propia.**

Basados en la litología, geometrías internas y externas, límites de contacto, 24 facies fueron identificadas en las etapas de campo (**Tabla 4.1**). El Grupo Mitu ha sido dividido en la Sección Marangani-Sicuaní en dos grupos: depósitos volcánicos y depósitos sedimentarios. La codificación para las muestras estudiadas petrográficamente se muestra en la (**Tabla 4.2**). Los depósitos volcánicos están compuestos por estilos eruptivos efusivos, explosivos y depósitos volcánicos secundarios, los depósitos sedimentarios fueron agrupados de acuerdo al tamaño de grano (de conglomerados a limolitas). A continuación, se describe e interpreta cada una de las facies.

4.3 Depósitos volcánicos

Los magmas pueden erupcionar como lavas coherentes, luego fluir y fragmentarse durante el flujo, o pueden erupcionar explosivamente para formar productos piroclásticos.

En el momento de la erupción, los productos volcánicos pueden variar en carácter, desde líquido magmático puro hasta esencialmente sólido.

Si el material erupcionado fluye, ya sea como una masa coherente o como un flujo masivo de partículas, entonces el carácter original del material erupcionado controlará la forma y la movilidad del depósito resultante.

Los procesos volcánicos durante una erupción ampliamente dependen de los procesos físicos y químicos dentro de la cámara magmática que alimentan al volcán. Las propiedades del magma influyen fuertemente en estos procesos durante el ascenso del magma que determinan el estilo eruptivo que puede ser explosivo o efusivo. En la zona de estudio se evidencia las facies efusivas caracterizadas por lavas basálticas y las facies explosivas caracterizadas por depósitos piroclásticos de tipo ignimbrítico, la alternancia entre un estilo eruptivo y otro está relacionado a muchos procesos complejos algunos como: I) Cristalización inducida por descompresión, II) Aumento en la viscosidad del magma debido a la cristalización del magma causado por la pérdida de volátiles y gradiente de temperatura III) Desgasificación del magma, etc. Estos depósitos tienen una alta preservación debido a sus grandes potencias y extensión lateral en la zona de estudio.

4.3.1 Facies efusivas

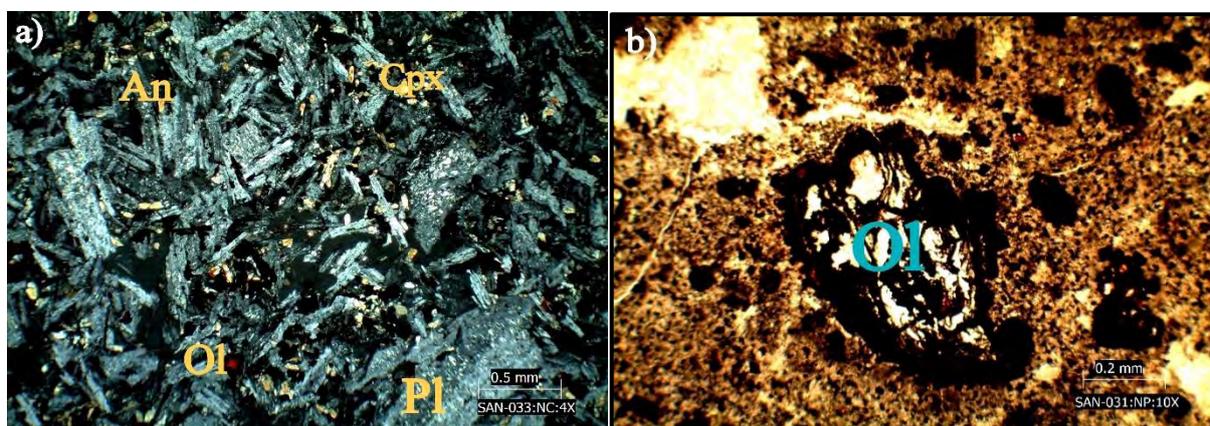
4.3.1.1 Lavas alcalinas a subalcalinas (LAS)

Se presenta una evolución magmática desde flujos de basaltos alcalinos evolucionado a foidita hasta llegar a fonolita que son más característicos de los últimos períodos del rift, están ampliamente distribuidas en el techo del Grupo Mitu. El espesor de las lavas varía entre 10 metros (base de la sección) y 150 metros (techo de la sección), que disminuye por los procesos de erosión e intemperismo. Los basaltos alcalinos son de gran fino y color verdoso (**Foto 4.1: i**). Bajo el microscopio los basaltos alcalinos varían en texturas incluyendo subofítica (**Foto 4.1: c, d**) con fenocristales de olivino alterados a iddingsita formada secundariamente por hidratación y oxidación

del olivino, la matriz microlítica de plagioclasas que se distinguen por sus maclas polisintética, el feldespató alcalino (sanidina) es reconocible por su macla en Carlsbad, los clinopiroxenos (augita), en menor proporción anfíboles, y minerales opacos. La textura porfirica (**Foto 4.1: g, h**), contiene fenocristales de olivino y calcita bien cristalizada, en una matriz principalmente de plagioclasas alterada a arcillas y calcitas. Las foiditas presentan una textura seriada (**Foto 4.1: a, b**), con fenocristales de olivino alterados a iddingsita (bordes rojizos), en la matriz está la nefelina en forma intersticial, clinopiroxeno (augita). Las fonolitas evidencian una textura seriada y porfídica (**Foto 4.1: e, f**), con fenocristales de noseana en una matriz de feldespatoides alargados de nefelina, sodalita y abundante presencia de clinopiroxeno verde (aegirina) en menor proporción biotita y minerales opacos. Una característica resaltante de las lavas alcalinas es la abundancia de clinopiroxenos verdes.

Interpretación: La facie LAB corresponde a efusiones alcalinas con baja viscosidad en un ambiente volcánico efusivo subaéreo, con evolución de los magmas en la cuenca Mitu desde erupciones inicialmente basálticas alcalinas hasta félsicas (fonolitas-foidita) en las fases finales de relleno. Estas facies son típicas de un ambiente de intraplaca.

Dentro de la sección Marangani, la facie LAS se encuentra interestratificada y sobreyaciendo materiales piroclásticos. Se sugiere que las fonolitas fueron erupcionadas desde zonas de fisuras de un margen de rift. La presencia de nódulos de olivino en estas lavas alcalinas es una evidencia que estas fueron generadas en niveles subcorticales. Los clinopiroxenos verdes son una característica común de las rocas volcánicas alcalinas máficas. Brook et al. (1978) menciona que los clinopiroxenos verdes son comunes en rocas volcánicas alcalinas que han cristalizado a partir de magmas de mugearita, traquita o fonolita, y su presencia en rocas alcalinas máficas se debe a la mezcla de rocas intermedias-sálicas con magmas más básicos, los cuales se originan a partir de magmas diferenciados a niveles someros.



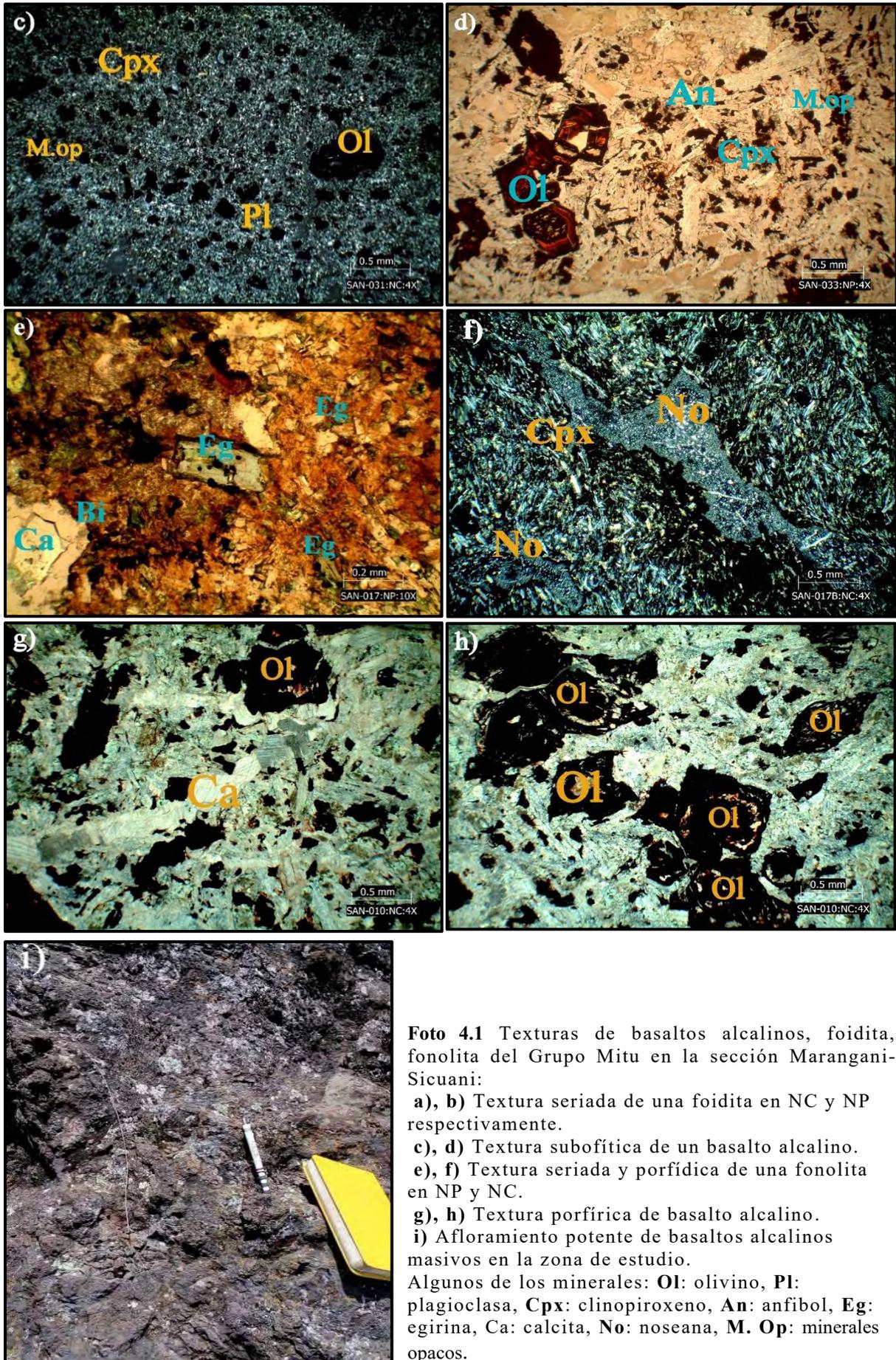


Foto 4.1 Texturas de basaltos alcalinos, foidita, fonolita del Grupo Mitu en la sección Marangani-Sicuani:

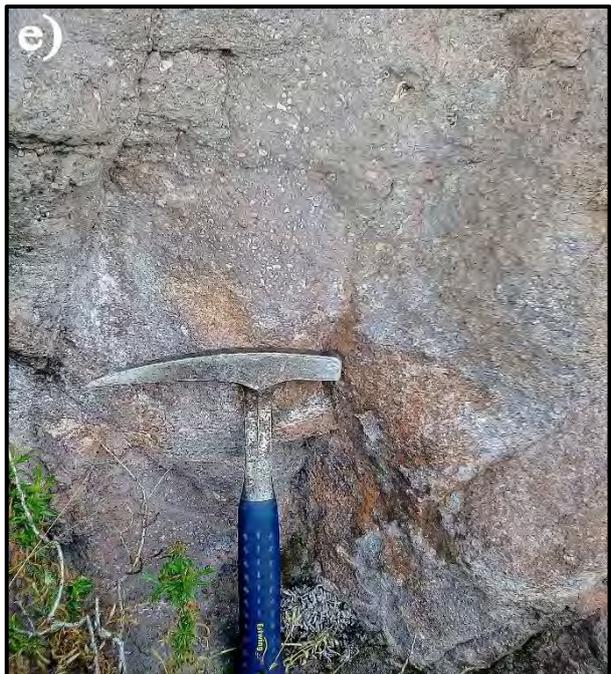
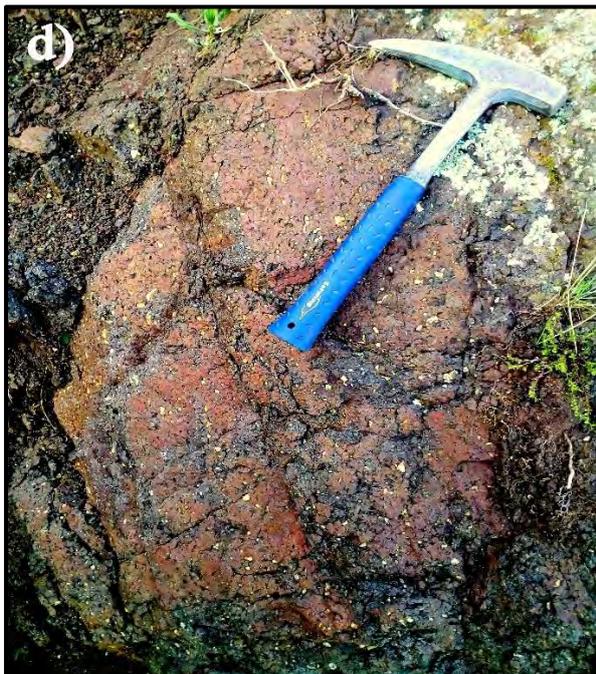
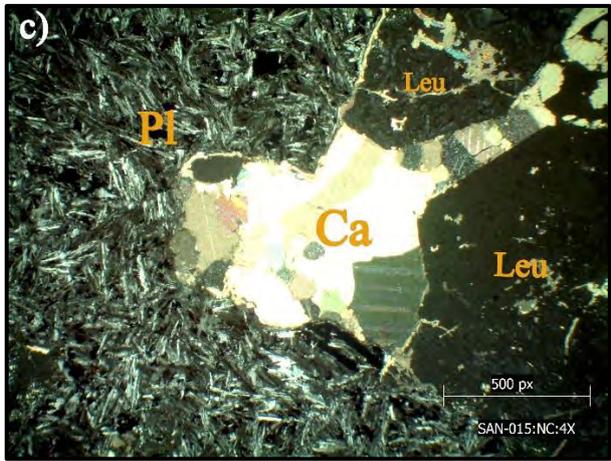
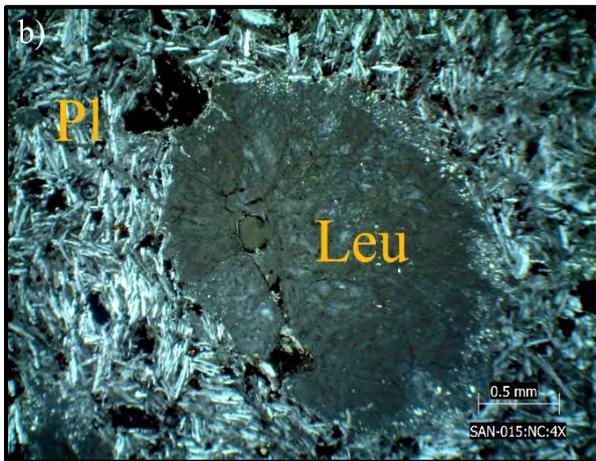
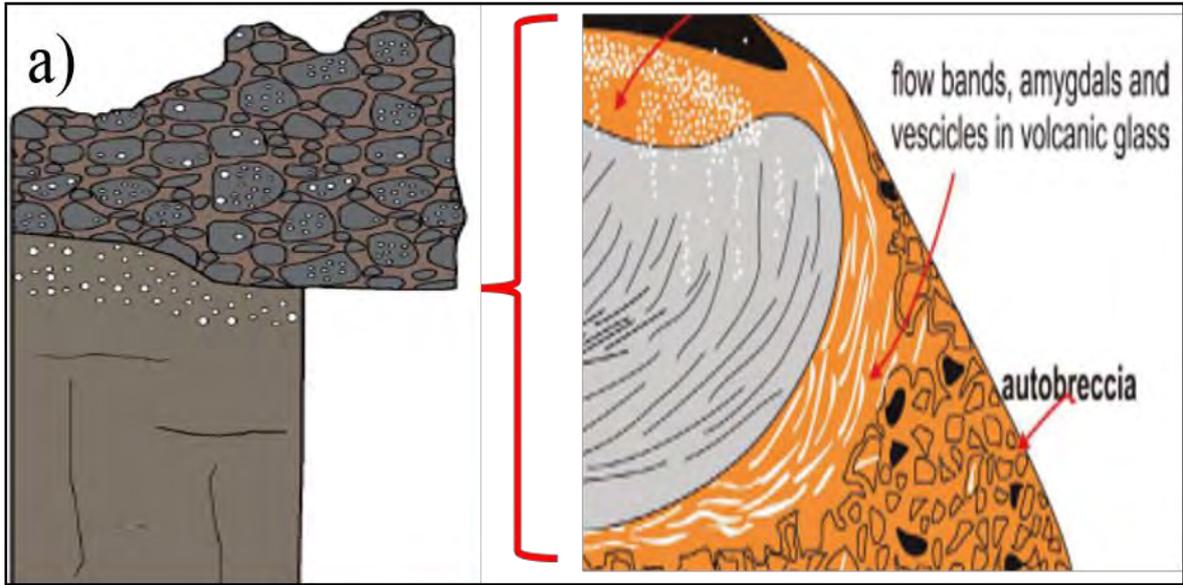
- a), b) Textura seriada de una foidita en NC y NP respectivamente.
- c), d) Textura subofítica de un basalto alcalino.
- e), f) Textura seriada y porfídica de una fonolita en NP y NC.
- g), h) Textura porfírica de basalto alcalino.
- i) Afloramiento potente de basaltos alcalinos masivos en la zona de estudio.

Algunos de los minerales: **Ol**: olivino, **Pl**: plagioclasa, **Cpx**: clinopiroxeno, **An**: anfíbol, **Eg**: egirina, **Ca**: calcita, **No**: noseana, **M. Op**: minerales opacos.

4.3.1.2 Lavas alcalinas-Subalcalinas brechadas y top flow (LAB)

En esta parte de la sección se observan dos tipos característicos de flujos de tope o “top-flow”. Estos son: basalto vesicular o “vesicular top flow basaltic” (**Foto 4.2: d**), y basaltos brechados o “brecha top-flow” (**Foto 4.2: e**). Estas facies ocupan entre el 10% y 30% del espesor de las lavas basálticas alcalinas. El primero es un basalto alcalino con una matriz de grano fino, con textura vesicular. El diámetro de las vesículas varía de 2 cm a 10 cm, los cuales fueron producidos por cavitación, que se define como la formación de burbujas (cavidades) de vapor o de gas dentro de un líquido, causada por variaciones que este experimenta en su presión. Esta se produce en el conducto que transporta al magma hasta la superficie y también durante la extrusión del magma, acompañando su desplazamiento y siendo sincrónica con su enfriamiento. Estas vesículas tienen rellenos de plagioclasas, carbonatos y cristales pequeños de olivino que pueden ser observados macroscópicamente (**Foto 4.2: d, e**). Bajo el microscopio la textura amigdaloides (**Foto 4.2: b, c**), contiene minerales tales como leucita, calcita y en menor cantidad olivino. La matriz es microlítica presentando plagioclasas y en menor proporción clinopiroxenos. Los basaltos autobrechados contiene clastos angulosos y masivos dentro de una brecha afanítica. Los clastos en la autobrecha son rojos probablemente por oxidación e intemperismo que se limita a entornos subaéreos (**Foto 4.2: f, g**). Durante el recorrido de los flujos de lavas, estas se enfrían hacia la parte superficial desarrollando una costra frágil que subsecuentemente se brecha. En las partes superiores de la brecha (los espacios entre los fragmentos se rellenan con sedimentos finos o en algunos casos se cementan con parte del fluido basáltico. Las capas sedimentarias subyacentes y delgadas son comunes entre cada flujo de lava indicando periodos de inactividad en el volcanismo.

Interpretación: La autobrechificación es un proceso que involucra la fragmentación no explosiva de flujos de lava de todas las composiciones, que afectan las superficies externas del flujo lávico, donde variables como la viscosidad y tasa de deformación conjugaron favorablemente para que se desarrolle. La parte superior de un flujo de lava se enfría formando una corteza frágil, la cual se fractura a medida que la lava más caliente por debajo sigue moviéndose, esto resulta en la formación de un estrato de bloque monolitológico en la parte superior de los flujos de lava. Estos bloques pueden ser fusionados juntos o permanecer sueltos, y posteriormente son removidos por el movimiento continuo del flujo lávico. La oxidación y color rojizo característico en el techo de los flujos de lava se debe a la presencia de óxido ferroso, cuya abundancia se le atribuye a un proceso de intemperismo que fue facilitado por la brechificación característico hacia el tope de esta secuencia.



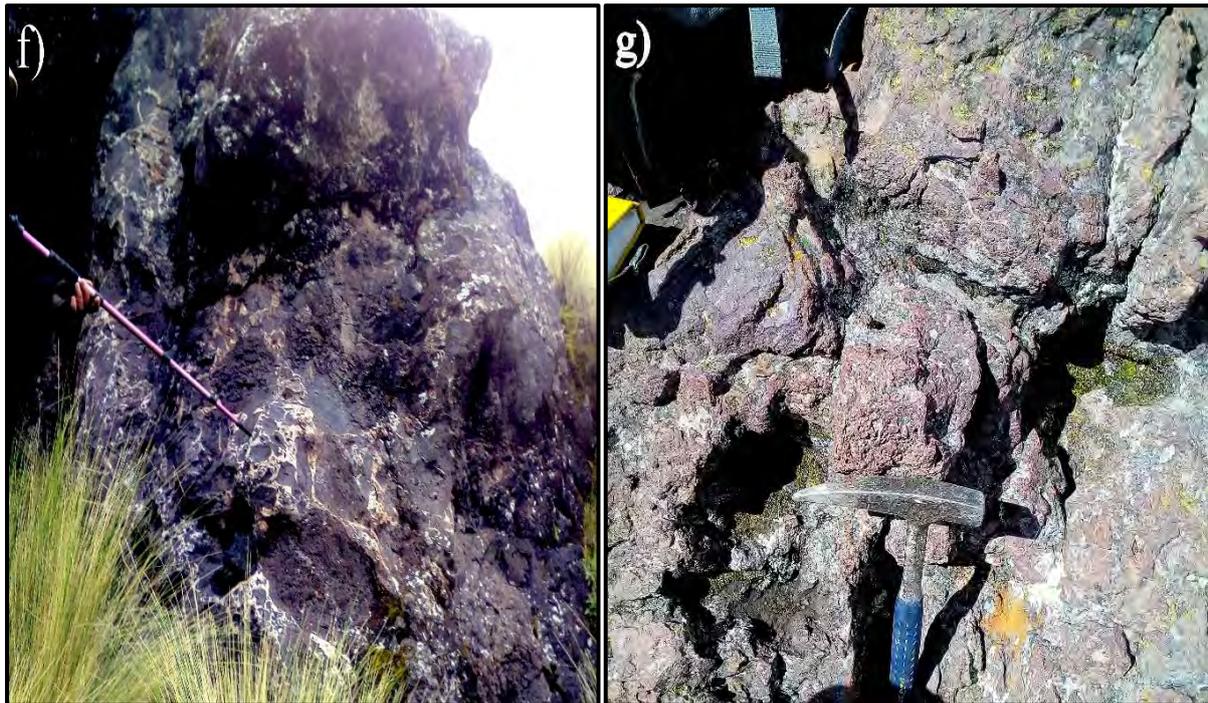


Foto 4.2. a) Parte frontal de un flujo de lava que muestra las facies características hacia el techo, b), c) Textura amígdalar en los basaltos alcalinos, d), e) Afloramiento de basaltos vesiculares en la sección, f),g) Afloramiento de basaltos autobrechados con clastos de basalto alcalino.

4.3.1.3 Lavas dacíticas coherentes (LDC)

Las facies LDC consisten de lavas de composición dacítica coherentes de colores grisáceos (**Foto 4.3: a**), y forman parte de las últimas fases eruptivas explosivas compuestas por paquetes gruesos de secuencias ignimbríticas. Se caracterizan por ser coladas masivas, ocasionalmente brechificadas, con texturas porfiríticas, con composiciones similares a las ignimbríticas. La textura porfirítica generalmente se forma en magmas que se han enfriado y solidificado en dos etapas. Algunos cristales se forman durante el enfriamiento temprano, lento y subsuperficial del magma. Cuando el magma erupción transporta estos cristales sólidos ya formados (fenocristales) suspendidos en el fundido. Después de la erupción, se solidifica rápidamente la masa restante del fundido resultando en la formación de la matriz. Los fenocristales pueden llegar a representar al 45% del volumen de la roca. Bajo el microscopio la textura porfirítica-seriada, se muestran con fenocristales de plagioclasas, cuarzos, piroxeno (**Foto 4.3: b, c**), inmersos en una pasta constituida por un arreglo denso de plagioclasas, con gránulos de minerales máficos ubicados en los intersticios (principalmente piroxeno y opacos), (**Foto 4.3: d, e**).

Los fenocristales tabulares de feldespato son los más abundantes, con un grado variado de alteración a minerales de arcilla y carbonatos. Los minerales máficos reconocidos son anfíbol (hornblenda), piroxeno, con escasa biotita completamente reemplazada por un agregado fino de opacos entre los que se observa los relictos de la biotita original. Se observa también un reemplazo

pervasivo de los minerales máficos por sericita, óxidos y carbonatos.

Interpretación: Se forman por la solidificación de un magma efusivo de composición dacítica en condiciones subvolcánicas asociados a secuencias ignimbríticas. Representa un modo menos explosivo de erupción que es acompañada por actividad piroclástica explosiva.

Según Eichelberger et al. (1986), las secuencias de erupciones volcánicas silíceas comúnmente comienzan con eyección de material magmático fragmentario en una erupción explosiva y concluye con efusión no explosiva de flujos o lavas de domo. Estos magmas silíceos son el resultado de una erupción no explosiva de una lava pobre en vapor, debido a la liberación rápida de gas subterráneo del magma ascendente.

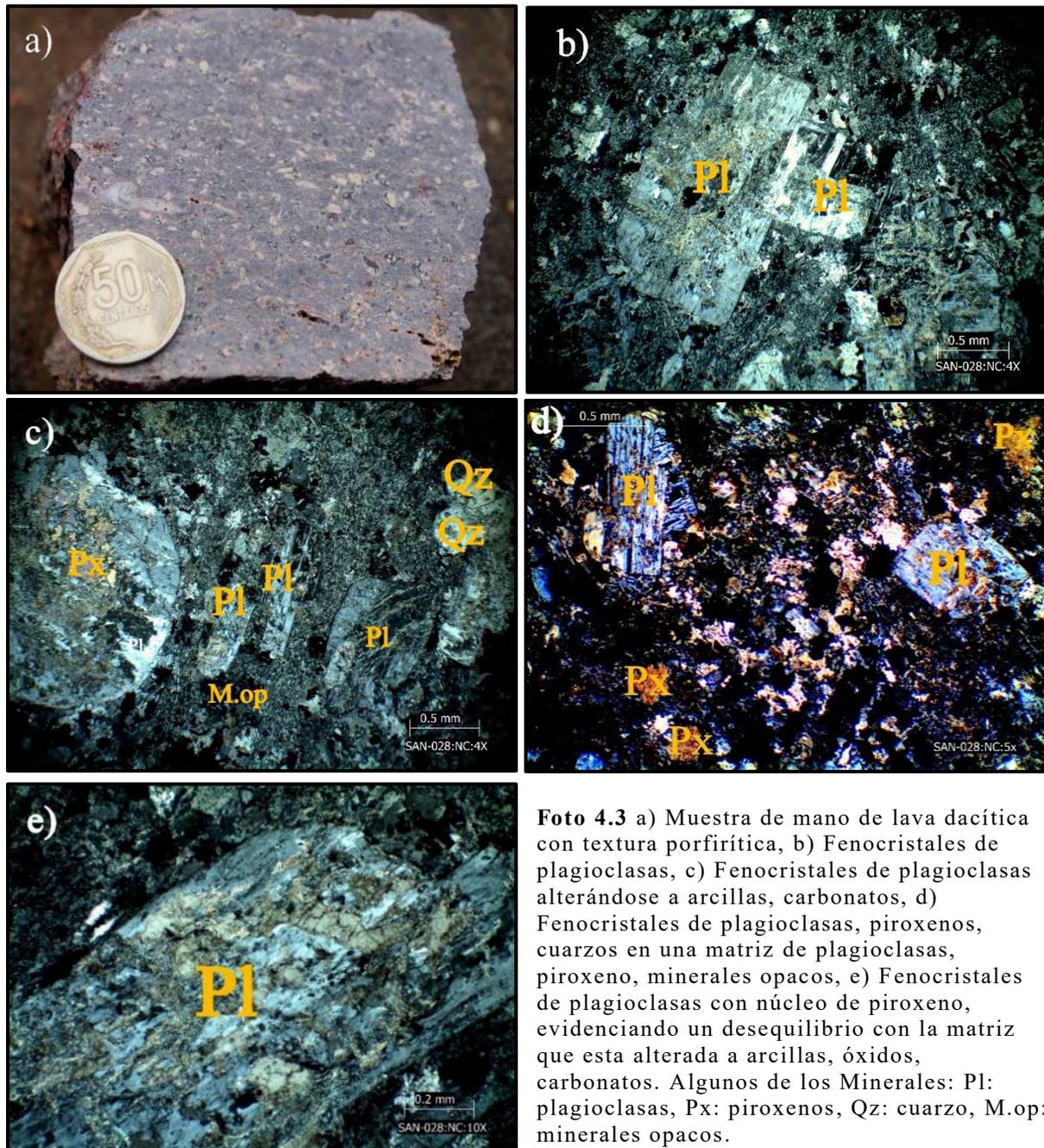


Foto 4.3 a) Muestra de mano de lava dacítica con textura porfirítica, b) Fenocristales de plagioclasas, c) Fenocristales de plagioclasas alterándose a arcillas, carbonatos, d) Fenocristales de plagioclasas, piroxenos, cuarzos en una matriz de plagioclasas, piroxeno, minerales opacos, e) Fenocristales de plagioclasas con núcleo de piroxeno, evidenciando un desequilibrio con la matriz que esta alterada a arcillas, óxidos, carbonatos. Algunos de los Minerales: Pl: plagioclasas, Px: piroxenos, Qz: cuarzo, M.op: minerales opacos.

4.3.2 Facies Explosivas

4.3.2.1 Ignimbrita rica en cristales densamente soldado (IGDS1)

Se componen de flujos piroclásticos de composición riolítica, de color rosado, masivas que se encuentran en contacto discordante con las areniscas Mitu. Su espesor es de aproximadamente 25 metros (**Foto 4.4: a**), y presentan abundantes fragmentos de cristales (plagioclasas, cuarzo, calcita), dispersos en una matriz fina de color rosado (**Foto 4.4: b**). Bajo el microscopio muestra una textura porfirítica-cristaloclástica con un leve bandeamiento. Están enriquecidas en componentes densos, principalmente cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico y biotita (**Foto 4.4: e, f**), dentro de una matriz constituida por biotita, trizas vítreas, ceniza fina (color marrón claro), cuarzo y feldespato microcristalino que rellena los intersticios (**Foto. 4.4: d, g**). Los cristaloclastos de ortoclasa son parcial o totalmente alterados a sericita. Los fragmentos soldados recristalizados están bien conservados en la matriz, y la biotita tiene una morfología tabular producto de cizallamiento en la región basal del flujo.

Los fragmentos están deformados, estirados y compactados en los márgenes de un cristal de cuarzo e indican un emplazamiento primario caliente. Algunos cristaloclastos de feldespato potásico y biotita están fuertemente deformados lo que sugiere que están densamente soldados (**Foto 4.4: c**).



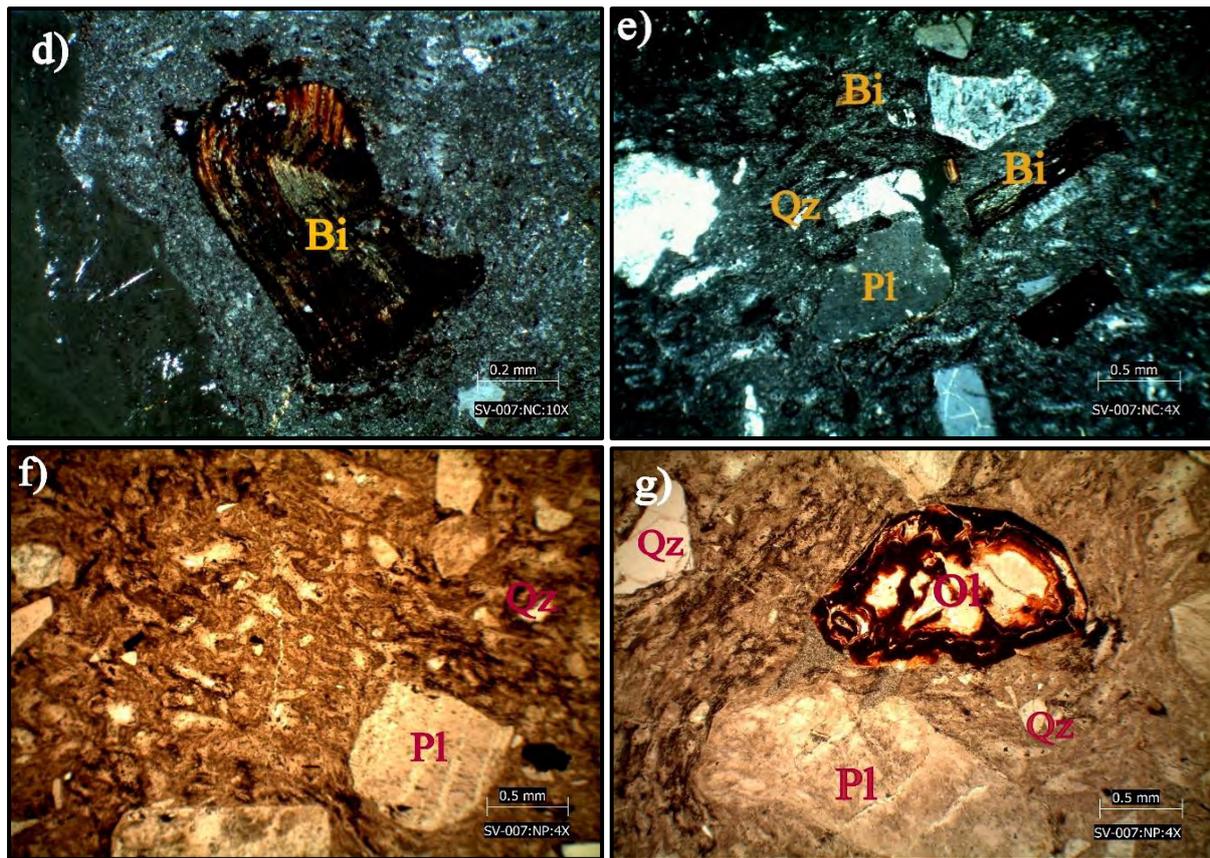


Foto 4.4 a) Afloramiento de ignimbritas masivas, b) Muestra de mano de las ignimbritas con textura porfirítica, c) Cristaloclastos de cuarzo densamente soldados, d), f) Textura porfirítica en ignimbritas, e) Cristaloclastos de biotita, g) Ignimbritas densamente soldadas. Algunos de los Minerales: Ol: olivino, Pl: plagioclasas, Bi: biotita, Qz: cuarzo.

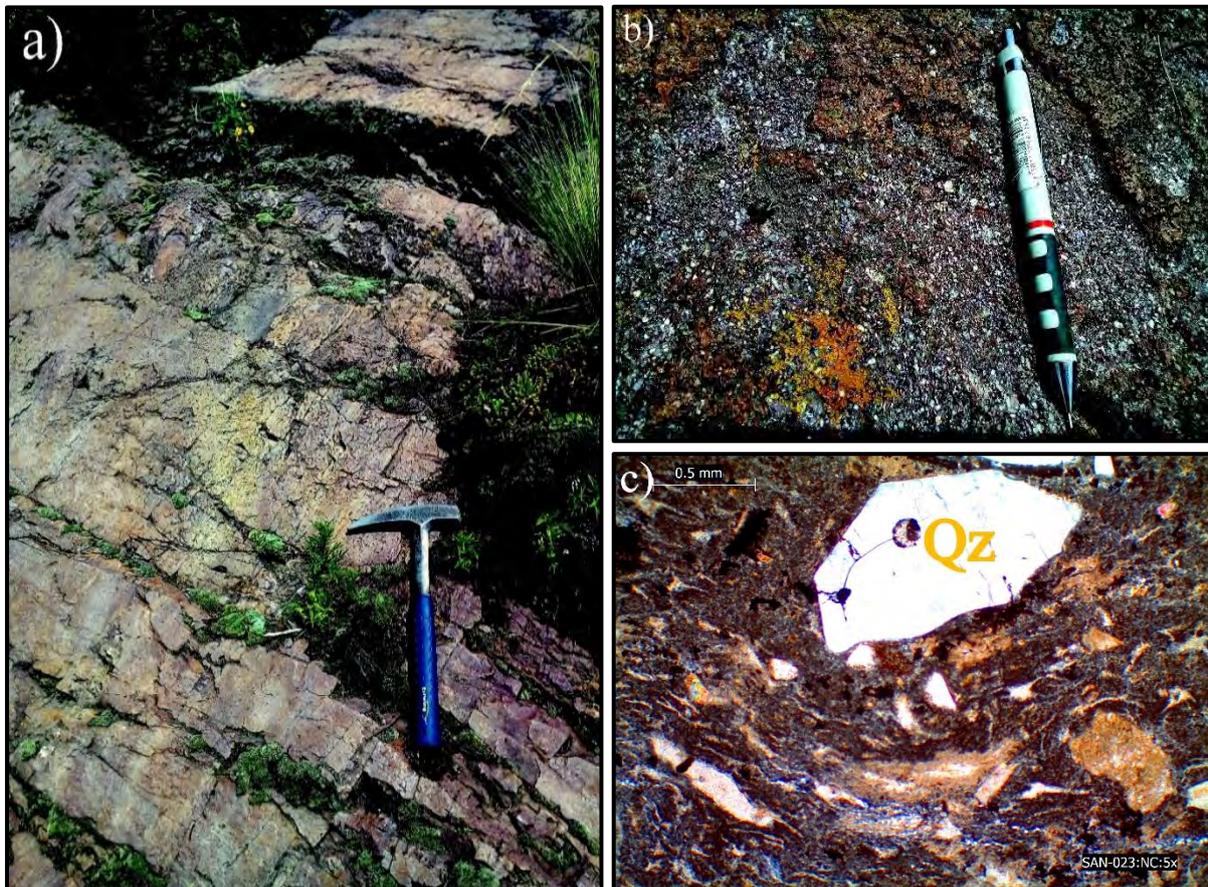
4.3.2.2 Ignimbrita densamente soldada con fiames (IGDS2)

La facie IGDS2 corresponde a depósitos ignimbríticos de composición riolítica de colores rosados, (**Foto 4.5: a**), macroscópicamente con textura porfirítica (**Foto 4.5: b**). Esta facie presenta espesores de hasta 80 m aproximadamente, y sobreyace en discordancia erosional a las areniscas Mitu de grano grueso. Estas ignimbritas contienen cristaloclastos de cuarzos, plagioclasas en una matriz de grano fino de color rosado y muestran una leve foliación de flujo, asociado a fiames. Bajo el microscopio la textura eutaxítica consta de cristaloclastos de cuarzo, ortopiroxenos, y en menor proporción de fragmentos líticos, dentro una matriz totalmente desvitrificada a un agregado criptocristalino de cuarzo, ortopiroxeno, plagioclasas. Las plagioclasas se hallan alteradas a calcita y arcillas, posiblemente por un proceso de elutriación durante el emplazamiento de flujo piroclástico sumado a la erupción de un magma con elevado contenido de cristales. Se diferencian fiames con formas lenticulares (**Foto 4.5: c**). Estos fiames han perdido su porosidad lo que genera un bandeamiento que se reconoce por una alternancia entre bandas más oscuras impregnadas por óxido de hierro y arcillas (**Foto 4.5: e**). Los fiames tienen un curvamiento en contacto con los

crystaloclastos adoptando su forma, y algunos han sido modificados por un soldamiento denso intensa compactación y deformación (**Foto 4.5: d**).

Interpretación IGDS1-IGDS2; Se interpretan como depósitos de flujos piroclásticos de alto grado producto de un volcanismo explosivo de alta temperatura, muy viscosos, que poseen vitroclastos intensamente deformados en bandas de espesores milimétricas. Los fiames lenticulares evidencian estructuras de flujo laminar y cristaloclastos con signos de haber rotado hacia una posición subparalela respecto a la dirección de flujo. Estos rasgos texturales evidencian el alto grado de deformación de la roca, por un soldamiento, y se asume que este soldamiento corresponde a un movimiento secundario de flujo, que sucede inmediatamente después de su depósito. McPhie et al. (1993) considera al soldamiento como la sinterización junto a la deformación plástica por calor y viscosidad de los piroclastos juveniles.

Los Fiames se reconocen más comúnmente en estas facies piroclásticas soldadas, y son asociados a la textura eutaxítica. Esta textura se usa constantemente en la literatura para definir la foliación formada como resultado de la compactación por soldadura de fragmentos de piedra pómez en depósitos piroclásticos calientes. Esta textura de soldadura implica altas temperaturas durante o poco después de la deposición y, por lo tanto, es más probable que ocurrieron en depósitos subaereos. Druitt et al (1996) sugiere que el emplazamiento de muchas ignimbritas está precedido por una fase pliniana en un ambiente de colapso de domos volcánicos.



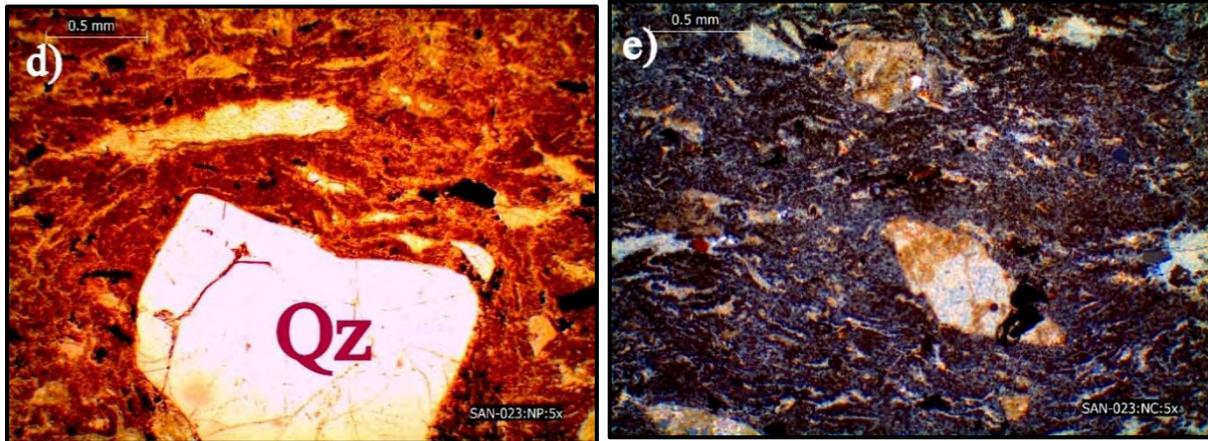


Foto 4.5 a) Afloramiento en la zona de estudio de ignimbritas con una dirección de flujo, b) Textura porfírica en las ignimbritas, c) Cristaloclastos de cuarzo (Qz), fiamas con formas lenticulares, ortopiroxeno (Orpx), fiamas con formas lenticulares, d), e) Matriz criptocristalina de cuarzo, ortopiroxeno, plagioclasas, minerales opacos, trizas vítreas, fiamas con formas lenticulares.

4.3.2.3 Ignimbrita sin soldadura rica en cristales y líticos (IGLS)

La facie IGLS comprende de ignimbritas cristaloclásticas que son de composición dacíticas de colores grises. Con un espesor de aproximadamente 30 m y macroscópicamente muestra una textura porfírica con fragmentos de cuarzo, plagioclasas, fragmentos líticos de origen sedimentario posiblemente arrancados del basamento (**Foto 4.6: g**). Durante el estudio al microscopio se observó una textura porfídica, un elevado grado de desvitrificación, enriquecido en fragmentos de cuarzo, plagioclasas, fragmentos líticos, feldespatos potásicos (**Foto 4.6: a, b, d**), dentro de una matriz criptocristalina de cuarzo, plagioclasas, feldespatos potásicos, biotita, y ceniza fina vítrea (color marrón claro), (**Foto 4.6: f**). Los cristaloclastos de plagioclasas y cuarzoes presentan formas subhedrales a anhedrales y se encuentran fragmentados, alterados con bordes reabsorbidos y pequeños engolfamientos rellenos por la matriz (**Foto 4.6: c**). Las plagioclasas se encuentran fracturadas y alteradas a un agregado fino de carbonatos y arcillas (**Foto 4.6: e**).

Interpretación: Se trata de un depósito de flujo piroclástico denso rico en líticos, de bajo grado, menor temperatura, y no presentan evidencias de haber fluido constantemente de manera laminar. Son ignimbritas que no han sufrido soldadura, pero sí diagénesis y alteración del vidrio volcánico original. La variación en la soldadura y la cristalización probablemente reflejen una pérdida de calor con una distancia cada vez mayor desde la fuente. Algunos de los líticos pueden haber sido recogidos de la superficie de suelo sobre la cual viajó el flujo piroclástico. Esta facie presenta mayor cristalización que las ignimbritas IGDS1-IGDS2.

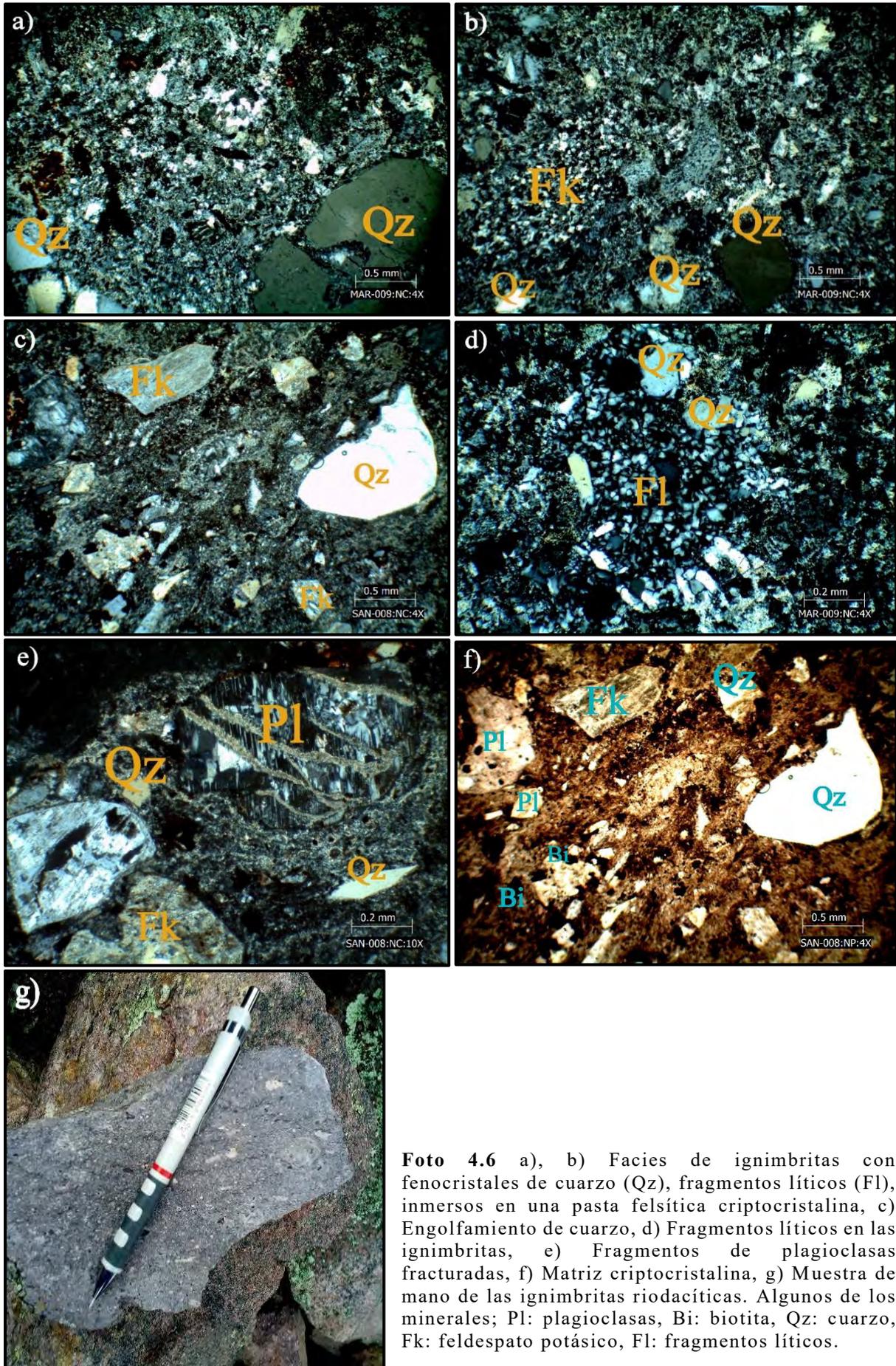


Foto 4.6 a), b) Facies de ignimbritas con fenocristales de cuarzo (Qz), fragmentos líticos (Fl), inmersos en una pasta felsítica criptocristalina, c) Engolfamiento de cuarzo, d) Fragmentos líticos en las ignimbritas, e) Fragmentos de plagioclasas fracturadas, f) Matriz criptocristalina, g) Muestra de mano de las ignimbritas riódacíticas. Algunos de los minerales; Pl: plagioclasas, Bi: biotita, Qz: cuarzo, Fk: feldespato potásico, Fl: fragmentos líticos.

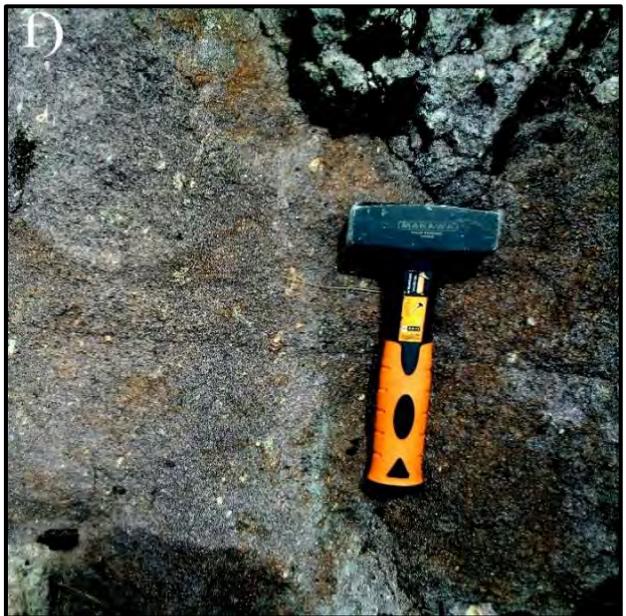
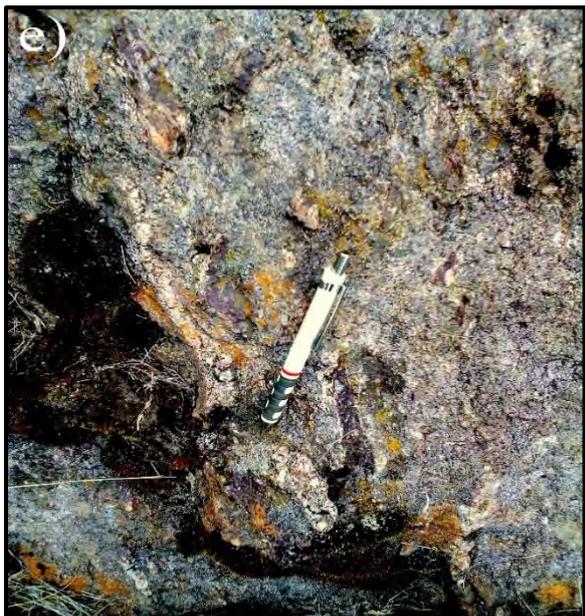
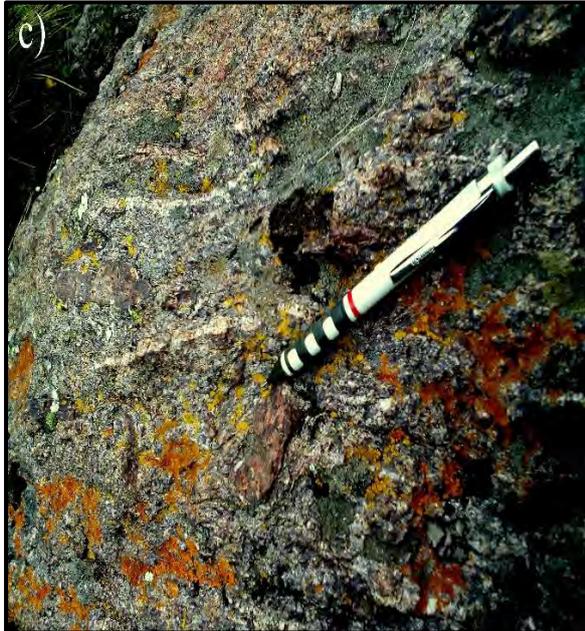
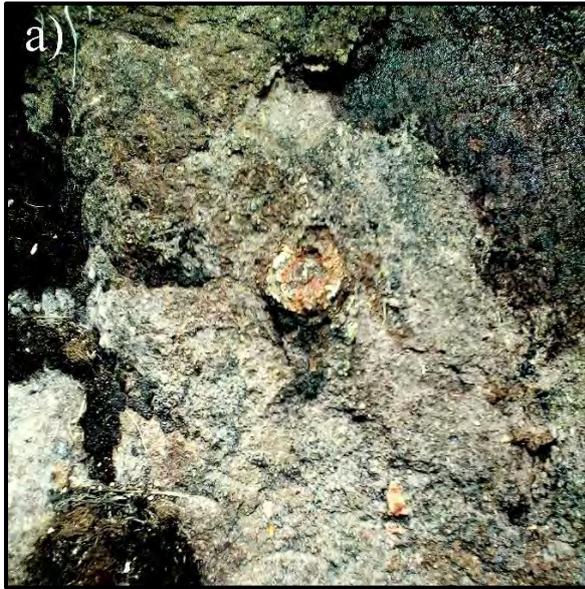
4.3.2.4 Flujos de bloques y cenizas (FBC)

Las facies FBC son flujos piroclásticos en los cuales la mayoría de los componentes juveniles son bloques densos. Se caracterizan en la zona de estudio por la ocurrencia de texturas unidireccionales (estratificación irregular), (**Foto 4.7: d, e**), y brechoides. Contienen clastos de ignimbritas, siendo los clastos más grandes generalmente más redondeados con unos 10 cm de diámetro (**Foto 4.7: a, b**). Otros clastos tienen formas longitudinales irregulares según la dirección del flujo (**Foto 4.7: c**), y están constituidos por bloques de material juvenil (comúnmente de composición riódacítica), en una matriz de ceniza de la misma composición. Tienen espesores de aproximadamente 50 m. Bajo el microscopio se observa una textura porfirítica (**Foto 4.7: f**). Los cristaloclastos más abundantes son de plagioclasas, fragmentos líticos, feldespatos potásicos, biotitas, ortopiroxenos, clinopiroxenos y cuarzos (**Foto 4.7: g, h**). La matriz está formada por fragmentos de cristales correspondientes a las mismas fases minerales observadas en los bloques y un agregado de grano muy fino criptocristalino, no diferenciable bajo el microscopio (**Foto 4.7: i**). Los cristaloclastos de biotita pasan a un agregado de opacos y arcillas, las plagioclasas son reemplazadas por carbonatos y arcillas (**Foto 4.7: j**), se observa un entrecrecimiento de clinopiroxeno en algunos fragmentos líticos, así como una textura coronítica de las plagioclasas que presentan un borde de ortopiroxeno.

Interpretación: Son flujos piroclásticos inestables y no uniformes, dominada por flujos granulares, cenizas, bloques y escape de gases que forman una mezcla muy caliente (hasta 1000 ° C) que corren rápidamente cuesta abajo y se propaga rápidamente bajo la gravedad. Su formación está asociada a la lenta emisión de lavas viscosas de composición acida dacítica-riolítica en la cumbre de un volcán. Los flujos de bloques y cenizas son principalmente el resultado de un colapso y fragmentación de domos volcánicos.

Los estudios sedimentarios detallados de depósitos de flujos de bloques y cenizas los define como flujos piroclásticos de pequeño volumen que representan un miembro final de baja energía de flujo piroclástico. Estos pueden acumularse hasta formar domos o fluir como lenguas bajo la acción de la fuerza de gravedad.

Druitt et al (1998) menciona que el colapso gravitacional de los domos de lava genera pequeños flujos piroclásticos ricos en componentes densos y poco vesiculares. Estos se llaman flujos de bloque y cenizas (FBC). Los flujos de bloques y cenizas se emplazan como avalanchas altamente concentradas cubiertas por una nube de cenizas diluidas. La evidencia de un colapso de domo es proporcionada por la alta movilidad aparente de los FBC con estratificación por densidad en la que las partículas se suspenden por turbulencia.



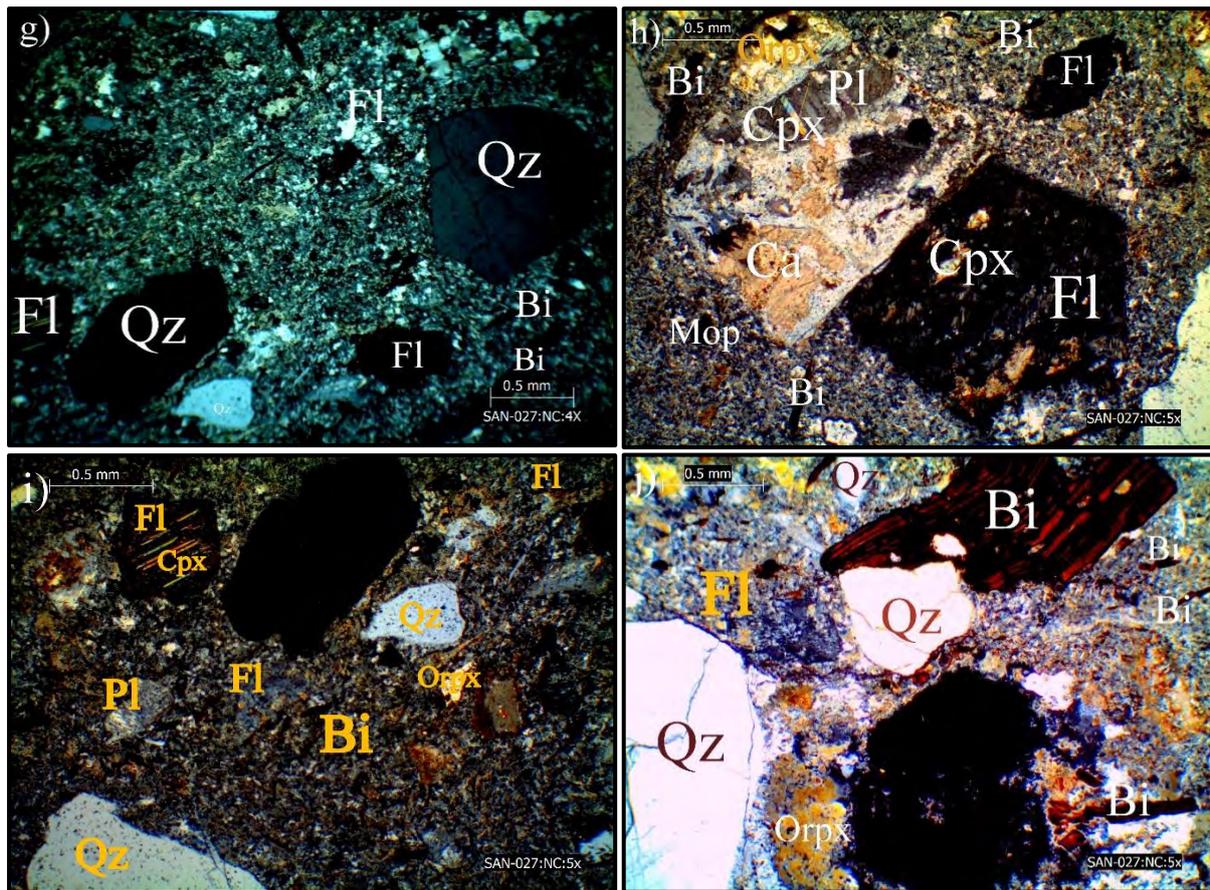


Foto 4.7 a), b) Clastos redondeados de ignimbritas, c) Clastos de formas irregulares, d),e) Estratificación burda de flujo de bloques y cenizas, f) Textura porfirítica en afloramiento del flujo de bloques y ceniza en la zona de estudio, g) Entrecremamiento de clinopiroxeno en un fragmento lítico, h), i), j) Cristaloclastos de biotita (Bi), cuarzo (Qz), fragmentos líticos (Fl), ortopiroxenos (Orpx), clinopiroxenos (Cpx), plagioclasas (Pl) en una matriz criptocristalina, alteración de cristaloclastos de plagioclasa a calcita (Ca).

4.4 Depósitos Volcánicos Secundarios

4.4.1 Depósitos volcanoclásticos (DEPVOL)

Compuestos por areniscas volcanoclásticas resedimentadas que rellenan pequeñas depresiones y también están dentro de los flujos de tope o “top-flow” de las lavas alcalinas a subalcalinas. Son de grano medio a grueso, moderadamente a pobremente sorteadas, compuestas principalmente por fragmentos volcánicos (80%) y están restringidos a cortos intervalos, presentando espesores delgados de 50 centímetros a 1 metro dentro de secciones dominadas por flujos de lava y flujos piroclásticos. Se encuentran principalmente relleno canales aluviales, por lo que no poseen continuidad lateral a centenares de metros.

Interpretación: depósitos volcánicos resedimentados que se forman por la erosión de un depósito volcánico primario, y transportados lejos de su sitio de depósito original por acción de la gravedad, del viento o agua y/o redepositación. Se hallan formando en algunos casos rellenos aluviales durante o post actividad volcánica. Son volumétricamente menos importantes que las otras

unidades, estando restringido a cortos intervalos dentro de secuencias dominadas por lavas o ignimbritas.

Manville (2009) postula que la mayoría de los volcanes, y por lo tanto sus correspondientes sedimentos volcánicos, están ubicados a lo largo de márgenes activos alcanzando el 80% de sedimentos volcanoclásticos. El restante 15% de estos depósitos volcanoclásticos se forman en márgenes divergentes, ya sean dorsales en medio del océano o rifts intracontinentales y el 5% restante se produce en entornos de intraplaca. Sedimentos volcanoclásticos en ambiente de intraplaca tienden a desarrollar espesores inferiores a 1 metro hasta su ausencia completa de sus afloramientos. Los espesores de este facie alcanzan niveles centimétricos hasta máximo 1 metro, lo que podría sugerir un ambiente de margen divergente o intraplaca. Sin embargo, más estudios son necesarios para afirmar esta hipótesis.

4.5 Depósitos Sedimentarios

En la sección medida se definen quince facies diferentes basadas en litología, estructuras sedimentarias, granulometría y geometría (Miall, 1977, 1978). Un resumen cuantitativo de las facies enfatiza el predominio de las estructuras depositadas en condiciones de alta energía y la ausencia general de depósitos de grano fino y estructuras sedimentarias visibles a pequeña escala. Las facies han sido divididas en 4 secuencias mayores de acuerdo al tamaño de grano representado por conglomerados, areniscas, limolitas y evaporitas, las cuales fueron subdivididas de acuerdo a su composición y estructura característica. Para la clasificación de algunos de estos ambientes sedimentarios en términos de facies fluviales y aluviales, se usó el código sedimentario propuesto por Andrew Miall (1996), y otras de uso propio. Donde las diferentes facies que componen una serie sedimentaria, se encuentran representadas por códigos establecidos por el mismo autor. Varios ambientes de sedimentación y facies pueden ocurrir, dependiendo de la topografía, relieve, tipo de roca, clima, historia de subsidencia, etc. Estas facies se formaron sin influencia de actividad volcánica, donde los procesos sedimentarios de acumulación y/o relleno de sedimentos fueron normales. La posición estratigráfica de las mismas se puede observar en la (Fig. 4.4). A continuación, se realiza una descripción detallada y la interpretación correspondiente.

4.5.1 Secuencias Conglomerádicas

4.5.1.1 Conglomerado clasto-soportado tipo Sheetflood (SF)

Este conjunto de facies que se denomina depósitos tipo Sheetflood (**Foto 4.8: a**), consiste en conglomerados clasto-soportados con espesores de hasta 130 metros, con alto contenido de clastos subredondeados a subangulosos debido a varios procesos de retrabajamiento de los mismos, y un segundo mayor grupo con clastos subangulares a angulares lo cual indica poco transporte y una proximidad a la roca fuente (**Foto 4.8: b, c**). Generalmente, los clastos muestran una laminación

paralela moderadamente desarrollada, y en otros se encuentran con formas tabulares. Algunos niveles poseen matriz soportada de arenisca. Canales irregulares alcanzan desde centímetros hasta 2 metros de potencia (**Foto 4.8: e**). La matriz comprende de arena pobre a moderadamente sorteada. Los clastos son polimícticos moderadamente a pobremente sorteados. El tamaño de los clastos puede variar desde guijarros hasta arena fina a media subangulosa a redondeada. Los clastos consisten de lavas, areniscas rojas propias del Grupo Mítu y areniscas de otras fuentes, cuarcitas, ignimbritas, conglomerados reciclados y calcitas. Los niveles más finos poseen espesores de hasta 30 centímetros de espesor y consisten de areniscas arcósicas con granos subredondeados a subangulosos de selección moderada a pobre. Es común observar gravas flotantes subangulosas a redondeadas en las facies más finas. Son masivas y en algunos casos con laminación cruzada y escasamente laminación horizontal (**Foto 4.8: d**). Tanto la superficie basal como la superior son lateralmente persistentes, paralelas entre sí, y las areniscas tienden a mostrar una base erosiva. Los clastos comúnmente son de lava los cuales aumentan de la base al tope de la sección estratigráfica, alcanzando diámetros de hasta 20cm.

Interpretación: Indican episodios deposicionales de alta energía de vida corta. Los sedimentos poco redondeados indican una distancia de transporte relativamente corta, estos conglomerados son inferidos que son producto de depósitos tipo sheetflood, debido a su extensión lateral, formas tabulares, alineamientos locales paralelos de clastos y interestratificación con areniscas laminadas con relleno de canales por un flujo de conglomerados tipo sheetflood. La matriz marrón en los conglomerados sugiere que los depósitos sheetflood se formaron en un ambiente subaéreo y oxidado. Estos depósitos de sedimentos de grano grueso provocados por deslizamientos de tierra son comunes en regiones tectónicamente activas. Nilsen (1982) menciona que los depósitos de abanicos antiguos pueden formar secuencias gruesas, que indican una paleogeografía montañosa y son comúnmente estratos rojos, especialmente cuando se depositan en condiciones áridas.





Foto 4.8 a) Depósito tipo Sheetflood ligeramente alineados, b), c) Clastos subredondeados a subangulosos con tamaños variables desde guijarros a clasto de lava de hasta 20 cm, d) Intercalación con areniscas de estratificación cruzada planar, e) Algunos canales en este depósito.

4.5.1.2 Conglomerado masivo clasto soportado (Gcm-GcmL-GcmA)

Corresponde a la facie dominante dentro del grupo de conglomerados, y consiste de conglomerados masivos y caóticamente distribuidos, con espesores variables desde unos pocos centímetros hasta varios metros. Los clastos son redondeados a subangulosos, y van desde 0.5 mm hasta 23 cm en diámetro. Estos pueden presentarse polimícticos de manera masiva (Gcm), rico en fragmentos de lava (Gcm-L) o en clastos de areniscas rojas (posiblemente Mitu-Gcm-A). Otros clastos incluyen ignimbritas, cuarcitas, calizas, y pizarras. Son de pobre a moderadamente sorteadas, en algunas partes los espesores máximos de los conglomerados son complejos de determinar, se asume que superan los 10 metros de potencia cada evento fluvial hasta varias decenas de metros en su conjunto. La matriz consiste en areniscas de grano grueso a muy grueso. Estos conglomerados están intercalados con arenas de grano fino, y al contacto con los depósitos volcánicos forman bases erosionales. Los conglomerados muestran de manera errática una laminación paralela. La facie Gcm puede ser dividida en dos sublitofacies: Conglomerados masivos con clastos ricos en lava (Gcm-L) y clastos ricos en areniscas rojas (Gcm-A).

4.5.1.2.1 Conglomerado rico en clastos de lava (Gcm-L)

Estas secuencias son típicamente clasto-soportado con una matriz de arena de grano muy grueso. Los clastos varían de forma subangular a muy redondeado y consisten mayoritariamente en lavas. Estos clastos volcánicos corresponden a lavas de composiciones intermedias a básicas (40-80%) son afaníticas a porfiríticas de colores rojizos, marrones a grises con cristales de plagioclasas de tamaños milimétricos. El 20 % de clastos restantes corresponden a cuarcitas, arenas, ignimbritas, calizas. Los clastos más grandes pueden llegar a medir 23 cm en su diámetro (**Foto 4.9: b**).

4.5.1.2.2 Conglomerado rico en clastos de areniscas Mitu (Gcm-A)

Estos depósitos son clasto-soportado con una matriz de areniscas de grano grueso y muy grueso. Algunos niveles están intercalados con niveles delgados de limolitas. Los clastos consisten principalmente en areniscas rojas (70%), son muy redondeados y corresponden al reciclado de secuencias fluviales más antiguas pertenecientes al Grupo Mitu. El 30% de los clastos restantes corresponde a areniscas claras, limolitas, volcánicos, cuarcitas y calizas que pueden llegar a medir 14 cm en su diámetro (**Foto. 4.9: a, b**).

Interpretación (Gcm-GcmL-GcmA): Miall (1978) indicó que tales depósitos generalmente se forman a partir del flujo de escombros (debris flow) pseudoplástico (carga inicial, flujo turbulento), o deslizamiento laminar y generalmente carecen de organización interna (Rust, 1978; Miall, 1978, 1996, 2010). Son sedimentos de flujos de gravedad transicionales desde un ambiente aluvial que alimentan un sistema fluvial.





Foto 4.9 a), b) Conglomerado clasto soportado abundante en clastos de areniscas rojas–Mitu en una matriz de arena y limolita, c) Conglomerado clasto soportando abundante en clastos de lava.

4.5.1.3 Conglomerado masivo matriz soportado (Gmm-Gmm-C)

Estas secuencias subyacen en discordancia erosional a las areniscas Mitu. La matriz es arenosa de grano medio a muy grueso y limolitas (hacia la base). Los clastos tienen una selección de moderadamente a pobremente y varían en su diámetro de 1 mm hasta 15 cm en promedio. Hacia la base con el Grupo Tarma-Copacabana los clastos más abundantes son de cuarcitas, calizas, areniscas calcáreas y pizarras mientras que los clastos de lavas aumentan hacia el techo de la sección en contacto con secuencias lávicas. El espesor de estos depósitos varía desde 15 m hasta 60 m. Se encuentra en algunos niveles intercalada con areniscas masivas de grano medio a fino y en otros con areniscas laminadas (**Foto 4.10: b**).

4.5.1.3.1 Conglomerado rico en clastos de cuarcita (Gmm-C)

Estos depósitos son masivos y generalmente se encuentra intercalado con niveles arenosos en contacto erosional. La matriz consiste de areniscas de grano fino y limolíticas. Los clastos varían de subangulares a bien redondeados, y consisten generalmente en cuarcitas y calizas, posiblemente debido al reciclado de secuencias antiguas como el basamento, Grupos Ambo y Tarma-Copacabana (**Foto 4.10: a**). Otros clastos incluyen lava, arenisca, limolita y fragmentos de pizarra.

Interpretación: Representan depósitos de escombros (debris flow), desarrollados en condiciones subaeriales a subacuaseas. Estos flujos ocupan la topografía aluvial preexistente y también podrían ocupar canales (Miall et al., 2006). Generalmente estos depósitos forman parte de terrazas asociadas a abanicos aluviales o bordes de canales fluviales. Dado que la generación de este tipo de flujos de masa se ven favorecidos por las pendientes pronunciadas y su preservación en el registro geológico requiere un alto hundimiento, se pueden inferir que quizá esta secuencia en la sección de Marangani fue depositada cerca de bloques estructurales elevados.

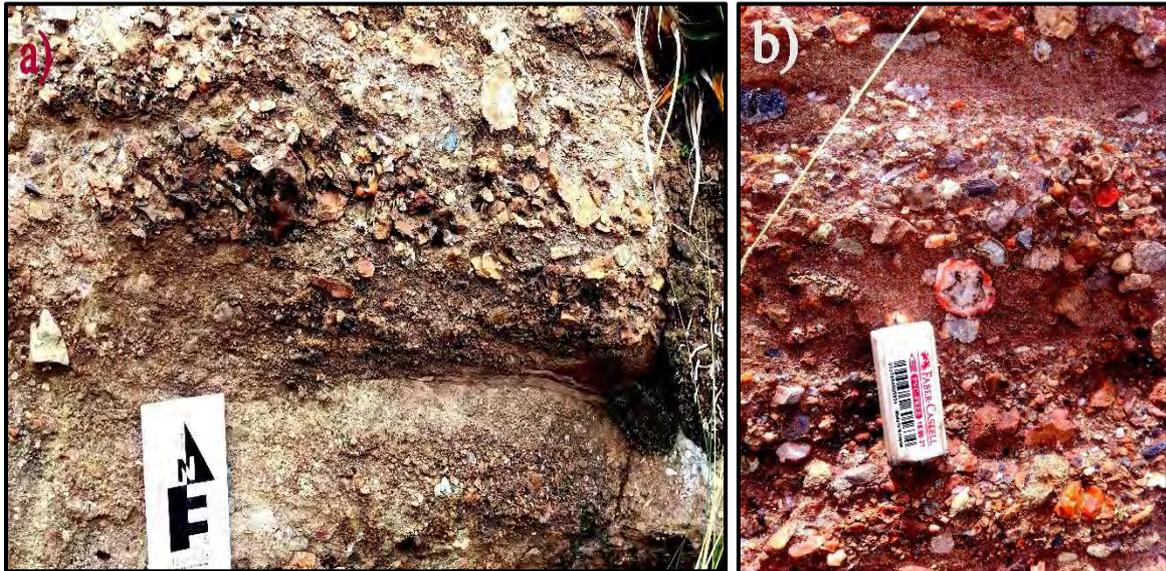


Foto 4.10 a) Conglomerado matriz soportado con abundantes clastos de cuarcita, b) Intercalación de niveles delgados de areniscas de grano medio a fino con los conglomerados matriz soportado.

4.5.1.4 Conglomerado matriz soportada con laminación horizontal (Gh)

Esta facie ocurre en pocos afloramientos en el área de estudio. Los estratos varían de unos pocos centímetros a decímetros de grosor, con estratificación horizontal y están interestratificados en algunas secuencias con las facies Gcm o Gmm (**Foto 4.11: a**). Los clastos varían de 0,1 mm a 5 cm en diámetro, son subredondeados a redondeados y pobremente a moderadamente sorteadas. Están compuestos principalmente por clastos de lavas, areniscas, y en menor proporción por cuarcitas, pizarras, calizas. Los clastos más pequeños se encuentran orientados paralelos a la estratificación y en ocasiones poseen gradación normal. La matriz consiste de arenisca gruesa a microconglomerádica (**Foto 4.11: b**).

Interpretación; Son flujos de sedimentos transicionales entre laminares y turbulentos de alta descarga. Son depositados durante periodos cortos y a alta velocidad permitiendo estratificación laminar caótica. Estos depósitos son interpretados como migración de formas de fondo (barras) lingoidales (Miall et al., 1996). Las características de esta facies son consistentes con la deposición en canales fluviales de flujos de alta velocidad (Miall et al., 1988).



Foto 4.11 a) Conglomerados con estratificación horizontal intercalados con areniscas microconglomerádicas, b) Clastos pequeños orientados paralelos a la estratificación.

4.5.1.5 Conglomerado estratificado en artesas (Gt)

Los afloramientos de facie Gt son escasos. El espesor de los estratos es de unos pocos centímetros de conglomerados finos. Esta facie esta intercalada dentro de algunas secuencias con litofacies Gh y Gcm. Los clastos varían de 1 mm hasta 5 cm de diámetro, son subangulares a subredondeados y su composición consiste de cuarcitas, areniscas, calizas, y en menor proporción de lavas. La matriz es arenosa de grano grueso a microconglomerádica, pobremente seleccionada y presentan un desarrollo pobre de estratificación entrecruzada (**Foto 4.12**).

Interpretación: Corresponde a rellenos de canales menores (Miall et al 1996). La ocurrencia de estratificación cruzada de bajo ángulo posiblemente se deba a migración de barras longitudinales dentro de un flujo laminar, puede también ser el resultado de la migración de barras transversales en canales de baja sinuosidad.



Foto 4.12 Facies de conglomerados finos con una débil estratificación entrecruzada.

4.5.2 Secuencias arenáceas

4.5.2.1 Arenisca guijarrosa de grano muy grueso (Scp)

Esta facie consiste principalmente en areniscas gruesas a microconglomeráticas. El contenido de clastos excede más del 30% en volumen (**Foto 4.13**). Estos depósitos son masivos en la base y ricas en guijarros hacia el tope de las secuencias en las que se encuentra. En algunas de estas secuencias alcanzan espesores centimétricos y pueden llegar hasta 1 metro. Contiene granos subangulares a subredondeados que están compuestos principalmente por feldespato, fragmentos líticos (limolitas, calizas), cuarcitas, pizarras y en menor proporción lavas. Muestran escasa estratificación horizontal, comúnmente asociadas con superficies mayores de erosión

Interpretación: Facie Scp ocurre como estratos de poco espesor y en algunos casos marca el contacto entre dos tipos distintos de depósitos (entre secuencias de arenisca y conglomerados) a lo largo de la sección Mitu. Se asocia comúnmente con superficies de erosión importantes. Se sugiere que esta facie fue depositada en canales fluviales.



Foto 4.13 Facies de areniscas gruesas a microconglomeráticas con abundantes guijarros.

4.5.2.2 Arenisca con estratificación horizontal (Sh)

Es la facie dominante dentro de las areniscas, con espesores que varían de ser centimétricos hasta alcanzar 140 metros. La estructura sedimentaria incluye laminación plana con una separación de estratos de orden centimétrico, las areniscas de grano grueso son subangulares a subredondeadas, de bien a moderadamente sorteadas. Son de color rojizas, en algunas secuencias está asociada a la facies Sp y Sm de pequeña escala. Al contacto con los depósitos volcánicos aparece más desarrollada constituido casi exclusivamente por la facie Sh (**Foto 4.14: a, b**).

Interpretación: Miall et al., 1996, define esta facie como un depósito de flujo hiperconcentrado o de régimen de flujo superior, cuando esta facie alcanza hasta varios metros de espesor pueden ser depositados durante un solo evento dinámico como una inundación (Flash flood).

Cuando las condiciones del flujo pueden quedarse en etapa crítica por periodos de muchas horas. Esta facie puede aparecer asociada con facies Sp, St de pequeña escala bajo condiciones de flujos bajas.

En un contexto fluvial, Tunbridge (1985): las sucesiones gruesas de estratos horizontales se han relacionado tradicionalmente con la depositación de sheetflood en corrientes efímeras de alta energía de ambientes climáticos semiáridos y áridos y no, como se interpreta comúnmente, como los depósitos de barras grandes y planas depositadas por corrientes enérgicas.

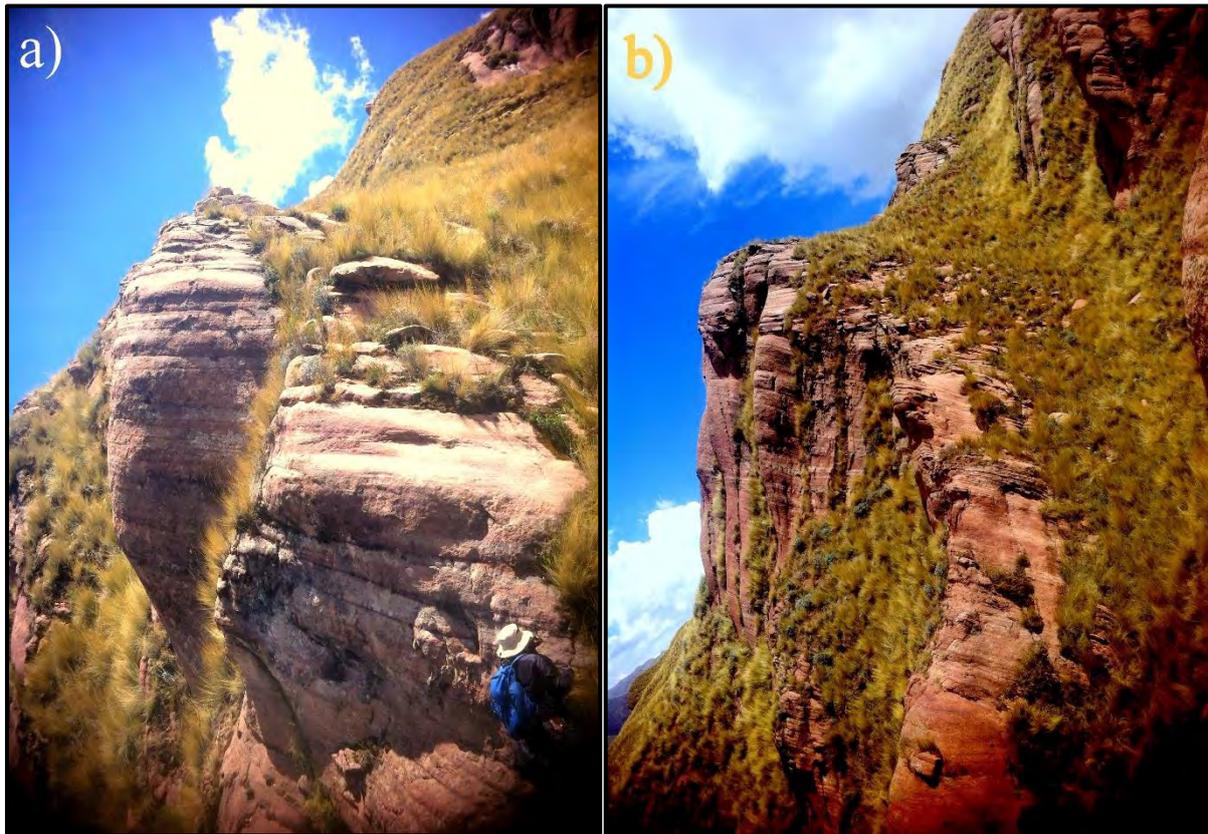


Foto 4.14 a), b) Facies de secuencias potentes de areniscas con laminación horizontal.

4.5.2.3 Arenisca con estratificación entrecruzada en artesa (St)

La facie St está representado por paquetes de areniscas de coloraciones rojas hacia el techo y blancas hacia la base. La granulometría varía de fina a media en algunas partes de la sección y en otras de grano grueso hasta guijarrosas. Los espesores van desde centimétricos y llegan a medir hasta 2 metros, son pobremente sorteadas y tienen una geometría lenticular. Presenta lag de cantos, con forma lenticular aislados (Foto 4.15: b). La estratificación entrecruzada en artesa contiene guijarros en la base y arreglos granodecrecientes (Foto 4.15: a). Los límites basales son típicamente erosivos y están predominantemente asociados con gránulos de cuarzo y feldespatos, intercalados con areniscas masivas.

Interpretación: Se formaron debido a la migración de dunas sinuosas 3D que se apilan para generar formas de barras en el canal (Miall et al., 1978). La presencia de lag de cantos, puede sugerir rellenos de paleocanales, canales secundarios, dunas, o representar el cese de fondo de canal por una caída en la energía inicial de la corriente de deposición. Subhasish Dey (2014) define un “lag deposit” como una pequeña barra de grava sumergida que se forma donde el flujo se vuelve localmente incompetente para transportar las partículas más gruesas y es depositado en el piso del canal.

La frecuencia relativamente baja de facies St se debe probablemente a la alta energía y alta descarga de canales que favorecen una forma más sigmoidal de los estratos migratorios.



Foto 4.15 a) Areniscas con estratificación en artesa, b) Presencia de lag de cantos.

4.5.2.4 Arenisca masiva (Sm)

Esta facie consiste en areniscas de grano fino hasta gruesos, de moderadamente a pobremente sorteada. Se encuentran intercaladas dentro de secuencias de areniscas, conglomerados, sheetflood y facies volcánicas. Sus depósitos tienen una geometría de lentes continuas o capas de pocos centímetros hasta decímetros de espesor, los granos son subredondeados a subangulares. Son de color rojizos, no muestra estructuras sedimentarias (**Foto 4.16**). Presenta contactos rectos y ligeramente erosivos.

Interpretación: La falta de estructuras sedimentarias indica que esta facie corresponden a una rápida depositación, probablemente se depositaron sobre barras por las inundaciones de corrientes o por flujos de inundaciones canalizadas alrededor de las barras, con flujo de lecho planar (régimen de flujo superior). Esta textura también puede ser el resultado de modificación postdeposicional, por ejemplo: deshidratación bioturbación (Miall, 1996).



Foto 4.16 Facie de areniscas masivas

4.5.2.5 *Arenisca con estratificación entrecruzada planar (Sp)*

Consiste en depósitos de areniscas de grano fino hasta grueso, sin clastos. Su geometría es tabular de color rojizas, de moderadamente a pobremente sorteada. Esta intercalado con las facies Sh, Sp. Los contactos con conglomerados son erosivos. Con otras facies arenosas el contacto es ligeramente erosivo (**Foto 4.17**).

Interpretación: Su formación es por procesos que operan en la parte inferior a media en un régimen de flujo bajo. También se interpretó que esta facie se había producido a partir de la migración de dunas 2-D, mientras que Miall (1978), lo interpretó como barras transversales formadas bajo un régimen de flujo bajo.

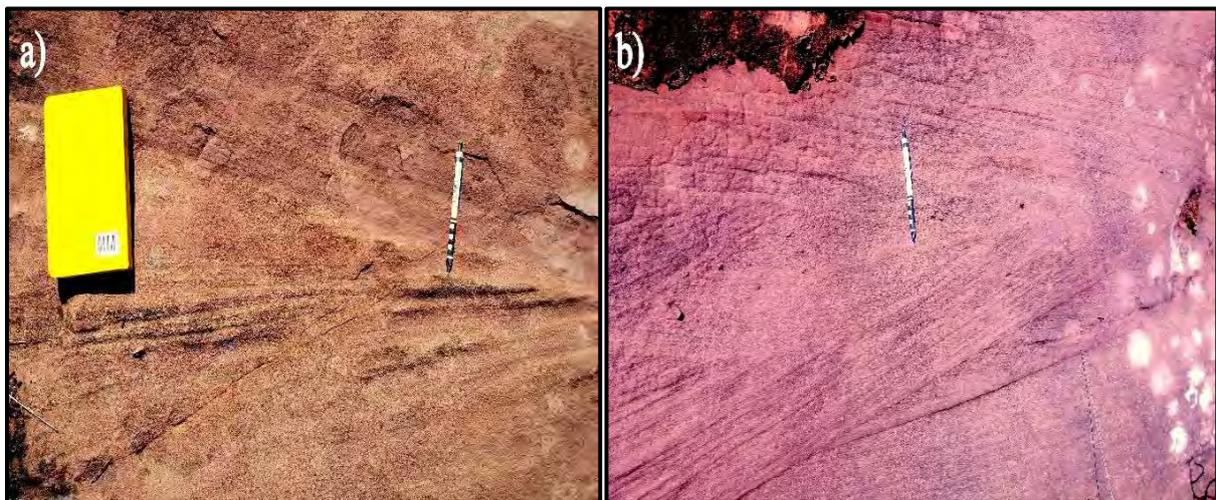


Foto 4.17 Facie de areniscas con estatificación entrecruzada planar.

4.5.3 Secuencias limolíticas

4.5.3.1 *Limolita, Arenosa masiva (Fsm)*

Están representados por limolitas masiva rojizas, arenas masivas con espesor de 30 cm típicos de flujos de baja energía. Se encuentran en la base de la sección, la granulometría aumenta a tamaños de arena de grano medio hacia el tope de esta secuencia.

Interpretación: Estos sedimentos de granulometría fina representan un depósito de llanura de inundación algo más distal en relación a las fuentes clásticas, como los canales fluviales cercanos.

4.5.3.2 *Limolita horizontal (FI)*

Niveles delgados de 20 cm, se encuentran hacia la base de la sección a menudo intercalada con arenisca de granulometría media a gruesa, son de granulometría fina a muy fina.

Interpretación: Decantación de materiales finos a partir de suspensiones en flujos de baja energía, que se acumulan en canales abandonados, o también en o lejos del canal principal durante diferentes etapas de inundación. El código FI fue propuesto por Miall (1977) para arena laminada, limo y lodo formados en ambientes de banco.

4.5.3.3 *Yeso (G)*

Se encuentra en la base del Grupo Mitu con espesor de 5 metros intercalado con niveles de limonita, se presenta fibroso y lenticiformes.

Interpretación: Sedimentación tipo Playa-lake o Sabka al inicio de la sedimentación Mitu por un corto periodo de tiempo, a partir de la evaporación de salmueras.

SECCION MARANGANI (Sicuani - Cusco)

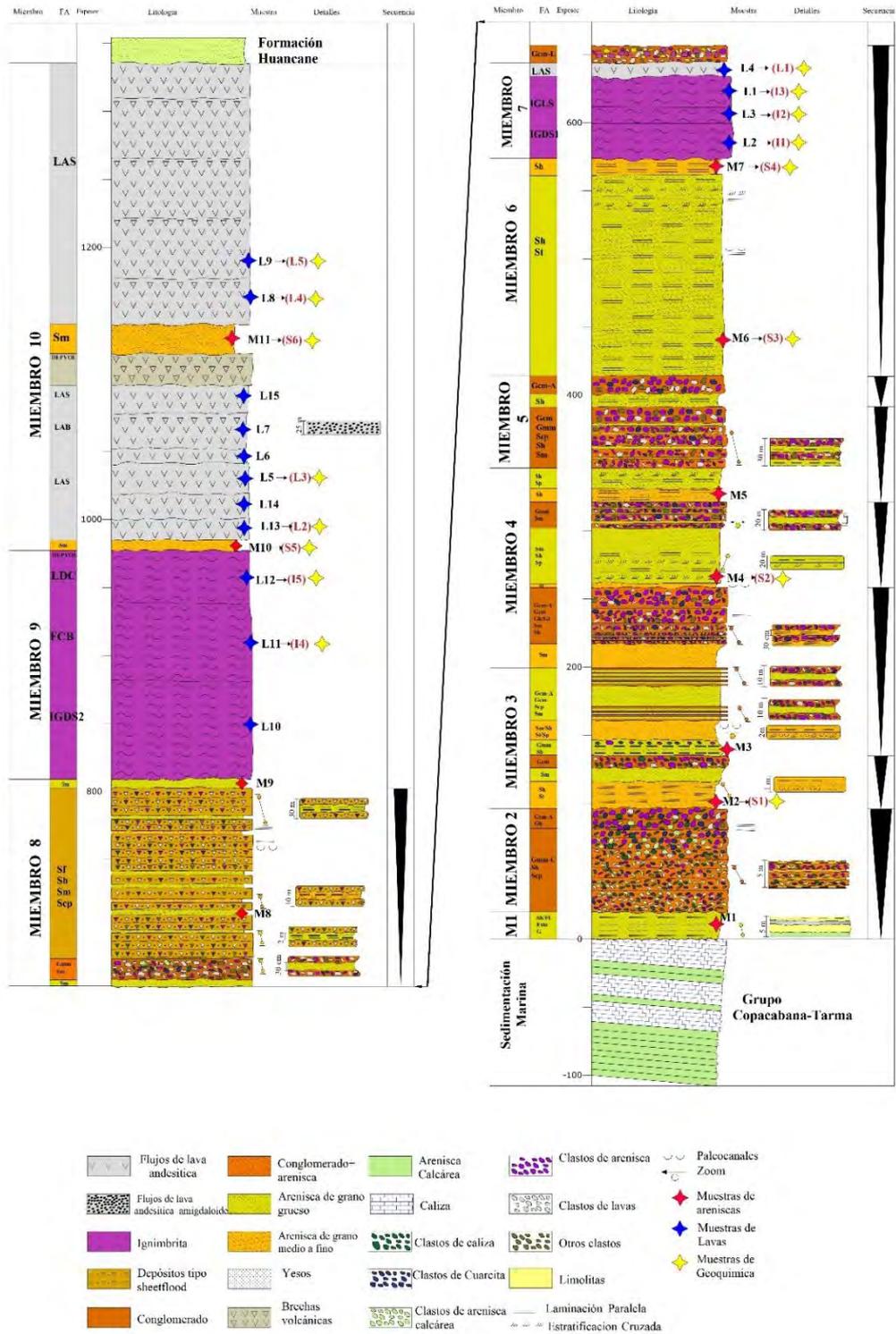


Figura 4.3 Sección estratigráfica del área de Marangani-Sicuani. Esta sección muestra 24 facies, 10 miembros del Grupo Mito y la codificación de muestras para el estudio de la petrografía y geoquímica de los capítulos V, VI, VII respectivamente. Fuente: **Elaboración propia**

MUESTRA EN CAMPO	MUESTRA EN LA LITERATURA
MAR-001	M2
MAR-002	M3
MAR-003	M4
MAR-004	M5
MAR-005	M6
MAR-007	M7
MAR-009	L1
SV-007	L2
SAN-008	L3
SAN-010	L4
SAN-011	L5
SAN-012B	L6
SAN-013	M11
SAN-015	L7
SAN-017	L8
SAN-017B	L9
SAN-020	M1
SAN-021	M8
SAN-022	M9
SAN-023	L10
SAN-027	L11
SAN-028	L12
SAN-030	M10
SAN-031	L13
SAN-033	L14
P-12	L15

TABLA 4.2 Codificación de muestras en la Sección Marangani-Sicuani para el análisis petrográfico.

CAPITULO V

MODELOS DEPOSITACIONALES

5.1 Introducción

Las sucesiones volcanosedimentarias de la Sección Marangani–Sicuaní han sido divididas en 10 miembros (**Fig. 5.4**), de acuerdo a la asociación de un número determinado de facies que sugieren una afinidad a ciertos ambientes sedimentarios. La evolución de la sedimentación dentro de la cuenca incluye actividad volcánica efusiva, explosiva, dentro de la asociación de facies volcánicas. El estudio de ambientes sedimentarios en el Grupo Mitu está basado sobre la diferenciación e interpretación de la asociación de facies antes mencionadas. Las asociaciones de facies sedimentarias descritas anteriormente (Capítulo IV) apuntan a la sedimentación en un sistema fluvial complejo. Este sistema evolucionó para producir facies fluviales muy diferentes, entre esta asociación de facies sedimentarias, las buenas condiciones de los afloramientos nos han permitido reconocer una evolución lateral completa desde las facies de llanura de inundación, canales fluviales, rellenos de canal y flancos de canal, canales en régimen de alta y baja energía, desarrollo de ríos tipo braided, abanicos aluviales (**Fig.5.1**). En esta evolución debieron jugar un papel importante los cambios de pendiente y la posición del nivel de base de los ríos. Un resumen gráfico de la evolución sedimentaria de la cuenca esta descrita en la **Figura 8.1**.

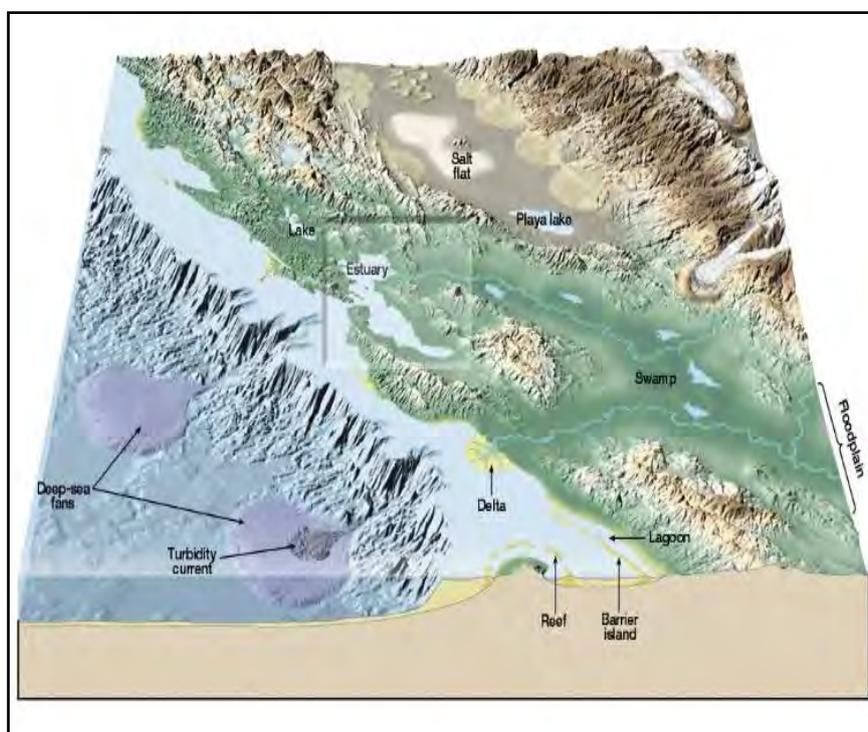


Figura 5.1 Ejemplo de algunos ambientes depositacionales en el área de estudio.

5.2 Miembro 1: Escasos depósitos de playa-lake, llanura de inundación, y transición a canales fluviales (Sh, Fl, Fsm, G)

El inicio de la sedimentación del Grupo Mitu está representada por escasos afloramientos de ambientes salinos evaporíticos por un corto periodo de tiempo, a partir de la evaporación de salmueras que se asocian en el tiempo a sistemas fluviales más maduros pasando por una llanura de inundación efímera. Se puede asumir que estas facies fueron formadas dentro de un sabhka continental (playa-lake) por estar intercalado con depósitos continentales. Las escasas evidencias de campo de niveles de yesos lentiformes y sedimentación lodosa limitan definir si estos depósitos están agrupados a una llanura arcillosa salina, a un lacustre marginal o a un lacustre interno. Estas facies están compuestas por depósitos de limos arcillosos hacia arenáceos (G, Fsm, Fl, Sh) que incluyen distintas formas yesíferas (yesos lenticulares, macrocristalinos con crecimiento alineado verticalmente y yeso pulverulento). Así podemos incluir estas facies dentro del campo de llanura arcillosa salina, estas llanuras arcillosas salinas corresponden a las zonas más externas de los playa-lake formada por inundaciones fluviales (**Fig. 5.2**).

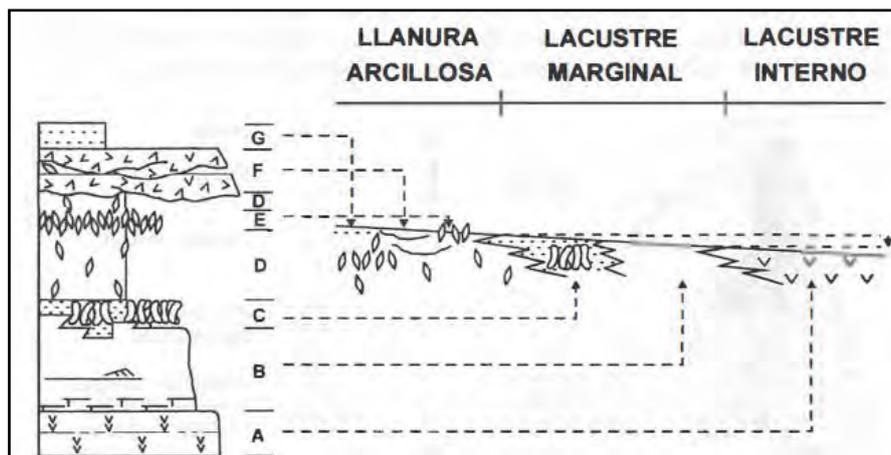


Figura 5.2. Asociación de facies identificadas en los sistemas de playa-lake; A: Yesos macrocristalinos con fábricas equigranulares. B: Yesos microcristalinos bioturbados. C: Yesos microcristalinos bioturbados con silicificaciones. D: Limos arcillosos con cristales de yeso lenticular. E: Yeso macrocristalino con fábricas de crecimiento vertical. F: Canales rellenos de cristales de yeso detrítico. G: Yeso pulverulento. **Fuente: Arribas et al., 1991.**

La disolución de carbonatos de los grupos Tarma-Copacabana por infiltración de agua pudo contribuir al desarrollo de un playa-lake. Osterkamp y Wood et al., (1987), proponen que los playa-lake del sur de los Altiplanos, Texas y Nuevo México, pueden originarse a través de la disolución de carbonatos.

Sobreyaciendo los escasos afloramientos de facies evaporíticas o playa-lake se halla una sedimentación de grano fino compuesto por limolitas arenosas masivas (Fsm) y limolitas con estratificación horizontal (Fl), las cuales poseen escasos rastros de materia orgánica, así como ausencia de material evaporítico. La sedimentación de este material fino hacia medio se muestra

grano creciente en un ambiente de flujos de baja energía que incrementa hacia el tope de la secuencia, volviéndose fluvial completamente.

La llanura de inundación efímera transicional desde un ambiente playa-lake hacia un ambiente fluvial de mayor energía está asociado a cambios climáticos y cambios en la tectónica.

5.3 Miembro 2: Canales fluviales (Scp, Sh, Gh, Gcm-A, Gmm-C)

Esta asociación de facies corresponde al relleno de una canal principal, con sedimentos más gruesos en un canal más profundo, de carga gravosa en un río proximal trenzado o braided. Representa secuencias de espesor granocreciente, está compuesto principalmente por conjuntos conglomerádicos y un conjunto menor de secuencias arenáceas, los conglomerados están representados principalmente por conglomerado masivo matriz soportado con abundantes clastos de caliza (70%) en la base (Gmm-C) posiblemente debido al reciclado de secuencias antiguas como el Grupo Tarma-Copacabana intercalado con secuencias arenáceas de grano fino a medio laminadas (Sh) y areniscas microconglomerádicas (Scp) debido a un incremento en el régimen de flujo, hacia el tope de estas secuencias se observa conglomerados laminados (Gh) y conglomerados clasto soportado (Gcm-A) con abundantes clastos de las areniscas rojas posiblemente recicladas del Grupo Mitu.

La interstratificación de facies granocreciente del miembro 1 al miembro 2 constituida por conglomerados en su mayoría sugiere un aumento de energía en un canal fluvial que sufrió aumento en su descarga agua-sedimento a través del tiempo, el incremento de energía y turbulencia causa la depositación de las secuencias conglomerádicas (Gh, Gmm-C, Gcm-A), la facie Scp indica una transición entre el régimen de flujo alto y bajo.

Estas facies posiblemente fueron desarrolladas en un sistema braided o trenzado porque son dominados predominantemente por secuencias de grano grueso conglomerádicas y arenáceas, las secuencias más finas de la planicie de inundación están ausentes, posiblemente estas fueron delgadas, menos cohesivas, y por tanto más erosionables que otros ríos. Miall (1977), las litofacies más finas pueden ser de poca importancia en muchos depósitos de ríos trenzados.

Rust (1977) define que el registro sedimentológico del pre-Paleozoico Tardío probablemente esté más a fin hacia los depósitos aluviales “braided” de regiones húmedas, debido al aumento de suministro de sedimentos en condiciones de fuertes lluvias constantes, sin cobertura vegetal. Sin embargo, el desarrollo de la vegetación terrestre incremento durante el Paleozoico tardío. Las corrientes tipo Braided sugiere que estas facies se formaron en pendientes pronunciadas.

5.4 Miembro 3: Rellenos de canal y flancos de canal (St, Sh, Sm, Sp, Scp, Gmm, Gcm, Gcm-A).

Está constituido esencialmente por 105 metros de secuencias arenáceas granocrecientes y niveles

delgados de conglomerados, se trata de cuerpos de geometría tabular hasta lentiforme con continuidad lateral. Internamente los bancos se encuentran formados por areniscas rojizas preferentemente gruesas y medianas de selección moderada a pobre, con estratificación entrecruzada planar (Sp), y en artesa (St), más raramente capas macizas (Sm) o con laminación horizontal (Sh), la asociación de estas facies refleja la alternancia de épocas de flujo normal y crecida con corrientes turbulentas de baja densidad. En un régimen de bajo flujo se depositaron facies como Sh y Sm hacia los bordes de los canales fluviales, la presencia de lag de cantos, puede sugerir rellenos de paleocanales, canales secundarios, o representar el cese de fondo de canal por una caída en la energía inicial de la corriente de deposición. Según Miall (1985) la asociación de facies St, Sh, Sp, Sm se interpreta como cuerpos tabulares que ocurren como rellenos de canal, depósitos de desborde o barras menores.

Es también frecuente la presencia de niveles de conglomerados, se trata principalmente de conglomerado masivos matriz soportados (Gmm), conglomerados masivo clasto soportado (Gcm), conglomerado masivo clasto soportado rico en clastos de areniscas (Gcm-A). El pasaje de los niveles conglomerádicos a las areniscas por lo general se produce en forma transicional originándose niveles irregulares de areniscas Guijarrosas (Scp).

Los cuerpos canalizados hasta aquí descritos representan el relleno de canales simples multiepisódicos cuya geometría externa resulta de la superposición entre dos o tres eventos, (Fig.5.3). La asociación de niveles delgados de sedimentos arenáceos interestratificados a facies conglomerádicas reflejan la variabilidad en las condiciones de depositación dentro del ambiente, que permiten suponer un origen en procesos de desborde posiblemente lóbulos de desbordamiento proximales compuestos por un relleno sedimentario formado por litofacies gruesas de conglomerados y arenas gruesas.

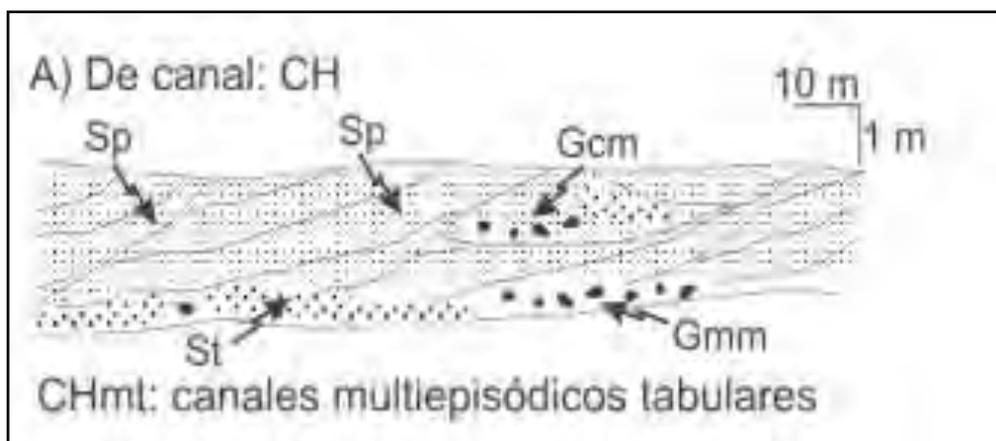


Figura 5.3 Representación esquemática de la geometría y facies presentes en un relleno de canal.

5.5 Miembro 4: Sistemas fluviales trenzados gravosos y arenáceos (Sm, Sh, St, Sp, Scp, Gh, Gt, Gcm, Gcm-A, Gmm)

Un rasgo que se observa a lo largo de toda la sucesión estratigráfica es que los canales de alta y baja energía coexisten en campo, los cuales son evidenciados por la intercalación de secuencias arenáceas y conglomerádicas, estas variaciones en el estilo pueden ser porque el caudal de los distintos sistemas sea distinto o bien porque discurrieron por áreas de diferente pendiente, este miembro forma una secuencia de 215 metros de depósitos areno-conglomerádicos.

La asociación representa el relleno de canales muy móviles integradas por varias unidades, limitadas por superficies erosivas que sugieren múltiples eventos de relleno,

Las asociaciones de facies identificadas, indican que los materiales estudiados se generaron a partir de dos estilos de depósito fluvial:

Los depósitos predominantemente conglomerádicos, donde la carga es de tipo conglomerádica principalmente y arenosa en forma secundaria, tienen gran similitud con las de sistemas fluviales entrelazados gravosos someros descritos por Miall (1996), se caracteriza por estar formada por un sistema fluvial entrelazado de carga gravo-arenosa con desarrollo de barras longitudinales, corresponden a un transporte de mayor régimen de flujo. Estos son sistemas fluviales que carecen de depósitos de gravedad. Presentan canales inestables de baja sinuosidad que cambian constantemente de posición y dentro de los cuales se depositan una serie de formas de lecho (barras) gravosas. Está caracterizado por las facies Gcm, Gcm-A, Gmm, Gh, Gt. Las facies Gcm/Gt/Sh/Sm refleja el depósito en las diferentes partes de las barras que crecen y migran en el canal de baja sinuosidad, sobre ellas, durante el abandono de canales en épocas de estiaje se acumularon lentes y cuñas de arena (St).

Los depósitos areno-conglomerádicos muestran características similares a la de los sistemas entrelazados arenosos perennes someros de Miall (1996) que caracteriza porciones más distales, limitados por superficies erosivas bastante planas aparecen interestratificados con los sistemas fluviales entrelazados gravosos. Estos ríos se caracterizan por un diseño entrelazado de los canales durante el periodo de estiaje que durante las crecientes forma un único canal muy ancho. Los canales son muy poco profundos y están tipificados por las facies St, Sp, Sh, Sm que indican procesos de agradación y migración de pequeñas formas de lecho que se relacionan con barras transversales u oblicuas.

Las litofacies Sp y St indican formas de lecho correspondientes a barras transversales. Es común en los ríos trenzados multicanales que formen cuerpos de arena multilaterales de varios pisos como se observan en este miembro.

Lóbulos arenosos que se formaron en los márgenes de barra aparecen como cuñas arenosas de facies Sp y St.

Durante las épocas de crecida, el principal proceso que tiene lugar en los canales es el transporte por tracción, y las facies resultantes son arenas con estratificación cruzada (Sp) y laminación paralela (Sh).

El pasaje de los niveles conglomerádicos a las areniscas por lo general se produce en forma transicional originándose niveles irregulares de areniscas Guijarrosas (Scp)

La facie Sm que se encuentra hacia la base de esta secuencia se interpreta como producto de flujos arenosos concentrados, correspondientes a partes proximales de desbordamiento, depositado de formas rápidas desde suspensiones y sin tiempo para desarrollar estructuras de tracción.

La asociación de facies en este miembro sugiere un sistema fluvial entrelazado de carga gravo-arenosa con desarrollo de barras longitudinales altas.

Los miembros donde existen, las facies mixtas de conglomerados y areniscas son el resultado del retrabajamiento de los bancos de conglomerados hacia el techo por el nuevo sistema fluvial arenoso, generando un ambiente trenzado mixto con conglomerados y areniscas

5.6 Miembro 5: Canales fluviales (Sh, Sm, Scp, Gcm-A, Gcm, Gmm)

Son bancos predominantemente conglomerádicos, estos bancos muestran intercalación con areniscas con laminación horizontal (Sh), areniscas masivas (Sm) y areniscas guijarrosas (Scp), representa sucesivas fases de relleno de los canales progresivamente más expansivos hacia el techo. Se trata de depósitos de canales trenzados o braided con una historia compleja (multiconstruidos), en los que se reconocen sucesivas fases de relleno y erosión.

Estas facies se formaron por flujos asimétricos donde se depositaron conglomerados masivos clasto soportado (Gcm), conglomerados masivo clasto soportado con abundantes clastos de areniscas (Gcm-A), conglomerados masivo matriz soportado (Gmm), ligadas a condiciones de energía elevada, interestratificadas con secuencias arenáceas finas masivas (Sm) y laminación horizontal (Sh) ligadas a menor energía.

En los canales se desarrollaron lóbulos de desbordamiento proximales las cuales están compuestas por capas de gravas finas (Scp), y arenas laminadas horizontalmente (Sh).

La migración lateral de los canales principales resultó en la destrucción completa de los niveles de arena, pero la migración de canales menores menos profundos solo resultó en la reelaboración de algunos niveles delgados de arena.

5.7 Miembro 6: Abanico aluvial por depósitos de canal de corriente (St, Sh, Sm)

Está constituido esencialmente por 160 metros de espesor donde dominan las secuencias arenáceas rojas con litofacies Sh, y hacia el tope las facies St y Sm, consta principalmente de arenisca de grano grueso y en menor medida de arenisca de grano fino a medio.

La secuencia potente de la facie Sh indican un ambiente de abanico externo (en el que dominan los depósitos debidos a flujos laminares), que posiblemente ocurrió como consecuencia de un aumento de pendiente relativamente brusco, la cual podría estar relacionada con una característica importante de este miembro que es la estratificación cruzada de gran ángulo que se puede observar hacia el techo, que podría estar relacionada con una actividad tectónica.

Según Nilsen Tor, et al., (1982); los depósitos de abanicos antiguos pueden formar estratos gruesos, que indican una paleogeografía montañosa y son más comúnmente estratos rojos, especialmente cuando se depositan en condiciones áridas.

5.8 Miembro 7: Flujos piroclásticos (IGSD1-IGLS-LAS)

Este miembro consiste en ignimbrita rica en cristales densamente soldada (IGSD1) y de ignimbritas sin soldadura rica en cristales y líticos (IGLS) al contacto con las secuencias sedimentarias en la parte baja de la sección, hacia el tope de esta secuencia presenta un nivel poco potente de lavas alcalinas (LAB) de un volcanismo efusivo de vida corta producto de contaminación cortical de magmas alcalinos básicos. Estas ignimbritas presentan un espesor de 60 metros son de composición riolítica y riodacítica, las ignimbritas IGSD1 presenta alto contenido de cristales, leve bandeamiento y deformación lo que indica que se trata de un depósito piroclástico con un grado alto de soldamiento y una alta viscosidad asociadas a un evento explosivo, o reoignimbrita según Walker (1983) por su capacidad de fluir y alta densidad. Según este autor, debido a su alta densidad el centro eruptivo que la generó podría encontrarse muy próximo a la zona del depósito posiblemente relleno de una caldera. Un volcanismo fisural no puede ser descartado debido a la composición y espesor restringido que son consistentes con este tipo de volcanismo. La facie IGLS son ignimbritas de color grisáceo y se caracteriza por contener fragmentos líticos posiblemente arrancados de las secuencias sedimentarias inferiores y no muestran signos de haber fluido, lo que indica menor temperatura. Estas no han sufrido soldadura, pero si diagénesis debido a los procesos posteriores a la depositación.

Los niveles con mayor cantidad de cristales (IGSD1) estarían más soldados que aquellos con más fragmentos líticos (IGLS), que podría haber sido producido por el enfriamiento del sistema, disminuyendo el soldamiento de este último.

5.9 Miembro 8: Transición de canales fluviales a abanicos aluviales proximal (Gcm-L, Sm, Gmm, Scp, Sm, Sh, Sf)

Este miembro marca la transición de un ambiente de canal fluvial areno-conglomerádico a un ambiente de abanico aluvial este miembro empieza con conglomerados clasto soportado rico en clastos de lava Gcm-L y areniscas masivas Sm, la facie Gcm-L y Gmm que dominan en canales fluviales indican un mayor suministro de sedimentos y mayores descargas, la sedimentación está

caracterizada por la sedimentación de canales fluviales-abanicos aluviales que consisten en depósitos Sheetflood (Sf). Esta asociación sugiere un cambio de ambiente relacionado con el aumento de las tasas de derrame, subsidencia y clima y que el canal fluvial y el abanico aluvial pudieron coexistir durante una transición hacia un dominio de ambientes aluviales.

5.10 Miembro 9: Flujos piroclásticos II (IGDS2, FCB, LDC, DEPVOL)

Este miembro presenta un espesor de 170 m y consiste en secuencias de ignimbrita densamente soldada con fiames (IGDS2), flujos de bloques y cenizas (FCB), lavas dacíticas coherentes (LDC), y depósitos volcánicos secundarios (DEPVOL), las primeras dos generadas a partir de corrientes de densidad piroclástica.

La facie IGDS2 con fiames de formas lenticulares corresponden a flujos de composición riolítica, de acuerdo a sus características descriptivas: poseen estructuras de flujo laminar (bandeamientos muy fino) y cristaloclastos con evidencia de haber rotado. Estos rasgos texturales evidencian el alto grado de deformación de la roca resultado del flujo a alta temperatura. Estas ignimbritas comprenden una actividad explosiva asociadas a calderas que pudieron ser anegadas por erupciones posteriores, no se puede descartar un mecanismo de erupción fisural.

La facie FCB se interpreta como facies gruesas proximales de flujos piroclásticos densos tomando en cuenta la relación con las ignimbritas IGDS2.

Las lavas LDC representan un volcanismo efusivo dacítico postcaldera de bajo volumen o domos. Los depósitos volcánicos secundarios (DEPVOL) hacia el tope son de filiación casi exclusivamente volcánica y representa el retrabajo del material piroclástico primario, esto evidencia una simultaneidad entre la actividad volcánica y los agentes exógenos que retrabajaron y acumularon el material originalmente depositado.

Las litofacies aquí asociadas son depositadas por una misma corriente piroclástica que cambio en aporte y régimen de depositación, no existen evidencias tales como contactos evidentemente erosivos, hiatus, entre otros, que permitan discernir que la corriente piroclástica que formó cada una de las capas piroclásticas fue distinta, una de otra. Por lo anterior, es plausible considerar que corresponden a superficies de agradación y cambios en los aportes (mayor cantidad de clásticos) a la corriente generadas bajo un mismo episodio eruptivo.

5.11 Miembro 10: Flujos de lava alcalina a subalcalina a efímeros canales fluviales (LAS, LAB, DEPVOL, Sm)

Este miembro es caracterizado por la continua efusión de flujos de lava alcalina a fonolíticas masivas (LAS), que ocupa un 99% de su estratigrafía hacia el tope. La estratigrafía restante corresponde a lavas brechadas (LAB), depósitos volcánicos secundarios (DEPVOL) y areniscas masivas (Sm). Las lavas se caracterizan por una distribución relativamente amplia, una alteración

débil de la superficie, el desarrollo de brechas y/o vesículas superiores en la parte superior, y ninguna alteración en las unidades superpuestas. Por lo general, los contactos erosivos delimitan los flujos de lava alcalinos y los sedimentos que los recubren. Algunas lavas superiores muestran vesículas que contienen cristales de calcita y óxidos de Fe. Las brechas de tope o “top flow” se pueden identificar claramente, contienen clastos de la misma lava alcalina, tienen fisuras y grietas a pequeña escala que se rellenan con material volcanoclástico (DEPVOL). Se encontraron muy pocas capas delgadas de arenisca masiva (Sm) y son indicativas de la actividad de relleno del canal efímero. Los contactos entre basaltos pueden ser erosivos o conservados. Las brechas superiores y las lavas en la base y tope que están bien conservadas, sugieren que los flujos de lava conservaron su geometría inicial sin procesos de erosión, este miembro se desarrolló bajo mayores tasas de derrame y un suministro de sedimentos extremadamente inferior. La subsidencia probablemente se produjo por el aumento de las tasas de efusión, la evolución del entorno extensional y la falta de sedimentación.

SECCION MARANGANI (Sicuani - Cusco)

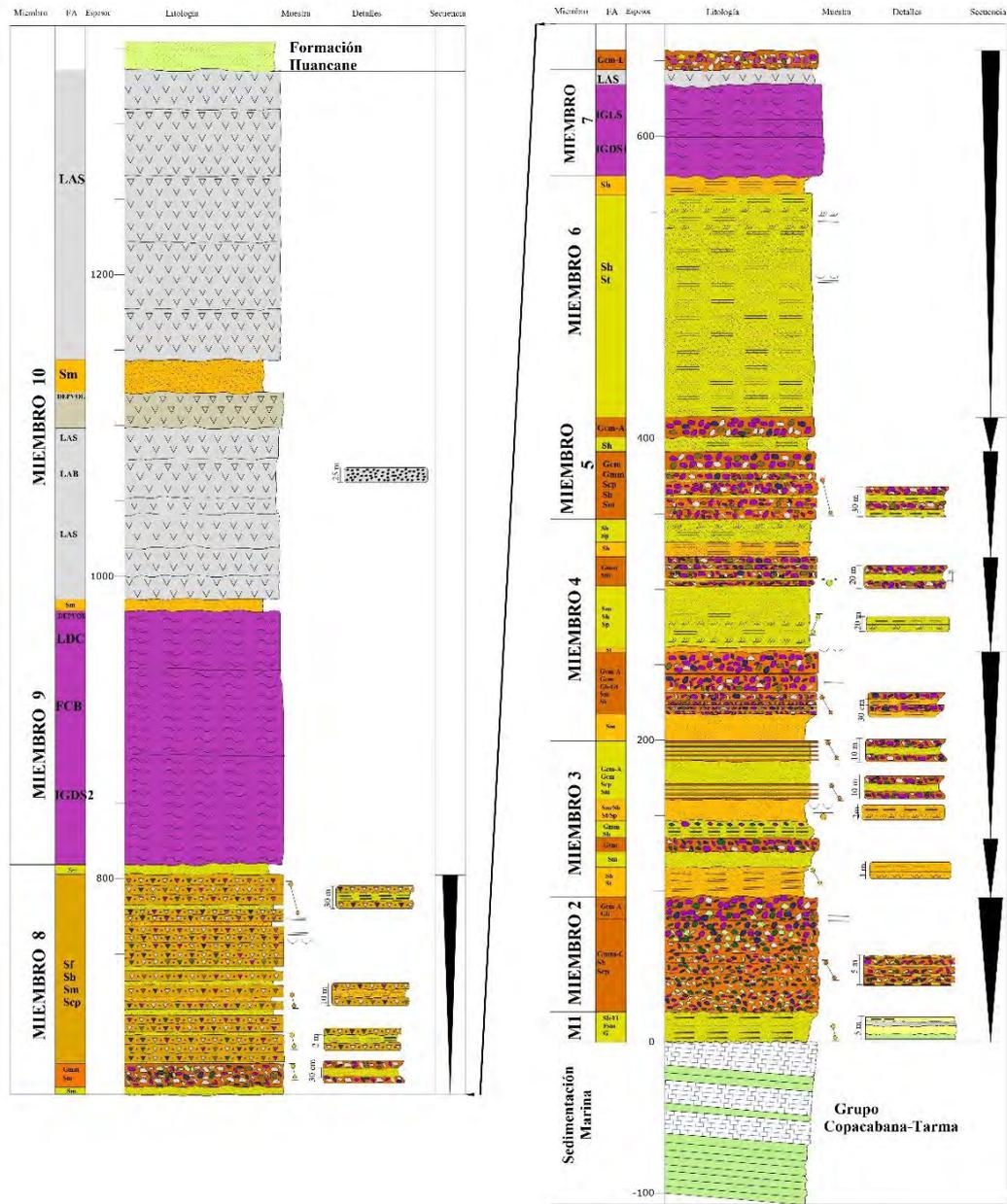


Figura 5.4 Sección estratigráfica del área de Marangani-Sicuani. Esta sección muestra los 10 miembros del Grupo Mitu. **Fuente:** Elaboración propia.

CAPITULO VI

ANÁLISIS PETROGRÁFICO DE LAS ARENISCAS Y AMBIENTE TECTÓNICO

6.1 Introducción

Las rocas sedimentarias son una importante fuente de información acerca de condiciones orogénicas anteriores y puede contener muchos detritos que describe la evolución de ambientes orogénicos (Johnsson, 1993). La composición de sedimentos puede ser usada para determinar relaciones entre ambiente tectónico y procedencia (Dickinson y Suczek, 1979). El presente trabajo trata sobre la procedencia de los cuerpos arenosos del Grupo Mitu sobre la base de la petrología de areniscas.

La composición de rocas sedimentarias clásticas es controlada por varios factores los cuales incluyen roca fuente, intemperismo, depositación, transporte, enterramiento y diagénesis, los factores más importantes según Johnsson (1993) son composición de roca fuente, intemperismo geoquímico, abrasión, empaquetamiento durante el transporte y diagénesis. Estos factores son afectados principalmente por tres componentes interrelacionados, son en este caso, ambiente tectónico, clima y la naturaleza del sistema depositacional. Cada uno de estos factores afecta las características de las otras, produciendo diferentes composiciones clásticas.

Como los sedimentos son transportados largas distancias del área fuente, detritos líticos son separados del cuarzo relicto y son químicamente rotos resultando en areniscas ricas en cuarzo, que son características de ambientes de interiores continentales y plataforma de márgenes pasivos y areniscas masivas ricas en limo que son a su vez de ambientes característicos como pendiente de margen continental pasivo. Por el contrario, sistemas depositacionales de arco magmático tienden a tener un desplazamiento corto que reduce el intemperismo geoquímico y el sorteamiento y resulta en areniscas que son menos ricas en cuarzo y más abundantes en líticos.

Como resultado de esta compleja interacción, la composición química de estos sedimentos es difíciles de igualar a sus composiciones originales (Johnsson, 1993).

Sin embargo, la correlación entre procedencia, ambiente tectónico y composición de arenisca fue observada por Dickinson and Suczek et al., (1979); Dickinson et al, (1983). Este sugiere que a pesar de que la interacción entre estos factores es compleja, estos por lo general, se comportan de manera similar en cualquier escenario dado. Sin embargo, la influencia de estos factores sobre la composición de los sedimentos varía de un escenario a otro, produciendo así grupos composicionales característicos en cada escenario

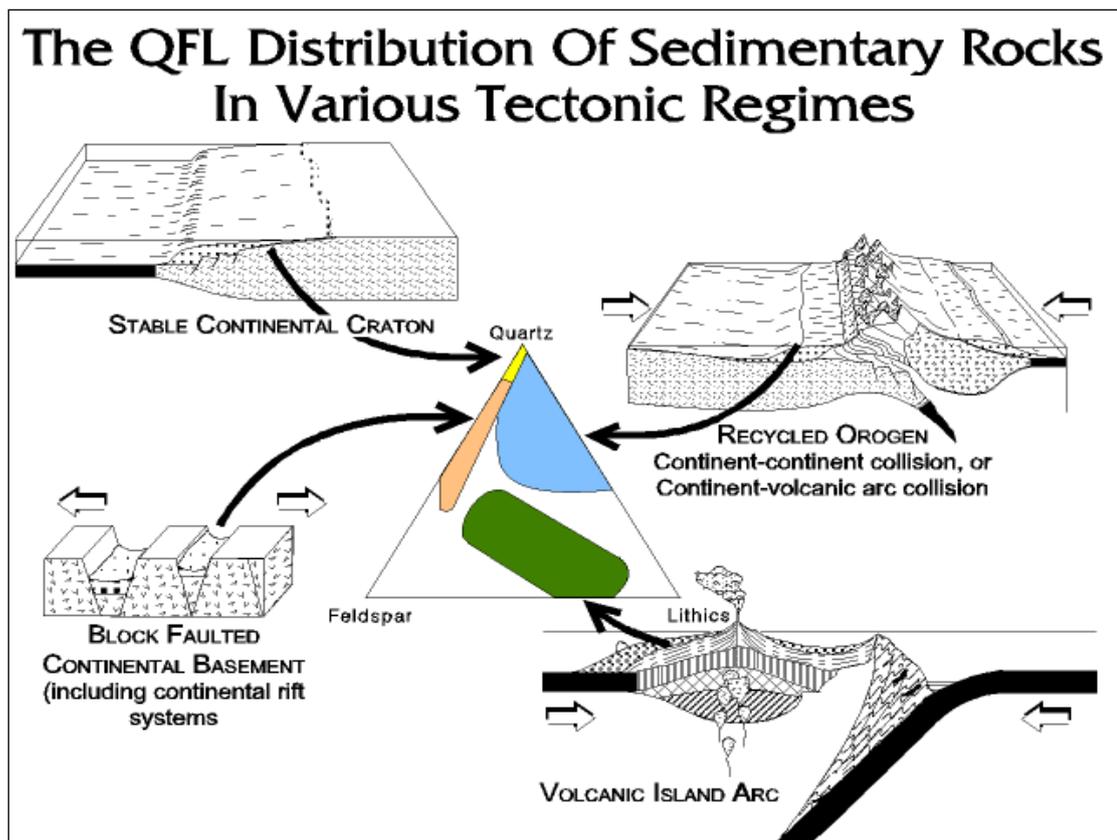


Figura 6.1 Distribución de rocas sedimentarias en varios regímenes tectónicos. **Fuente:** Dickinson et al., 1983.

6.2 Enfoque petrográfico del ambiente tectónico

La relación entre composición de arenisca y ambiente tectónico son reconocidos a través del trabajo de Dickinson y Suczek (1979), Dickinson et al. (1983) y Dickinson et al. (1985), que postulan que la clave de la relación entre procedencia y cuencas es gobernada por las placas tectónicas. Este último controla la distribución de diferentes tipos de areniscas. Estas amplias categorías de areniscas pueden ser correlacionadas con tipos específicos de áreas fuente y cuencas asociadas con diversos regímenes de placas tectónicas.

Los detritos en la mayoría de areniscas pueden ser asignadas a fuentes dentro de un limitado tipo de categorías de tipos de procedencia.

Se clasifica todas las procedencias de areniscas en tres grupos generales: (1) bloques continentales, para los cuales las fuentes de sedimentos están sobre los escudos, plataformas y en bloques de basamento fracturados, (2) arcos magmáticos, para el cual las fuentes están dentro de arcos activos orogénicos de arcos de islas y arcos continentales activos; y (3) orógenos reciclados donde la fuente son secuencias de estratos levantados y deformados en zonas de subducción a lo largo de colisión de orógenos y dentro de cinturones “foreland fold-Thrust” (**Fig. 6.1**). Estas categorías son

subdivididas en sub grupos o variantes, y además en ciertos casos se indica la naturaleza de agrupaciones de areniscas transicionales que forman puentes composicionales entre las variantes. Para el estudio de procedencia según el análisis de Dickinson se llevó a cabo un análisis petrográfico de las areniscas de grano fino, medio y grueso del Grupo Mitu, obteniéndose 11 secciones delgadas, la codificación de las muestras de arenisca para el estudio petrográfico y diagramas ternarios se muestra en la **tabla 6.1**, de estas secciones se realizó el análisis modal mediante la determinación mineralógica y la observación de 300 puntos de conteo por sección cuyos parámetros se presentan en la **tabla 6.2**, para poder reducir el efecto del tamaño de grano sobre el resultado del conteo modal se usa el método de conteo de Gazzi-Dickinson propuesto por Ingersoll et al, 1984 para minimizar este efecto.

Para el conteo de granos se consideró la tabla de parámetros de granos propuestos por Dickinson et al., (1970), Ingersoll y Suczek et al., (1979). Una vez obtenidos los datos de los parámetros (Tabla 6.2), se procedió a clasificar los tipos de granos, posteriormente se recalcularon dichos parámetros al 100 % cuyos resultados se muestran en la **tabla 6.4**. Microfotografías de los parámetros considerados en el análisis modal se muestra en la **Foto 6.1**.

MUESTRA EN CAMPO	MUESTRA EN LA CAP.VI
SAN-020	M1
MAR-001	M2
MAR-002	M3
MAR-003	M4
MAR-004	M5
MAR-005	M6
MAR-007	M7
SAN-021	M8
SAN-022	M9
SAN-030	M10
SAN-013	M11

TABLA 6.1 Codificación de las muestras de areniscas en la sección Marangani-Sicuni para el estudio Petrográfico y elaboración de diagramas ternarios de procedencia.

PARAMETROS DE LOS GRANOS (Según Dickinson 1970; Ingersoll y Suczek 1979)	
$Q = Q_m + Q_p$	
$F = P + K$	
$L = L_v + L_m + L_s + L_p$	
$L_{vm} = L_v + x L_m$ (donde X varia de 0 a 1, operacionalmente, usualmente 0)	
$L_{sm} = L_s + (1-x) L_m$ (operacionalmente, L_{sm} usualmente equivale a $L_s + L_m$)	
Armazon = Q + F + L + M + D + Misc)	
QFL % Q = 100 Q/(Q + F + L)	
QFL % F = 100 F/(Q + F + L)	
QFL % L = 100 L/(Q + F + L)	
LmLvLs % Lm = 100 Lm / (L-Lp)	
LmLvLs % Lv = 100 Lv / (L-Lp)	
LmLvLs % Ls = 100 Ls / (L-Lp)	
QpLvmLsm % Qp = 100Qp / (L-Lp + Qp)	
QpLvmLsm % Lvm = 100Lvm / (L-Lp + Qp)	
QpLvmLsm % Lsm = 100Lsm / (L-Lp + Qp)	
QmFLt % Q = 100Q / (Qm + F + Lt)	
QmFLt % F = 100F / (Qm + F + Lt)	
QmFLt % Lt = 100Lt / (Qm + F + Lt)	

PARAMETROS CONTADOS	
Qp	Cuarzo policristalino
Qm	Cuarzo monocristalino
P	Feldespatos plagioclasas
K	Feldespatos Potásicos
Lv	Líticos volcánicos
Lm	Líticos metamórficos
Ls	Líticos sedimentarios
Lp	Líticos plutónicos
M	Filosilicatos
D	Minerales densos
Misc	Misceláneos y no identificados

TABLA 6.2 Parámetros Petrográficos medidos en las areniscas usando el Método de Gazzi Dickinson (Dickinson 1970, Dickinson y Suczek 1979, Dickinson et al. 1983, Ingersoll y Suczek 1979).

Muestra	MINERALOGIA											TOTAL
	Qp	Qm	P	K	F	Lv	Ls	Lm	Lp	M	Misc	
M1	32	139	40	25	65	25	10	6	21	1	1	300
M2	45	207	0	3	3	0	34	10	1	0	0	300
M3	27	157	0	9	9	7	60	35	0	4	1	300
M4	28	182	1	18	19	6	20	45	0	0	0	300
M5	63	121	0	4	4	2	85	25	0	0	0	300
M6	89	170	2	5	7	1	27	6	0	0	0	300
M7	31	216	7	15	22	2	25	4	0	0	0	300
M8	38	217	0	1	1	0	23	17	0	3	1	300
M9	25	257	1	1	2	0	9	1	0	3	3	300
M10	20	171	40	47	87	20	0	2	0	0	0	300
M11	16	211	29	5	34	25	0	3	0	9	2	300

TABLA 6.3 Datos correspondientes al conteo de puntos a partir de los cuales se graficaron los diagramas ternarios de discriminación para procedencia de fragmentos clásticos en rocas sedimentarias.

Muestra	MINERALOGIA														
	QFL%			QmFLt%			QmPK%			QpLvLs%			LvLsLm%		
	Q	F	L	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lv	Ls	Lv	Ls	Lm
M1	57	22	21	52	24	24	68	20	12	48	37	15	61	24	15
M2	84	1	15	81	1	18	99	0	1	57	0	43	0	77	23
M3	62	3	35	59	3	38	95	0	5	29	7	64	7	59	34
M4	70	6	24	67	7	26	91	0	9	52	11	37	9	28	63
M5	61	2	37	51	2	47	97	0	3	42	1	57	2	76	22
M6	86	3	11	81	3	16	96	1	3	76	1	23	3	79	18
M7	82	8	10	80	8	12	91	3	6	53	4	43	6	81	13
M8	86	0	14	84	0	16	100	0	0	62	0	38	0	57	43
M9	96	1	3	95	1	4	100	0	0	74	0	26	0	90	10
M10	64	29	7	61	31	8	66	16	18	50	50	0	91	0	9
M11	79	12	10	77	12	10	86	12	2	39	61	0	89	0	11

TABLA 6.4 Porcentajes recalculados de los parámetros usados en los diagramas ternarios para composición y procedencia (Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Garzanti et al., 2001; Marsaglia et al., 2007).

Para el análisis de procedencia los datos obtenidos del análisis modal en las areniscas fueron proyectadas en los diagramas ternarios discriminantes de ambientes tectónicos de las zonas de procedencia detrítica, los cuales fueron los siguientes: Q-F-L (Folk, 1980) para la clasificación composicional de areniscas, (**Fig. 6.2;a, b**); Q-F-L con énfasis en la madurez, Qm-F-Lt con énfasis en la roca fuente, Qm-P-K con énfasis sobre los granos minerales, diagramas basados en la proporción de fragmentos líticos Qp-Lv-Ls, Lv-Lm-Ls. Postulando una situación tectónica de un rift, se empleó la distribución de los mismos parámetros Q-F-L (Garzanti et al., 2001; Marsaglia et al., 2007), de modo que forman estructuras que reflejan varios tipos de procedencia y que dependen de la configuración tectónica del área.

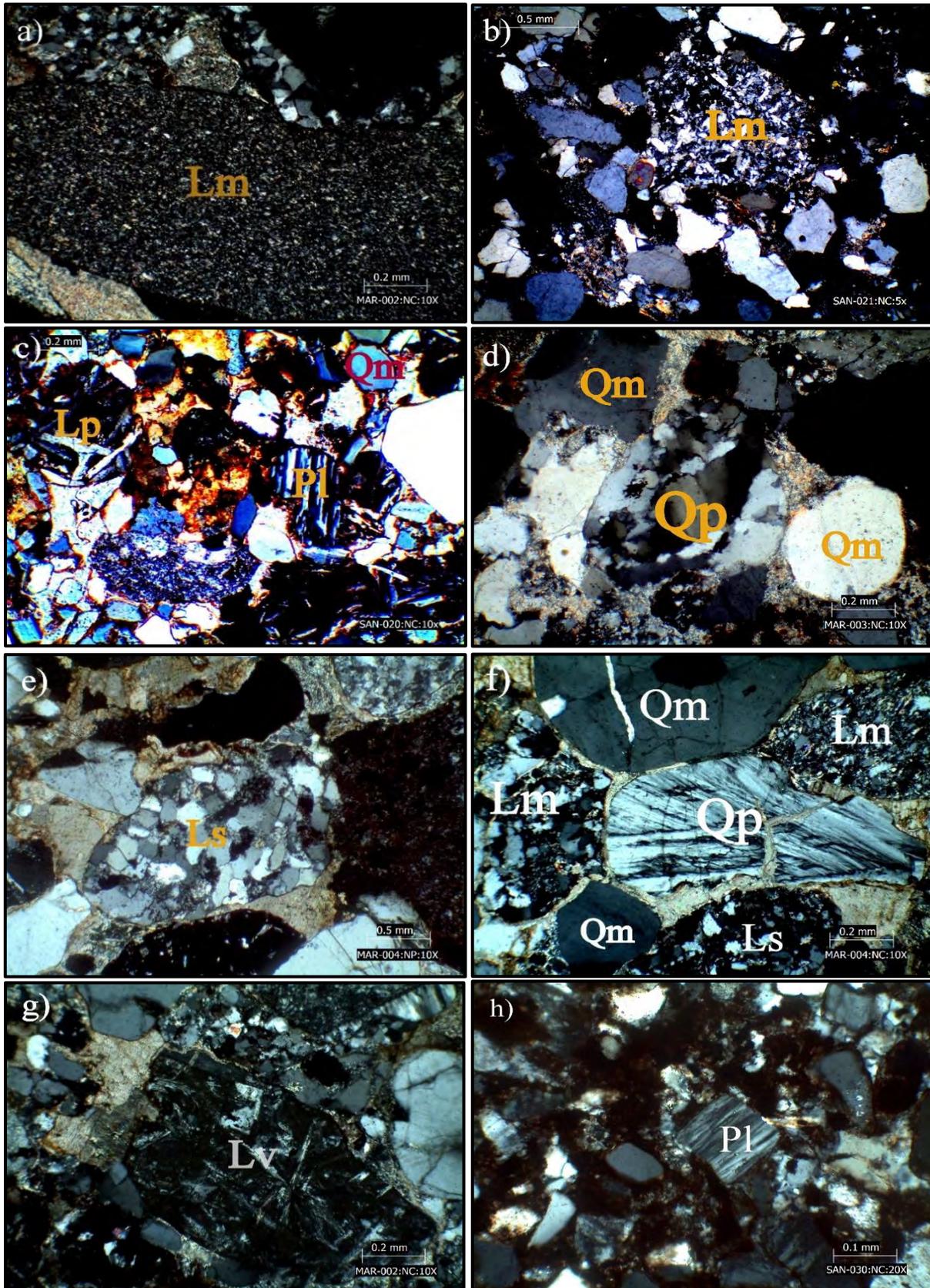


Foto 6.1 Fotomicrografías con luz Polarizada de las areniscas del Grupo Mitu, mostrando diferentes parámetros petrográficos: a) Lítico metamórfico (Lm), b) Lítico metamórfico (Lm), c) Cuarzo monocristalino (Qm), lítico plutónico (Lp), plagioclasa (Pl), d) Cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), e) Lítico metamórfico (Ls), f) Cuarzo policristalino (Qp) y otros, g) Lítico volcánico (Lv), h) Plagioclasa (Pl).

6.3 Clasificación composicional de las areniscas Mitu

Para la clasificación de areniscas se utilizaron los resultados de conteo de puntos mediante la determinación de las proporciones de Cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (Lt), (**Tabla 6.4**). Estos datos fueron trazados sobre el diagrama ternario de clasificación clásica de rocas sedimentarias clásticas de Folk (1974), (**Fig. 6.3: a**), para rocas que contienen menos del 15% de matriz con grano fino. Las rocas detríticas que contienen más del 15 % de matriz fina se denominan grauwacas y su clasificación se indica en la (**Fig. 6.3: b**).

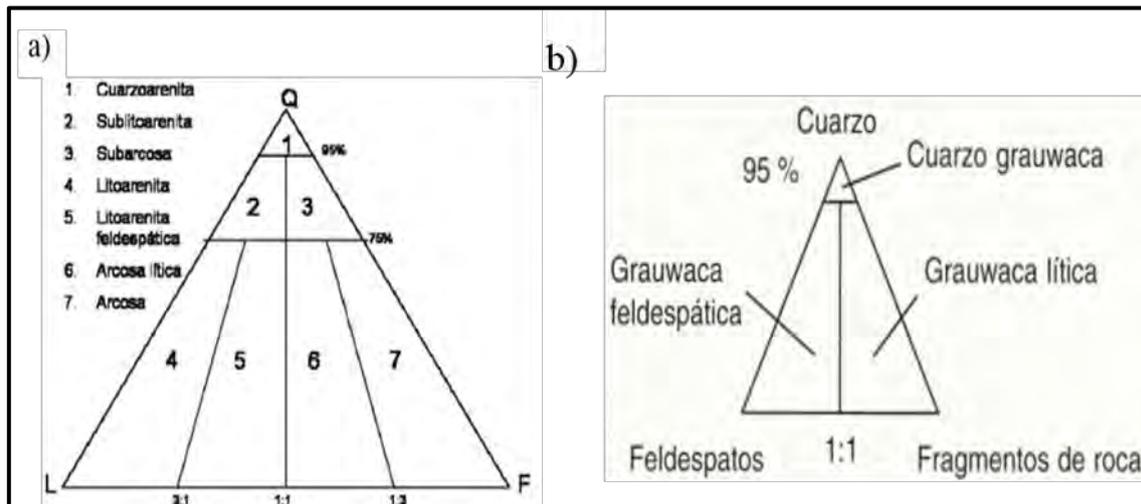


Figura 6.2 Clasificación de areniscas: El diagrama (a) clasificación para sedimentos con menos del 15 % de matriz de grano fino. Esta clasificación no toma en cuenta la matriz, el cemento, micas, etc. El diagrama (b) clasificación de las areniscas con más del 15% de matriz de grano fino (grauwaca).

Las areniscas estudiadas del grupo Mitu muestran una variación composicional de arcosa lítica (arenisca en contacto con las calizas Copacabana), subarcosa, arcosa, para aquellas muestras con menos del 15% de matriz (**Fig. 6.4: a**). En las muestras con más del 15% de matriz, consideradas grauwacas muestran una variación de grauwacas líticas a grauwacas feldespáticas (areniscas al techo de la sección), (**Fig. 6.4: b**). La mayor parte de las muestras se encuentran clasificadas como subarcosa.

Composicionalmente todas las muestras presentan diferentes relaciones de abundancia de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos. En orden de abundancia, el cuarzo es monocristalino y policristalino. El cuarzo monocristalino muestra un predominio de extinción recta sobre la ondulante, con inclusiones de zircones, presentan estrías, vacuolas y pocos golfos de corrosión. El cuarzo policristalino se encuentra en menor cantidad que el cuarzo monocristalino, que podría ser el resultado de la disgregación del cuarzo policristalino original durante el transporte a larga distancia o de alta energía desde el área de origen. Son comunes las texturas faneríticas constituidas por cuarzo, feldespato y plagioclasas. El grupo del feldespato consiste de feldespato potásico y plagioclasas, en proporciones variables. Las plagioclasas se presentan con maclado polisintético y

comúnmente se alteran a sericita, el feldespato potásico se altera a caolinita, se presenta con o sin maclado de tipo Carlsbad. Los fragmentos líticos son del tipo metamórfico (en su mayoría cuarcitas, esquistos, y pizarras) que registran porcentajes variables a través de la sucesión estudiada. Se observan escasos fragmentos volcánicos hacia la base y en mayor proporción hacia el tope se observan más fragmentos plutónicos y sedimentarios, los cuales varían en abundancia en cada muestra (Fig. 6.2).

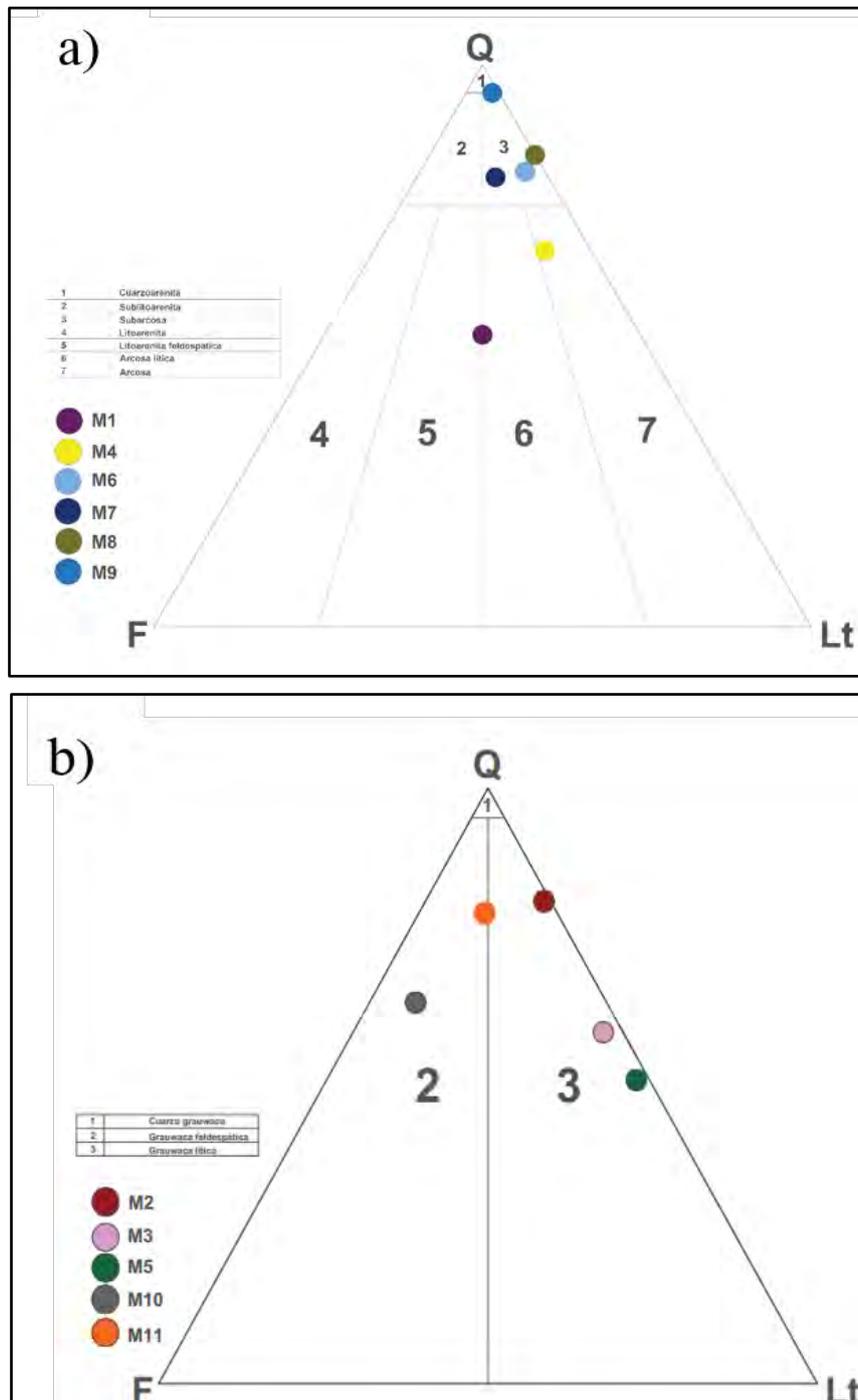


Figura 6.3 (a) Clasificación de las areniscas Mitu para sedimentos con menos del 15% de matriz de grano fino. (b) Clasificación de las areniscas Mitu con más del 15 % de matriz de grano fino (grauwaca).

6.3.1 Descripción petrográfica mediante microscopía óptica de las areniscas con menos del 15% de matriz

6.3.1.1 Arcosa lítica:

- M1 (SAN-020) :

La Arcosa lítica se encuentra a la base en contacto con las calizas Copacabana, es moderadamente seleccionada, de grano medio con un cemento fino mayormente carbonatado (en este caso calcita) y material arcilloso (alteración de feldespatos). Presenta cantidades mayores de cuarzo monocristalino en comparación al cuarzo policristalino. El feldespato y fragmentos de roca se encuentran en cantidades casi similares, y los fragmentos de roca son del tipo metamórfico, volcánico, sedimentario siendo predominante los fragmentos líticos volcánicos. Se observa también trazas de minerales opacos (Foto 6.2: a, b).

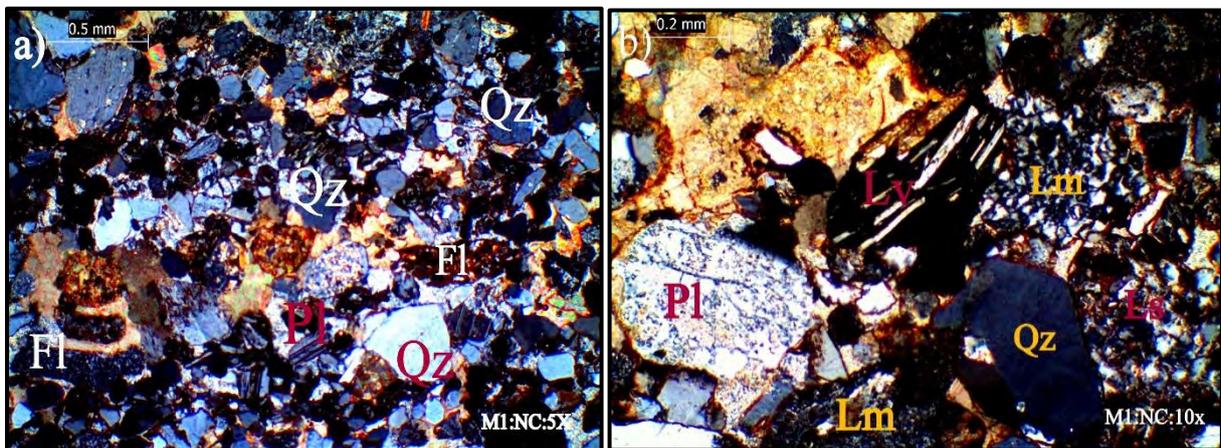


Foto 6.2 Fotomicrografías de la arcosa lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), plagioclasas (Pl), fragmentos líticos alterados a arcillas en una matriz fina de carbonato, b) Granos de cuarzo, fragmentos líticos volcánicos (Lv), sedimentario (Ls), metamórficos (Lm), plagioclasas (Pl) alterándose a arcillas.

6.3.1.2 Subarcosa:

- M6 (MAR-005):

Roca constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, menor proporción de cuarzo policristalino, escasa proporción de feldespatos. Los fragmentos de roca son del tipo metamórfico, volcánico y sedimentario siendo predominante los fragmentos líticos sedimentarios. Se observan también trazas de minerales opacos y circón. Los granos presentan contactos planos y tangenciales. Las muestras contienen cemento calcáreo, calcita, arcillas que se encuentra reemplazando algunos clastos. Esta muestra es pobremente seleccionada (Foto 6.3: a, b).

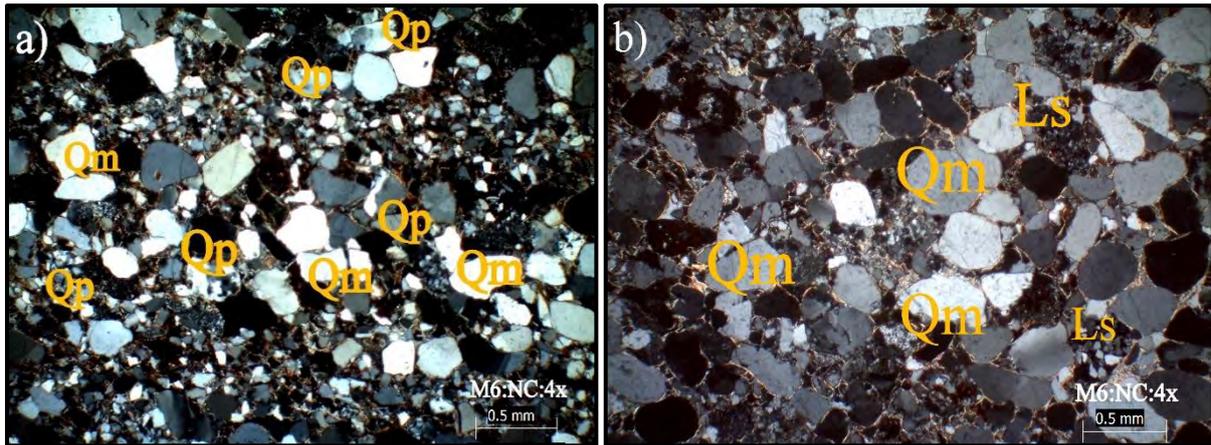


Foto 6.3 Fotomicrografías de Sublarenita: a) Laminación con granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), en una matriz fina de carbonato. b) Granos subredondeados de cuarzo monocristalino (Qm), Fragmentos líticos sedimentario (Ls).

- **M7 (MAR-007):**

Roca constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, menor proporción de cuarzo policristalino y feldespatos. También se observa cuarzo criptocristalino en la matriz. Los fragmentos de roca son del tipo metamórfico, volcánico, sedimentario siendo predominante los fragmentos líticos sedimentarios, observándose además también trazas de minerales opacos y zircón. Los granos presentan contactos planos y tangenciales. Las muestras contienen cemento carbonatico, calcita y arcillas que se encuentra reemplazando algunos clastos. Se observa también la corrosión de clastos de cuarzo con crecimiento secundarios por parte de arcillas. Esta muestra es moderadamente seleccionada (**Foto 6.4: a, b**).

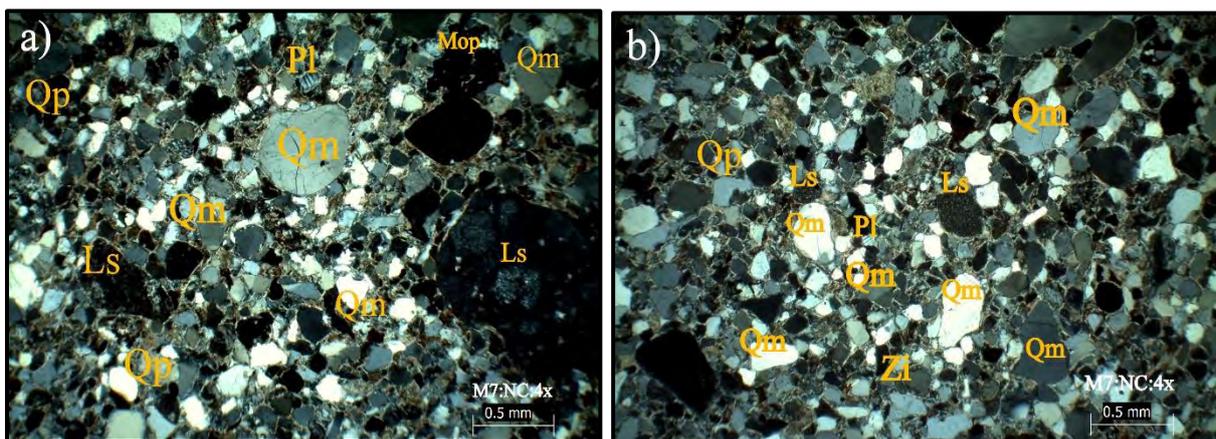


Foto 6.4 Fotomicrografía de Sublarenita: a), b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), minerales opacos (Mop), fragmentos líticos sedimentarios (Ls), plagioclasas (Pl), Zircón (Zi), en una matriz fina de carbonato y arcillas.

- **M8 (SAN-021):**

Roca constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino fino y criptocristalino en la matriz, y en menor proporción cuarzo policristalino. Los granos presentan contactos cóncavos,

convexos y suturados, y algunos granos están cementados por sobrecrecimiento sintaxial de cuarzo. El feldespato está ausente. Los fragmentos de roca son del tipo metamórfico y volcánico siendo predominantemente líticos sedimentarios, esta muestra es de selección moderada a buena. Muestra un empaquetamiento suturado y trazas de minerales opacos (**Foto 6.5: a, b**).

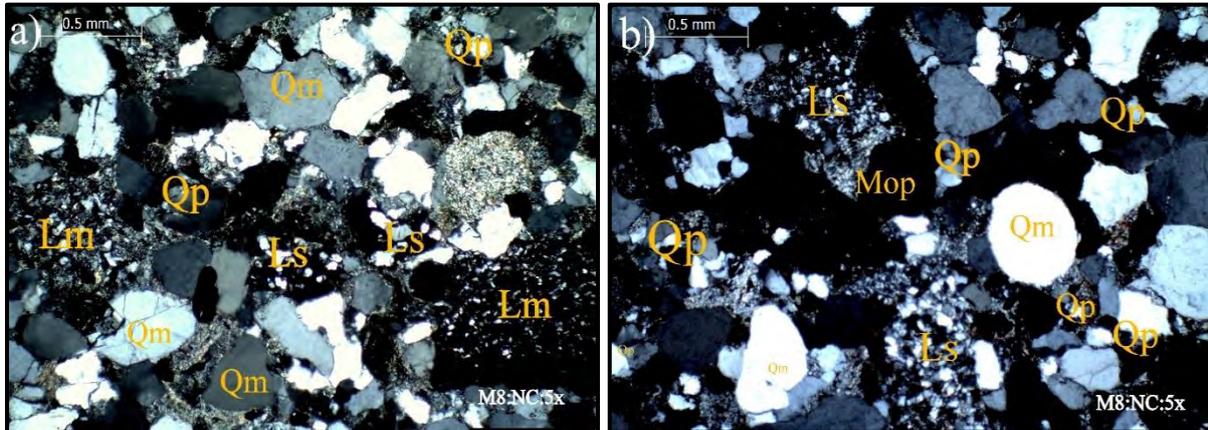


Foto 6.5 Fotomicrografías de Sublitarenita: a) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), minerales opacos (Mop), fragmentos líticos metamórficos (Lm) en una matriz fina de arcillas, b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmentos líticos sedimentarios (Ls), minerales opacos (Mop).

- **M9 (SAN-022):**

Roca de grano fino constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino de tamaño fino a medio, y menor cantidad granos de cuarzo policristalino. El feldespato y fragmentos de roca se encuentran en cantidades mínimas y en algunos casos totalmente ausentes. Presenta un cemento fino mayormente carbonatado, los granos presentan contactos planos tangenciales, con una selección buena (**Foto 6.6: a, b**).

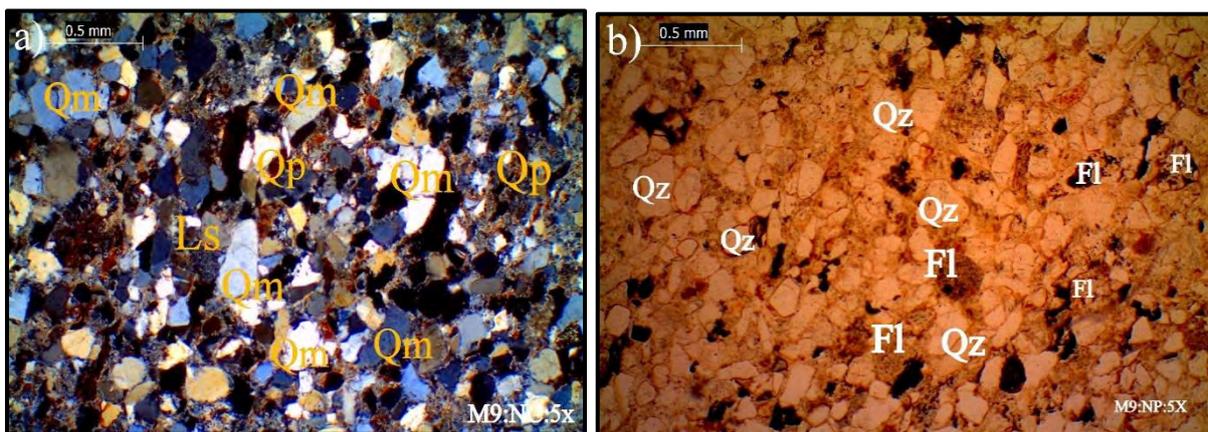


Foto 6.6 Fotomicrografías de Sublitarenita: a) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), minerales opacos (Mop), fragmentos líticos sedimentarios (Ls) en una matriz fina de arcillas y carbonatos, b) Fotomicrografía de la imagen (a) en nicoles paralelos.

6.3.1.3 Arcosa

- **M4 (MAR-003):**

La litarenita es de grano medio, con una matriz muy fina calcárea (calcita) y arcillosa, con una buena a moderada selección, presentando cantidades considerablemente mayores de cuarzo monocristalino en comparación a los fragmentos de roca y feldespato. En el caso de los fragmentos de roca, son mayores las proporciones de líticos sedimentarios y metamórficos estando en mayor proporción los líticos metamórficos, no observándose líticos volcánicos. Los feldespatos están en una proporción mínima. Los contactos entre los granos son tangenciales y planos, y se observan también trazas de minerales opacos y zircones (**Foto 6.7: a, b**)

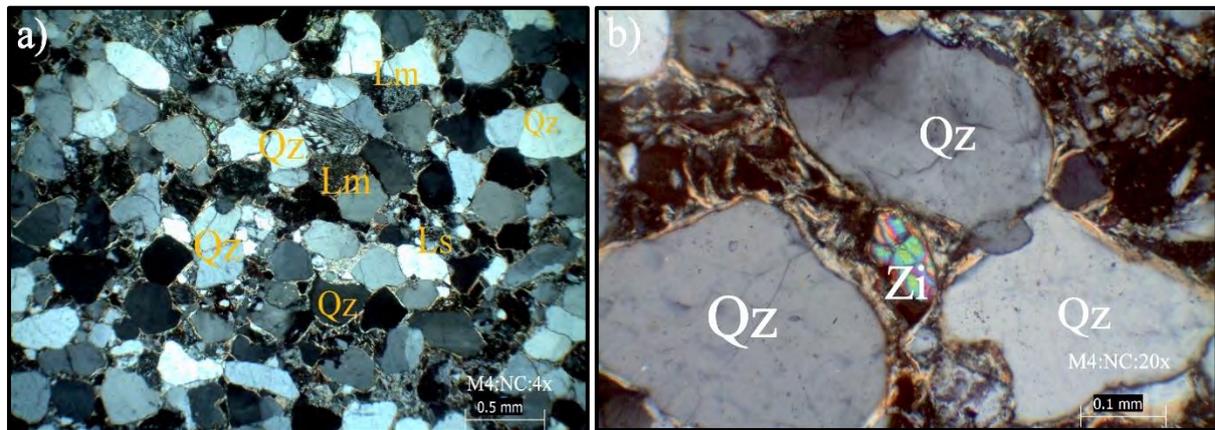


Foto 6.7 Fotomicrografías de litarenita: a) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Ls), metamórficos (Lm) en una matriz fina de carbonato. b) Trazas de Zircón (Zi).

6.3.2 Descripción petrográfica mediante microscopia óptica de las areniscas con más del 15% de matriz

6.3.2.1 *Grauwacas líticas*

- **M2 (MAR-001):**

Roca de grano medio constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, y en menor cantidad de cuarzo policristalino. El feldespato está casi ausente, los fragmentos de roca son de tipo sedimentario y metamórfico. Los fragmentos líticos sedimentarios son más abundantes que los fragmentos líticos metamórficos, y algunos fragmentos se encuentran corroídos por el carbonato cálcico. La matriz es mayormente carbonatada (en este caso caliza) y material arcilloso (alteración de los fragmentos líticos). También se encuentran trazas de minerales opacos y zircon. El empaquetamiento de los granos es de tipo tangente, con una buena a moderada selección (**Foto 6.8: a, b**).

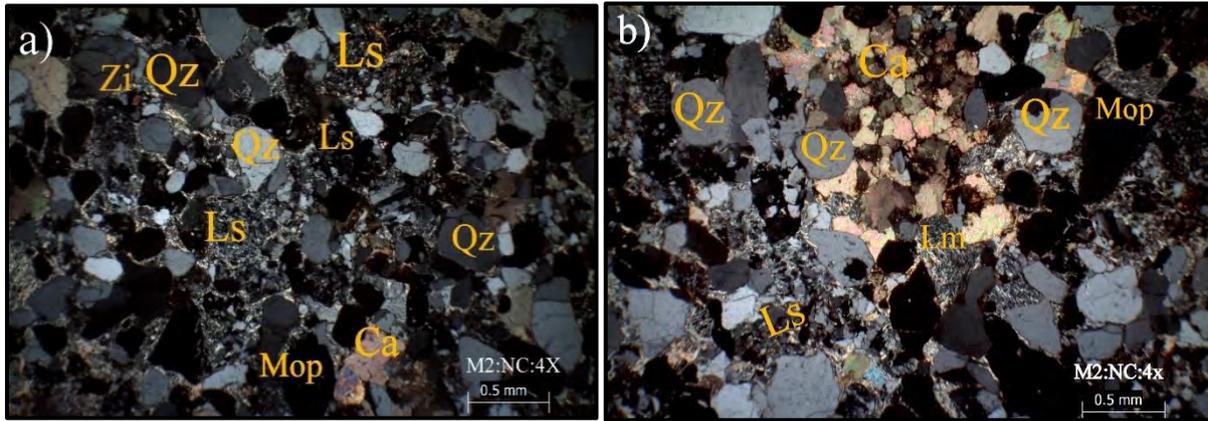


Foto 6.8 Fotomicrografías de Grauwaca Lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Ls), minerales opacos (Mop), zircón (Zi), en una matriz fina carbonatada, en una matriz fina de carbonato. b) Granos subredondeados de carbonato (Ca) la misma se encuentra en la matriz, cuarzo (Qz) predominantemente monocristalino, minerales opacos (Mop), fragmentos líticos metamórficos (Lm) y sedimentarios (Ls).

- **M3 (MAR-002):**

Roca constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, menor proporción de granos de cuarzo policristalino, siendo la proporción de feldespatos mínima. Los fragmentos de roca son abundantes siendo estos del tipo metamórfico, volcánico, sedimentario. Predominan los fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos. Se observan también trazas de minerales opacos y zircón. Los granos presentan contactos cóncavo-convexos. La matriz es principalmente carbonatada, calcita y arcillas que se encuentra reemplazando algunos clastos. Presenta un empaquetamiento tangencial. Se observa también la corrosión de algunos granos con crecimiento secundario por parte de arcillas, esta muestra tiene una selección de moderada a buena (**Foto 6.9; a, b**).

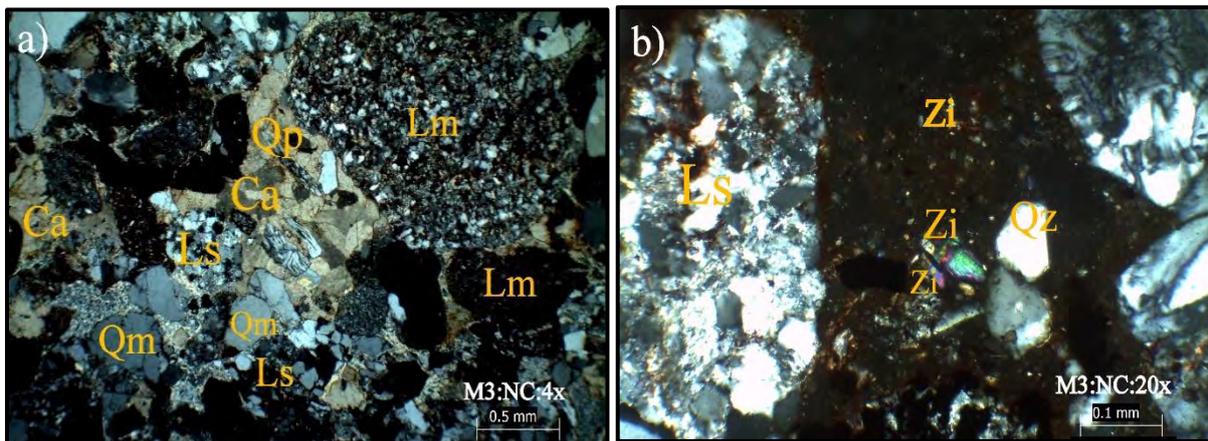


Foto 6.9 Fotomicrografías de Grauwaca lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmentos líticos sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm), minerales opacos (Mop), matriz de carbonato (Ca) y arcillas, b) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Ls), zircón (Zi) en una matriz arcillosa.

- **M5 (MAR-004):**

Roca de grano medio a grueso constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, y en menor cantidad de cuarzo policristalino. El feldespato está casi ausente, y los fragmentos de roca

Son de tipo volcánico, sedimentario y metamórfico. Los fragmentos líticos metamórficos son más abundantes. Algunos fragmentos se encuentran corroídos por el carbonato cálcico, y la matriz es mayormente carbonatada (en este caso caliza) y material arcilloso (alteración de los fragmentos líticos). También se encuentran trazas de minerales opacos. El empaquetamiento de los granos es de tipo tangente, con una buena a moderada selección, (**Foto 6.10: a, b**).

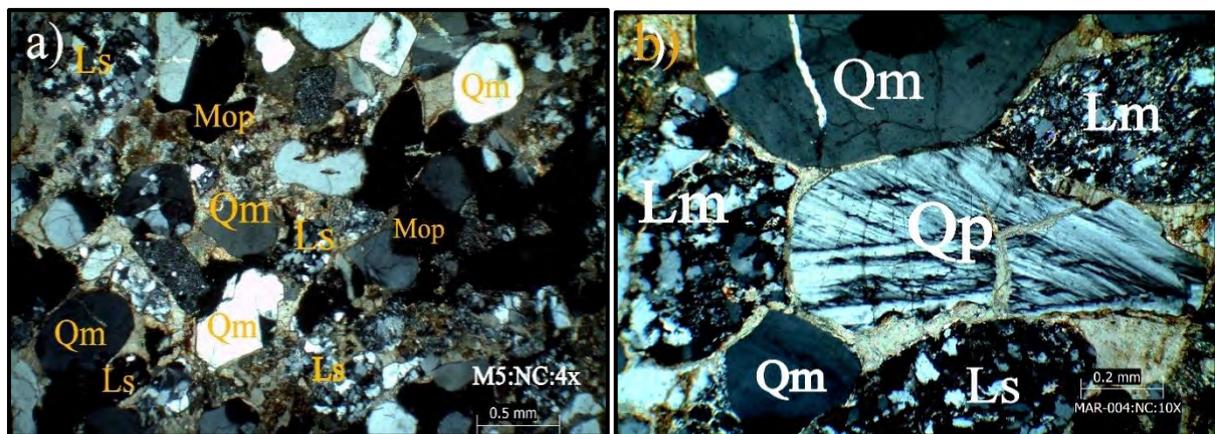


Foto 6.10 Fotomicrografías de grauwaca lítica: a) Granos subredondeados de cuarzo monocristalino (Qm) y policristalino (Qp), fragmentos líticos sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm), minerales opacos (Mop), matriz de carbonato (Ca) y arcillas, b) Granos subredondeados de cuarzo (Qz), fragmentos líticos sedimentarios (Ls), zircon (Zi) en una matriz arcillosa.

6.3.2.2 *Grauwacas feldespáticas*

- **M10 (SAN-030):**

Roca de grano fino constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, feldespato potásico, plagioclasas, fragmentos líticos de rocas metamórficas y volcánicas, y cantidades menores de cuarzo policristalino. Los fragmentos líticos volcánicos son más abundantes. Las plagioclasas presentan macla polisintética. El feldespato potásico se encuentra en ocasiones seritizado. La matriz es de grano fino casi opaca, y se compone principalmente por arcilla, sericita y cuarzo. Presenta un empaquetamiento puntual, con una selección buena (**Foto 6.11: a, b**).

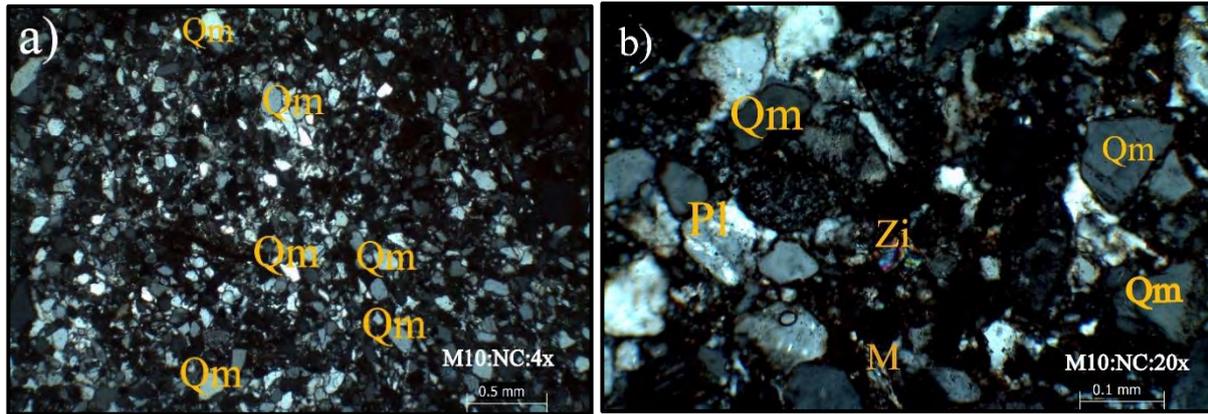


Foto 6.11 Fotomicrografías de grauwaca feldespática: a) Granos subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), matriz de arcillas y cuarzo criptocristalino. b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasa (Pl), muscovita (M), zircón (Zi) en una matriz arcillosa.

- **M11 (SAN-013):**

Roca de grano fino constituida esencialmente por granos de cuarzo monocristalino, feldespato potásico, plagioclasas, fragmentos líticos de rocas volcánicas, con escasez de cuarzo policristalino. Las plagioclasas son reconocidas por su típica macla polisintética. El feldespato potásico se encuentra en ocasiones sericitizado. La matriz es de grano fino casi opaca, se compone principalmente por arcilla, sericita y cuarzo. Presenta un empaquetamiento puntual, con una selección buena (**Foto 6.12: a, b**).

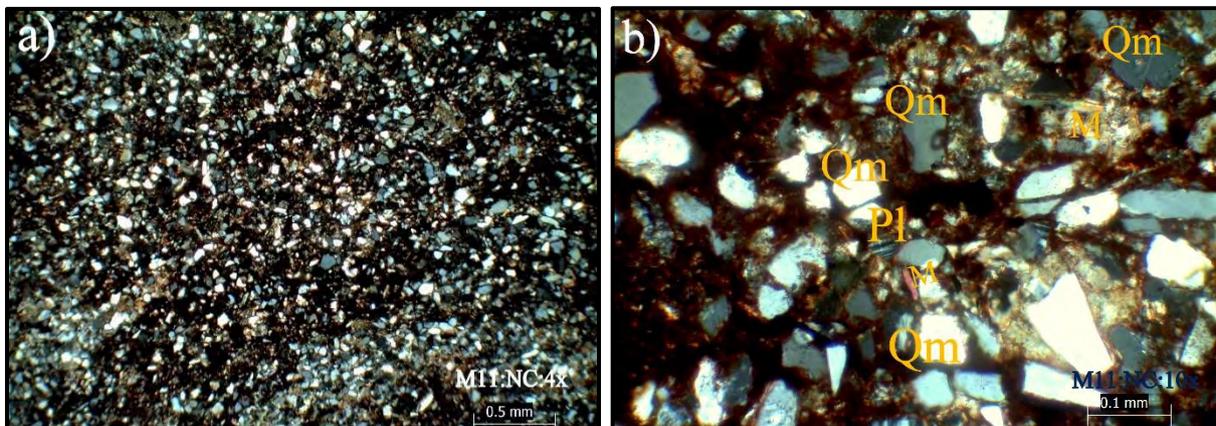


Foto 6.12 Fotomicrografías de grauwaca feldespática: a) Granos subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), matriz de arcillas y cuarzo criptocristalino. b) Granos subredondeados y subangulosos de cuarzo monocristalino (Qm), plagioclasa (Pl), muscovita (M) en una matriz arcillosa y con cuarzo criptocristalino.

6.4 Diagramas y ambientes tectónicos según el método de Dickinson.

El análisis modal de las areniscas permite demostrar que las areniscas Mitu, varían composicionalmente de acuerdo con el esquema de clasificación de Folk. Estas diferencias en la composición están relacionadas con cambios en la composición del área fuente, distancia de transporte y a múltiples ciclos de sedimentación.

Con los datos de la **tabla 6.4**, se graficaron varios diagramas ternarios para determinar el ambiente tectónico de las áreas de aporte de los sedimentos formadores de las areniscas del Grupo Mitu. Los cuales se discuten en los siguientes párrafos.

6.4.1 Diagrama Qm-F-Lt

En el diagrama Qm-F-Lt (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al, 1983; Dickinson et al, 1985), (**Fig.6.4**), soporta las diferencias de composición entre las areniscas analizadas, pudiendo observar que la procedencia de las muestras del Grupo Mitu varía de base a techo de la sucesión. Los componentes modales evolucionan de la siguiente manera:

- **M1-M2-M3-M4-M6-M7-M8:** Orógeno Reciclado–Cuarzoso reciclado/ Base del Grupo Mitu
- **M5:** Orógeno Reciclado Transicional/ Base del Grupo Mitu
- **M9-M11:** Bloque Continental - Cratón Interior/ Techo del Grupo Mitu
- **M10:** Bloque Continental Transicional/ Techo del Grupo Mitu

Perteneciendo la mayoría de muestras al campo de orógeno reciclado cuarzoso, estas son enriquecidas en cuarzo monocristalino lo cual implica un mayor grado de transporte y madurez textural como ha sido documentado por Rubio-Cisneros (2012), Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2013).

Según la clasificación de Dickinson, las rocas fuentes dentro del campo de orógeno reciclado pertenecen a estratos que fueron plegados y fallas. La procedencia de orógenos se divide en subambientes: complejos de subducción de sedimentos orogénicos deformados y lavas, colisión de orógenos formados a lo largo de suturas corticales entre bloques continentales separados y levantamientos de “foreland” asociados con fajas “foreland” plegados y fallados. Este último desarrollado ya sea adyacente a los cinturones de sutura o entre arcos magmáticos y cuencas de retroarco localizados dentro de bloques continentales detrás de arcos. Según la composición modal característica de cada tipo de subambientes, las areniscas Mitu en la base (M1-M7) son interpretadas como producto de un subambiente de levantamiento de “Foreland” por el alto contenido de cuarzo y bajo contenido de feldespatos y líticos.

Según la historia geológica que afectó al sur del Perú específicamente en la zona de estudio que está dentro del dominio del Altiplano; durante el Paleozoico una depresión sinclinal en el Ordovícico Inferior producto de una tectónica en distensión formó una cuenca subsidente en el borde oeste del cratón sudamericano. En el sur del Perú y norte de Bolivia esta cuenca separaba dos subcratones: uno al oeste constituido por el Macizo de Arequipa, y otro al este constituido por el Escudo Brasileño. El Macizo de Arequipa fue emplazado por granitoides durante Ordovícico. Estos granitoides con afinidad de arco son foliadas y representadas por ortogneis y granitos

fuertemente deformados (Ramos et al., 2008). Durante el Siluriano, el Macizo de Arequipa (Cordillera de la Costa) permaneció emergido, proveyendo aportes detríticos importantes, en el sur del Perú la sedimentación siluriana pasa en continuidad al devónico, a través de una secuencia lutácea en la Cordillera Oriental, y cuarcítica en el Altiplano. Durante la fase tectónica Eoherciniana del Devónico Superior caracterizada por ser una tectónica de compresión. En el sur de Perú esta tectónica varía de un plegamiento apretado en la Cordillera Oriental a un plegamiento abierto en el Altiplano. Después de los estadios compresivos ocurridos con la fase Eohercínica, las cordilleras en el Misisipiano-Pensilvaniano fueron erosionadas recortando las secuencias del Paleozoico Inferior, por lo que se interpreta que, en la zona del Altiplano de composición cuarzosa, ésta se erosionó rellenando subsidencias formadas dentro de un régimen de distensión controlada por un fallamiento normal en bloques de rumbo NW-SE, (Grupo Ambo-Grupo Cabanillas). En el Pérmico Inferior se logra una peneplanización de las zonas positivas estas tenían poco relieve y recién a fines de este ciclo es cuando se inician nuevos procesos de levantamiento con aportes terrígenos, los que se observan en la parte alta de la columna sedimentaria del Grupo Copacabana. La Tectónica compresiva Tardiherciniana afecta en el Sur al Permo-Carbonífero (Grupos Ambo, Tarma y Copacabana) con un plegamiento fuerte, y se caracteriza por un levantamiento en bloques, las que dieron lugar a la formación de grábenes y horst tectónicos. Rodríguez et al., (2010), explica que en el Dominio del Altiplano Occidental los lugares donde se encuentran preservados los Grupos Ambo y/o Tarma-Copacabana, sugieren que durante el Pérmico-Cretácico han existido grábenes o zonas subsidentes, y por tanto durante el Pérmico al Cretácico el Altiplano Occidental estuvieron conformado por grábenes y horts controlados por fallas normales. Lo que fue seguido de una erosión que motivó la acumulación de las molasas rojas (Grupo Mito). En el Pérmico Superior iniciaría la depositación del Grupo Mito. Las investigaciones hechas sobre el Grupo Mito confirman la existencia de cuencas de ruptura en el Pérmico superior en un contexto de Rift, que sugiere un modelo de ruptura del basamento Precámbrico cristalino y de las secuencias pre, syn rift así también la formación de grábenes y horts que han controlado el entorno tectónico, los ambientes sedimentarios y la paleogeografía de la secuencia Pérmica temprana en la zona de Marangani, las zonas adyacentes levantadas de este rift o “uplifted shoulders of rift” pueden haber actuado como el área fuente de aportes proximales para estos sedimentos.

Así mismo durante el periodo erosivo que siguió a tectónica Tardihercínica, se produce una intensa erosión de las áreas levantadas y el relleno de las áreas negativas con las secuencias levantadas (Grupos Ambo, Tarma y Copacabana) teniendo como agente de acarreo las corrientes fluviales.

En resumen, la composición modal predominantemente cuarzosa y el contenido variable de líticos y feldespatos sugieren que estos sedimentos son producto del reciclaje que tuvo lugar en el altiplano por fuentes cuarzosas de complejos metamórficos levantados por procesos tectónicos compresivos

pre-Mitu. Posteriormente se formaron grábenes y horts en un contexto de rift, y las zonas adyacentes elevadas o “uplifted shoulders of rift” fueron erosionados rellenando la cuenca subsidentes formadas. Estas cuencas fueron nuevamente levantadas y erosionadas, resultando en la depositación de areniscas con cuarzo abundante ya que el cuarzo fue más resistente a la erosión durante los distintos episodios tectónicos, asimismo los menos resistentes como los líticos y feldespatos se eliminaron mediante el reciclaje y se desintegraron pervasivamente en la zona de meteorización, al igual que el cuarzo policristalino lo que explica su bajo contenido.

Las muestras M9-M11 son enriquecidas en cuarzo, con bajas concentraciones de feldespato y líticos la cual las hace afines a una derivación desde áreas fuente de tipo cratónico. Estas muestran un marcado aumento en la madurez composicional con respecto a las muestras inferiores, estas muestras al tope de la sección también pueden ser el producto de reciclamiento de los depósitos en la base del mismo Grupo Mitu.

Para las areniscas que están a la base también se pueden interpretar un origen anorogénico. Según Garzanti (2018), los ríos transcontinentales drenan diversos dominios geológicos y por lo tanto se caracterizan por composiciones mixtas de sedimentos. El cuarzo, que está extendido en rocas fuente y es resistente, comúnmente predomina. Los granos líticos varían en tipo y abundancia relativa, mientras que el feldespato está generalmente subordinado, pero esta es común en el caso de rocas de origen ígneas extensas. Los ríos grandes que drenan las regiones cratónicas subecuatoriales en África o América del Sur pueden llevar arena que consiste casi exclusivamente en cuarzo monocristalino explicando la composición cuarzosa de las areniscas Mitu.

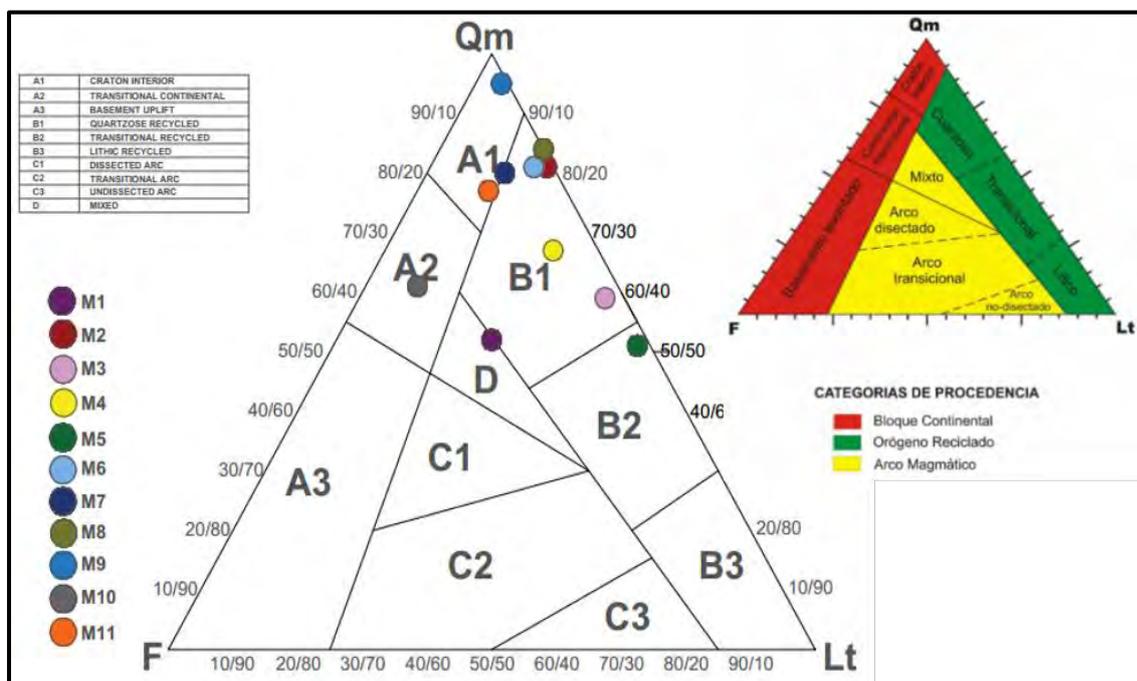


Figura 6.4 Diagrama ternario de discriminación de procedencia Qm-F-Lt de (Dickinson y Suczek ,1979; Dickinson et al ,1983; Dickinson et al, 1985) para las areniscas del Grupo Mitu.

6.4.2 Diagrama Q-F-L

En el diagrama Q-F-L (Dickinson y Suczek ,1979; Dickinson et al ,1983; Dickinson et al, 1985) las composiciones modales muestran que todas las muestras indican una procedencia relacionada con los campos de orógenos reciclados (**Fig.6.5**), posiblemente zonas adyacentes de los hombros del rift levantados y una fuente cratónica estable.

Todas las muestras tienen una composición bastante uniforme que refleja el dominio de las rocas fuente que se levantan, posteriormente se erosionan y se depositan en la cuenca del altiplano posiblemente la erosión del basamento cristalino conformado por rocas metamórficas graníticas.

La actividad explosiva y efusiva favorecieron a los procesos de mayor erosión de las rocas que constituyen el basamento y las secuencias en la base del Grupo Mitu y su reciclamiento sedimentario que pudo haber eliminado los fragmentos líticos y feldespatos dando una depositación de areniscas más cuarzosas hacia el tope, aunque no es descartable que la abundancia de cuarzo en las areniscas sea en parte también producto de etapas de aporte de sedimentos cratónicos.

La erosión del sustrato sedimentario pre-rift, syn-rift y la erosión del basamento metamórfico en etapas posteriores fueron las fuentes principales para los detritos del Grupo Mitu.

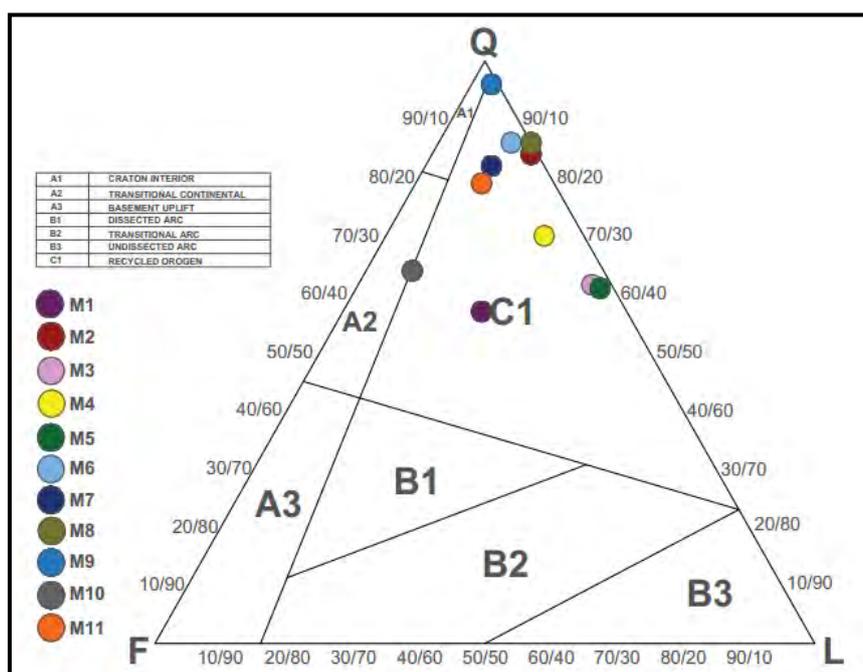


Figura 6.5 Diagrama Ternario de discriminación de procedencia Q-F-L de (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al, 1983; Dickinson et al, 1985) para las areniscas del Grupo Mitu.

6.4.3 Diagrama Qm-P-K

El diagrama Qm-P-K (Dickinson y Suczek ,1979; Dickinson et al ,1983; Dickinson et al ,1985) indica los modos detríticos solo de los feldespatos y cuarzo monocristalino (**Fig.6.6**). El diagrama muestra el dominio de cuarzo monocristalino y la escasez de feldespatos lo que sugiere que toda la contribución de los sedimentos proviene de levantamiento del basamento de bloque continental o

“continental block basement uplift” o fuente cratónica. El polo Qm del triángulo refleja el aumento de madurez y estabilidad de los detritos, demostrando que las areniscas recicladas son altamente maduras y sugiere la estabilidad de la zona de origen. Esto puede deberse a un período muy largo de inactividad tectónica y geomorfología madura del área. Un alto porcentaje de granos de cuarzo monocristalinos muestran extinción recta sobre la ondulada y granos de cuarzo policristalinos que sugieren una fuente de roca metamórfica. Este diagrama apoya la idea de que las areniscas Mitu derivan de los procesos tectónicos que sufrió el Altiplano la cual está formada por rocas metamórficas pizarrosas y cuarcíticas (Grupo ambo, Grupo Cabanillas).

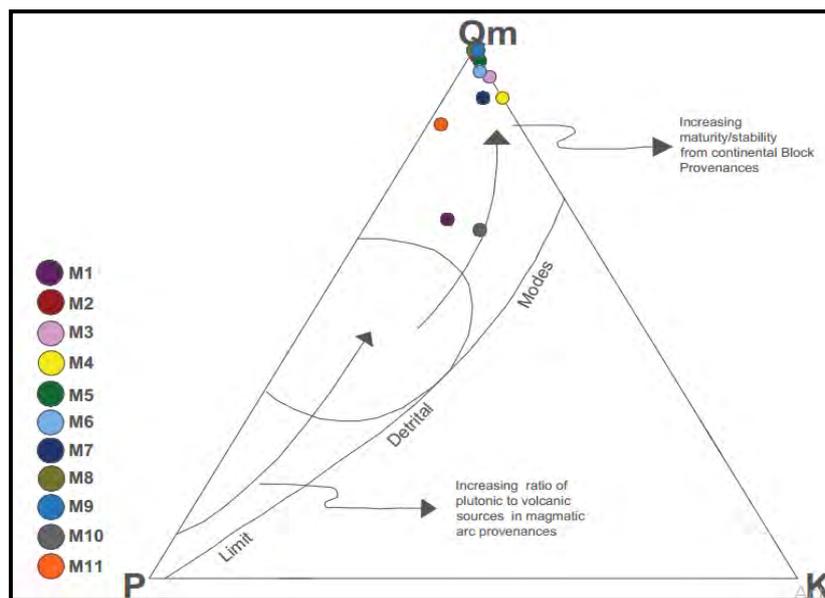


Figura 6.6 Diagrama composicional Qm-P-K K (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al, 1983; Dickinson et al, 1985) de las areniscas del Grupo Mitu.

6.4.2. Diagrama Qp-Lv-Ls

El diagrama Qp-Lv-Ls (Ingersoll y Suczek, 1979; Dickinson y Suczek, 1979) el cual está basado en los fragmentos de roca y cuarzo policristalino, **Fig.6.7**, expone los componentes poliminerales del área de procedencia y proporciona un mejor panorama sobre los elementos tectónicos y enfatiza el tipo de ambiente orogénico, así las areniscas del Grupo Mitu caen en el campo de margen continental de rift, suturas de colisión, franjas de pliegues y fallamiento para las areniscas que están en la base de la Sección Marangani. Las muestras M10-M11 muestran un aumento en fragmentos líticos volcánicos debido a la erosión de facies volcánicas con las que se encuentra intercaladas.

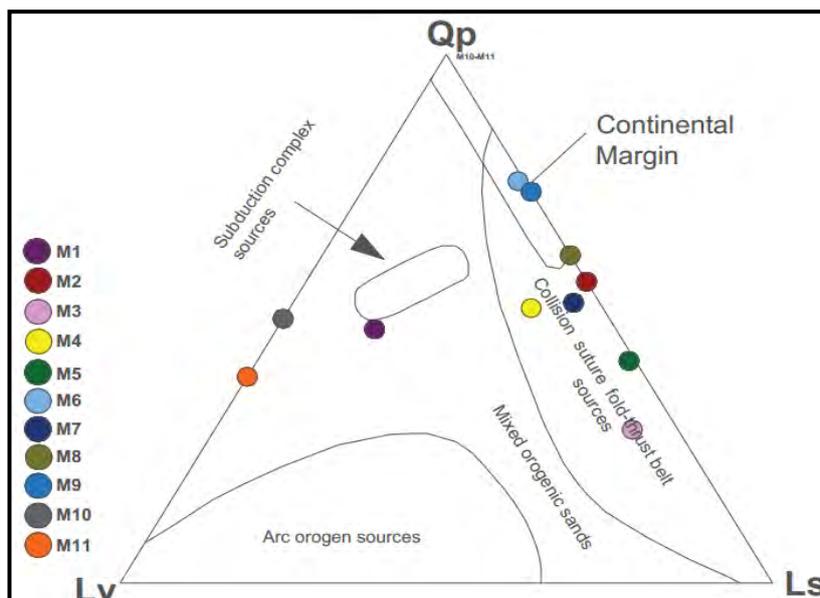


Figura 6.7 Diagrama ternario de discriminación de procedencia Qp-Ls-Lv (Ingersoll y Suczek, 1979, Dickinson y Suczek ,1979).

6.4.3. Diagrama Lm-Lv-Ls

Estos diagramas se basan en la identificación de los fragmentos líticos, en sus tipos, metamórficos, sedimentarios y volcánicos para la determinación del sitio tectónico (**Fig. 6.8**). Teniendo en cuenta la composición de los fragmentos líticos, el área de aporte es predominantemente sedimentario y metamórfico para las areniscas a la base de la sección lo que sugiere un ambiente tectónico de margen continental de rift-sutura de cinturón y para las areniscas al tope de la sección un aumento de líticos volcánicos.

La predominancia de líticos sedimentarios y metamórficos en las areniscas a la base de la sección es debido al reciclamiento del basamento mientras que la predominancia de líticos volcánicos para las muestras al tope se explica por la erosión de facies volcánicas con las que se intercala.

La predominancia de líticos sedimentarios y metamórficos en las areniscas hacia la base (M2-M9), las cuales están constituidas por rocas metamórficas (cuarcitas, pizarras) de mediano a alto grado, que dan como resultado areniscas cuarzosas, con una alta relación Q_m/Q_p y menor proporción de feldespatos y líticos, refuerza la idea de que el área fuente de las areniscas en la base están relacionada con el reciclamiento del basamento metamórfico y otros cuerpos granitoides.

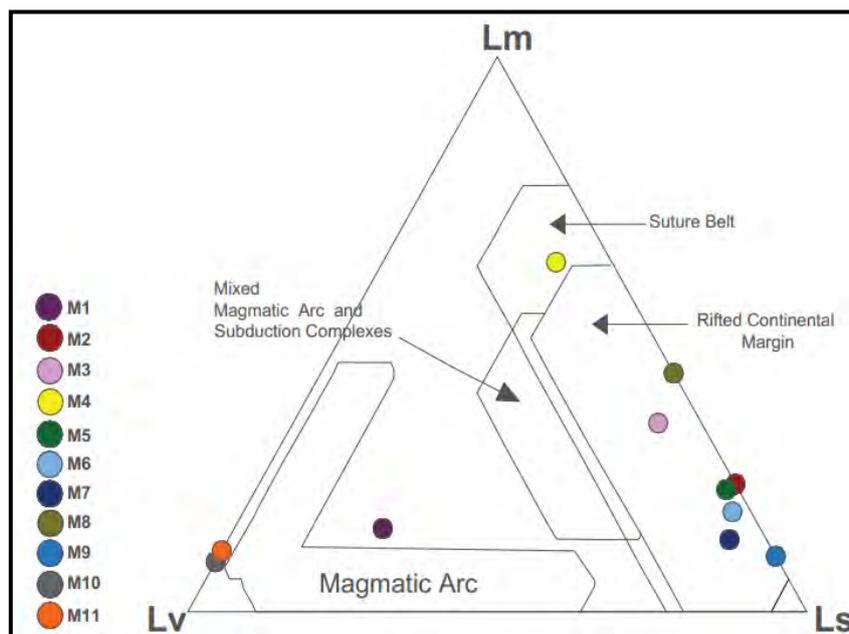


Figura 6.8 Diagrama Ternario de discriminación de procedencia Lm-Ls-Lv (Ingersoll and Suczek ,1979).

6.4.4 Diagrama Q-F-L (Garzanti et al., 2001)

El diagrama ternario QFL de Garzanti et al. (2001), modificado por Marsaglia et al. (2007) proponen un diagrama QFL actualista en ambientes de tipo rift. De acuerdo con Garzanti et al. (2001) y Marsaglia et al. (2007), las procedencias de: 1) rift no disectados asociados con zonas de sutura/orógeno se caracterizan por arenas de cuarzo recicladas derivadas de las secuencias que cubren a las rocas cratónicas y que progresivamente tienden a ser cuarzo-feldespáticas, conforme se erosionan los terrenos cristalinos más profundos que son exhumados de bloques antiguos amalgamados durante los procesos orogénicos; 2) los márgenes de rift volcánicos no disectados están representados por una mezcla de sucesiones sedimentarias previas al rift y de rocas del basamento que son expuestas en los bloques del rift exhumados. Las areniscas del Grupo Mitu analizadas, pueden proceder entonces del hombro del rift sin disectar influenciado con rocas de fuentes de cratón, basamento, y de las secuencias pre-rift y sutura de orógeno (**Fig. 6.9**), de acuerdo a la propuesta de Garzanti et al. (2001) y Marsaglia et al. (2007).

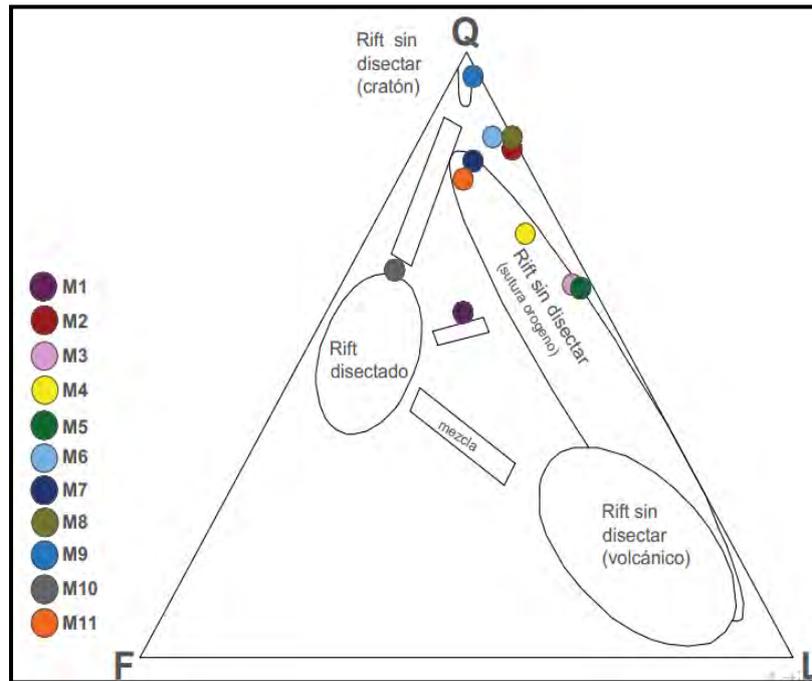


Figura 6.9 Los campos mostrados corresponden a la propuesta de Garzanti et al. 2001 y Marsaglia et al. 2007.

6.5 Índices composicionales y reciclamiento

Con la finalidad de documentar y cuantificar los componentes detríticos de las muestras de areniscas se han elaborado distintos índices de reciclamiento y canibalismo a partir de las relaciones existentes entre los diferentes componentes clásticos, que permiten conocer la evolución de la composición, grado de transporte y tipo de área fuente de los estratos arenosos. Los resultados fueron variables representadas por Q_t , Q_m y Q_p que justifican los procesos de transporte y madurez textural; mientras que F , P , L_m , L_v , L_s , corresponden a las variables que controlan la composición del área fuente y canibalismo. Este estudio tiene los siguientes objetivos: a) confrontar diversos parámetros petrográficos como son; Q_p/Q_t vs F/Q_t , P/K vs L_m/Q_m , L_m/L_v vs L_s/Q_m , y b) evidenciar los procesos sedimentarios asociados con las discordancias presentes dentro de los estratos de areniscas en la columna estratigráfica del Grupo Mitu.

Los depósitos sedimentarios en la columna estratigráfica en la zona de Marangani del Grupo Mitu presentan discordancias angulares-erosivas que implican cambios tectono-sedimentarios. Tomando en cuenta que estas discontinuidades tectono-sedimentarias implican cambios en las áreas de aporte relacionadas con procesos tectónicos, así como también marcan cambios dentro del registro sedimentario que se marcan en la composición de las areniscas.

Los parámetros que enfrenta las relaciones F/Q_t versus Q_p/Q_t indican que las muestras M1-M2-M3-M4 son texturalmente más maduras que las muestras M5-M6 estas son las más inmaduras estas fluctúan a M7-M8-M9-M10-M11 que son más maduras texturalmente y están enriquecida en cuarzo. El fuerte incremento en la relación Q_p/Q_t indica una mayor participación de las áreas

fuentes metamórficas de bajo grado. Adicionalmente, la disminución progresiva del valor F/Qt refleja la pérdida progresiva en aportes de las áreas de rocas volcánicas proveedoras de feldespatos. Estos datos hacen pensar que las areniscas a la base de la secuencia Mitu tienen un origen netamente reciclado a partir de rocas del basamento, mientras que la muestra al tope (M10-M11) presentan mayor influencia de rocas volcánicas (**Fig.6.10**).

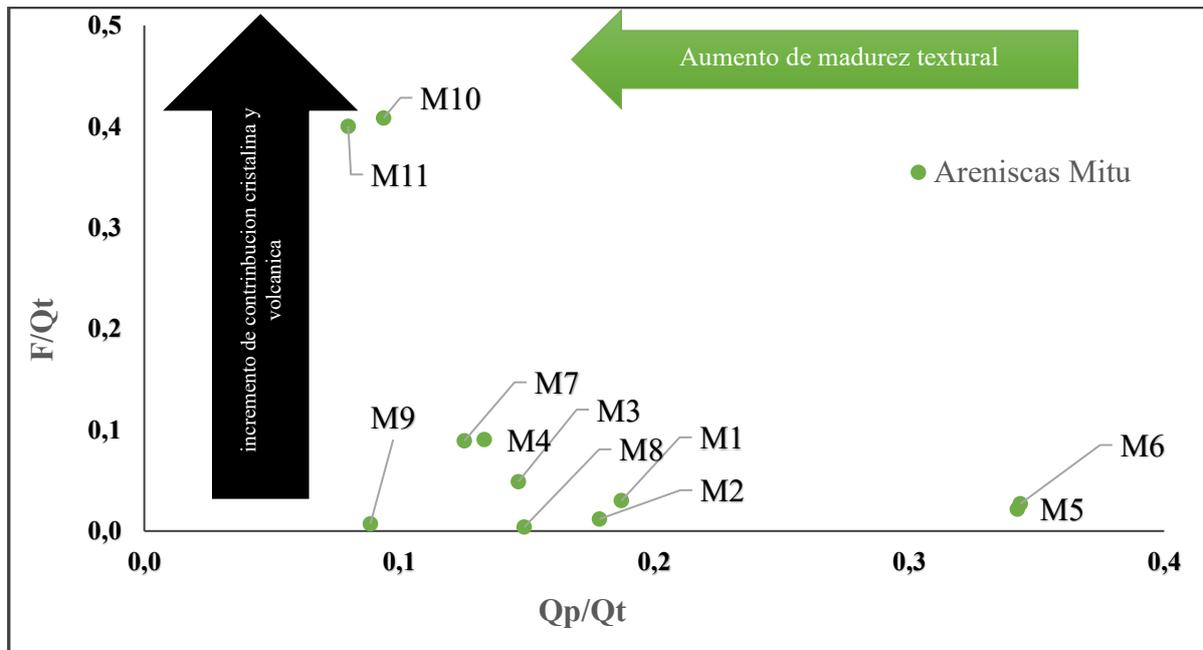


Figura 6.10 Relación entre los índices composicionales: Qp/Qt y F/Qt (feldespato/cuarzo total) en las areniscas del Grupo Mitu.

La relación Lm/Lv se ha utilizado para discriminar la influencia de las áreas fuentes del tipo metamórficas versus volcánica. Esta relación indica para las muestras M1-M3-M4-M5-M6 están más enriquecidas de rocas que conforman el basamento por la presencia de un elevado aporte de rocas metamórficas de grado bajo a alto, las muestras M7-M10-M11 están más influenciadas por rocas volcánicas (**Fig.6.11**).

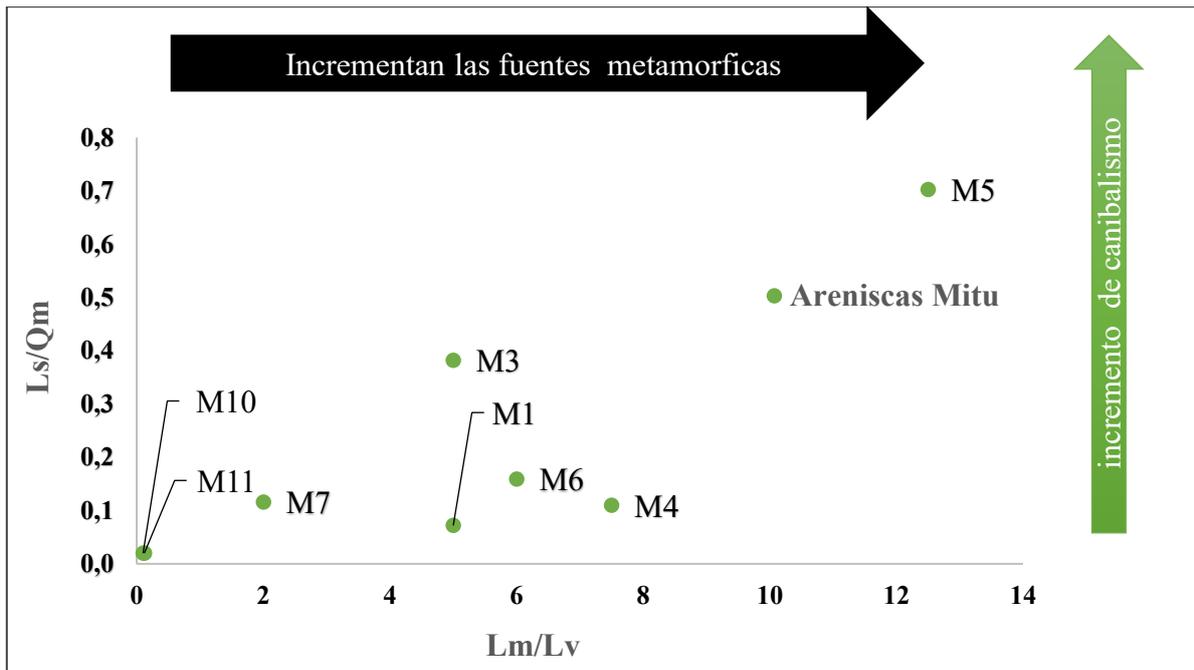


Figura 6.11 Relación entre los índices composicionales Lm/Lv y Ls/Qm en las areniscas del Grupo Mito.

El grado de canibalismo y de reciclamiento sedimentario, se evaluó con la relación Ls/Qm que sugiere que las muestras M6-M5 sufrieron mayor reciclaje y presentan mayor aporte de material sedimentario del tipo arenisca y lutita. Las muestras M1-M2-M3-M4-M7-M8-M9-M10-M11 marcan el aporte de rocas metamórficas y volcánicas (Fig.6.12).

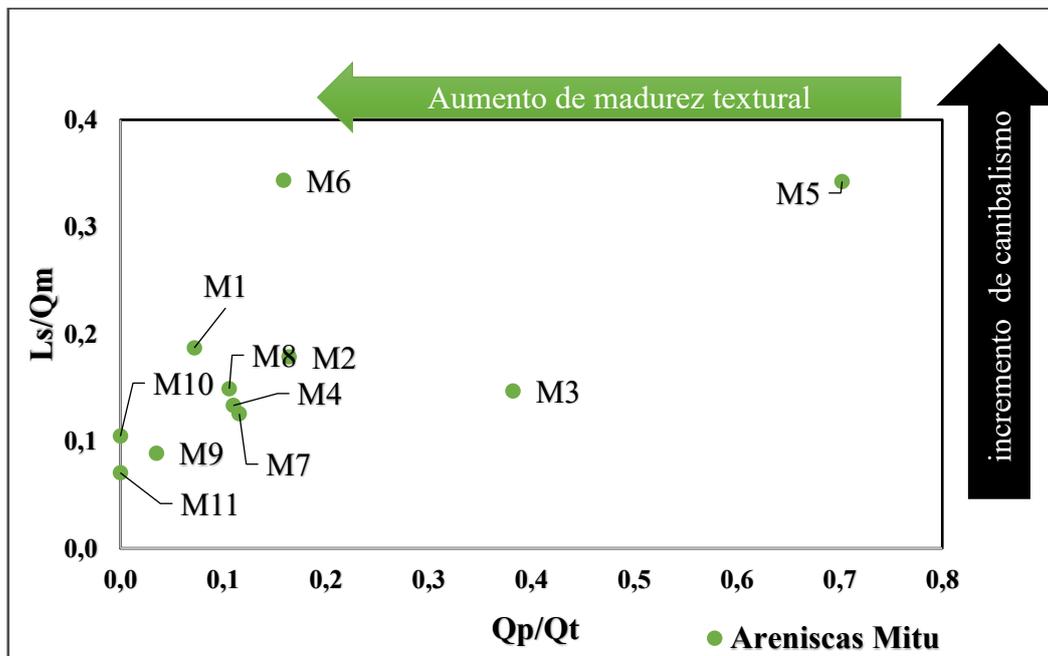


Figura 6.12 Relación entre los índices composicionales Ls/Qm y Qp/Qt en las areniscas del Grupo Mito.

6.5.1 Síntesis de los índices composicionales y de reciclamiento

Los cambios en los índices composicionales y de reciclamiento reflejan las actividades tectónicas y sedimentológicas que controlan la composición de las secuencias clásticas del Grupo Mitu. Como se ha descrito previamente, los cambios entre las muestras a la base y tope de la sección está representada por cambios abruptos en los diferentes parámetros, principalmente en Q_p/Q_t , F/Q_t y L_m/L_v (**Fig. 6.10**, **Fig. 6.11**, **Fig. 6.12**); diferencias atribuidas a los contactos erosivos que delimitan los diferentes depósitos arenáceos.

Las muestras al tope (M10-M11) intercaladas de acuerdo a la columna estratigráfica con flujos lávicos (**Fig. 4.4**) representa un nuevo periodo de actividad tectónica que genera aporte de material volcánico, las muestras M1-M2-M3-M4-M5-M6-M7-M8-M9 ubicadas en la base y parte media de la columna estratigráfica muestran un incremento de material metamórfico y sedimentario posiblemente procedente del basamento.

6.6 Clima y Relieve

Weltje et al. (1998) proponen un diagrama para determinar las condiciones climáticas y el relieve en donde se depositan los sedimentos clásticos. Dicho diagrama fue realizado por medio de observaciones actuales en diversas cuencas del mundo y enfrenta las relaciones logarítmicas de Q/F y Q/R .

El diagrama está dividido en dos áreas, con respecto al tipo de roca (metamórfica / sedimentaria y plutónica), cada una de estas áreas está dividida en cuatro campos.

En este diagrama las muestras se encuentran dentro de los campos 0-1-2-4, cada campo indica el reciclaje y sedimentación de las areniscas del Grupo Mitu, según el diagrama (**Fig. 6.13**), podemos deducir:

- **M1-M2-M3-M4-M5-M10**: Las muestras en el campo 1 fueron depositadas dentro de montañas moderadas en un clima semihumedo-templado.
- **M6-M7-M11**: Las muestras en el campo 2 pudieron ser depositadas dentro de llanuras bajas en un clima semihumedo o dentro de montañas moderadas en un clima tropical.
- **M9**: Las muestras en el campo 4 fueron depositadas dentro de llanuras bajas en un clima tropical

Los sedimentos trazados en dichos campos se derivan principalmente de terrenos graníticos gneisicos de fuerte erosión, que son areniscas ricas en cuarzo, pobres en feldespato y fragmentos de roca. La mayoría de areniscas Mitu derivan de la alteración de rocas metamórficas/sedimentarias.

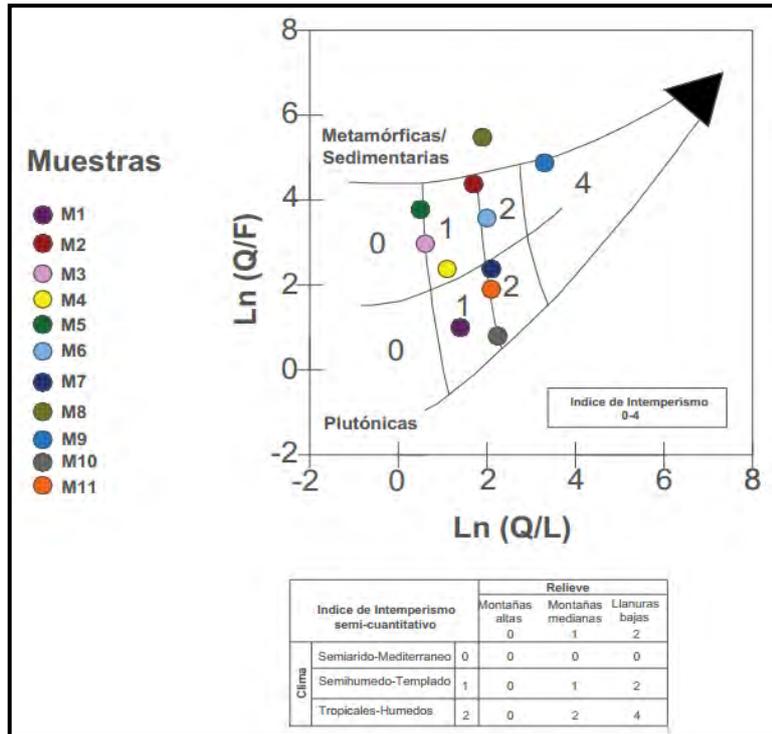


Figura 6.13 Diagrama binario que confronta la relación logarítmica de Q/F contra Q/FR. (Weltje et al. 1998).

El diagrama ternario de QFL de Suttner et al. (1981) sugiere que una alta abundancia de cuarzo y menor contenido de feldespato y fragmentos líticos indica la procedencia a partir de una roca de origen metamórfica en un clima húmedo para la mayoría de muestras y dos muestras a partir de una roca plutónica de clima húmedo (**Fig. 6.14**). Sin embargo, este diagrama en particular puede discriminar solo las fuentes de rocas metamórficas y plutónicas (condiciones húmedas o áridas), y no discrimina entre diferentes configuraciones tectónicas.

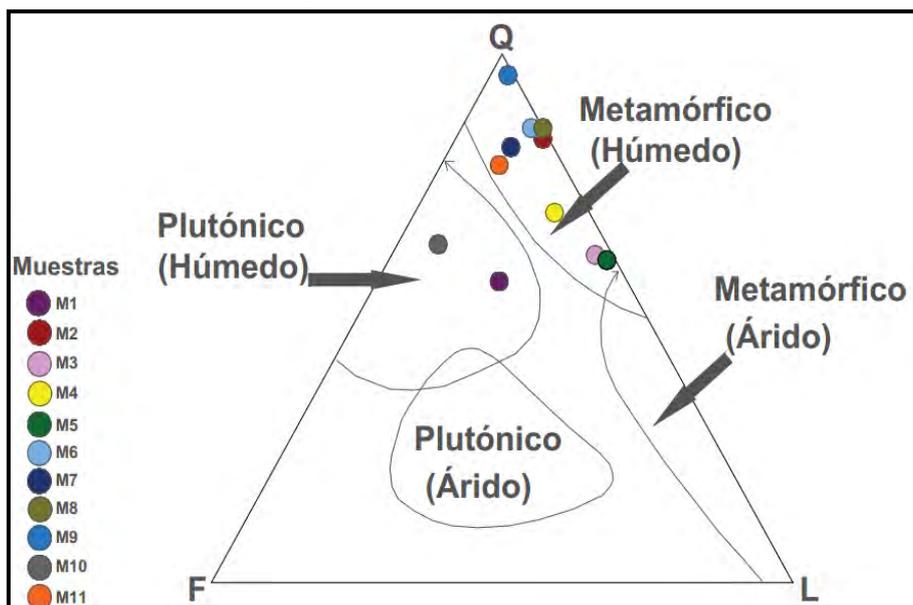


Figura 6.14 El efecto de la roca fuente en la composición de las areniscas Mitu utilizando el diagrama Suttner et al. (1981).

CAPITULO VII

GEOQUÍMICA

7.1 Metodología

Para este estudio se han tomado un total de 16 muestras representativas a lo largo de la columna Maranganí. La codificación para las muestras en el análisis geoquímico se muestra en la **tabla 7.1**. Estas incluyen: 5 muestras de lavas basálticas a fonolíticas, 5 muestras de flujos piroclásticos correspondientes al grupo de las ignimbritas y 6 fragmentos de areniscas. Todas estas muestras han sido analizadas geoquímicamente en los laboratorios de Acme Labs en Vancouver, Canadá. Los elementos mayores y algunos traza han sido medidos utilizando Espectrometría de emisión Óptica con Plasma Acoplado por Inducción (ICP-OES), mientras que los elementos traza y tierras raras fueron analizados por Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS). Los resultados están resumidos en las **Tablas 7.2, 7.3 y 7.5**.

7.2 Geoquímica de Lavas

7.2.1 Análisis Petrográfico

Las lavas son en general hipocristalinas y con presencia de vesículas. La fábrica de la mayoría de lavas es inequigranular, pero aún algunas texturas pueden ser observadas (afanítica, porfirítica, seriada y poiquilítica). En algunos flujos los cristales de plagioclasas exhiben texturas traquíticas, sin embargo, es poco frecuente debido a que la mayoría de cristales no se encuentran alineados. Aunque el grado de alteración es moderado, aún pueden observarse intercrecimientos de las tres fases dominantes (plagioclasa, olivino y clinopiroxeno subordinado). La matriz de las lavas es por lo general de grano fino a muy fino compuesto por una mezcla de plagioclasa, óxidos y/o minerales opacos, y en menor medida clinopiroxeno y olivino.

Las ignimbritas poseen texturas eutaxíticas y en su mayoría son ricas en líticos y cristales. Se hallan enriquecidos en componentes densos como biotita, hornblenda, plagioclasa, óxidos de hierro, y principalmente por clastos reciclados de ignimbritas, lavas y areniscas rojizas. En algunos casos las biotitas, hornblendas, cuarzos y fragmentos líticos adoptan una distribución imbricada y alineada, como resultado del fuerte cizallamiento durante el movimiento del flujo piroclástico. En algunos casos es posible observar aún trizas vítreas pervasivamente alteradas, así como litofisas lentiformes relativamente desarrolladas.

Las areniscas varían desde bien a moderadamente clasificadas, hasta, en menor medida, mal clasificadas. Los principales constituyentes del armazón clástico en orden de abundancia son cuarzo (50-70%), líticos (10-25%) y feldespatos (10-15%). La matriz es principalmente del tipo protomatrix y ortomatrix, lográndose observar las variantes epimatrix y pseudomatrix en ambientes volcánicos y de manera local respectivamente. La cantidad de matriz observada varía entre 10% y

30%, y está compuesta por minerales arcillosos no diferenciados, así como material volcánico fino y dolomítico recristalizado. La cantidad de cemento de carbonatos, arcillas y óxidos de hierro es del orden del 5%. El análisis petrográfico muestra que la composición de las muestras es relativamente homogénea en dos grupos: facies cuarzolíticas hacia la base de la sección (mas enriquecidas en cuarzo) y facies litocuarzosa hacia el tope de la sección (con un mayor enriquecimiento de líticos sedimentarios y volcánicos)

MUESTRA EN CAMPO	MUESTRA EN LA GEOQUIMICA
MAR-001	S1
MAR-003	S2
MAR-005	S3
MAR-007	S4
MAR-009	I3
SV-007	I1
SAN-008	I2
SAN-010	L1
SAN-013	S6
SAN-017	L4
SAN-017B	L5
SAN-027	I4
SAN-028	I5
SAN-030	S5
SAN-031	L2
P-12	L3

Tabla 7.1 Codificación de las muestras analizadas geoquímicamente lo largo de la Sección Marangani-Sicuani.

Muestra N°	L1 (SAN-10)	L2 (SAN-0.31)	L3 (P-12)	L4 (SAN-017)	L5 (SAN-017-B)
Roca	basalto alcalino	foidita	fonolita	fonolita	fonolita
wt. %					
SiO ₂	37.32	38.59	53.30	53.35	53.82
Al ₂ O ₃	13.98	11.69	18.07	18.11	18.00
Fe ₂ O ₃	11.15	16.21	8.55	7.92	8.21
MgO	0.75	9.55	1.51	1.85	1.25
CaO	14.32	7.79	2.21	2.63	2.06
Na ₂ O	3.33	3.45	6.82	7.29	7.26
K ₂ O	2.97	1.29	4.32	4.06	4.25
TiO ₂	2.24	3.55	0.36	0.34	0.28
P ₂ O ₅	0.41	1.15	0.48	0.47	0.39
MnO	0.23	0.25	0.16	0.21	0.18
Cr ₂ O ₃	0.038	0.022	0.004	0.003	0.003
LOI	13.1	5.9	3.8	3.4	3.9
TOTAL	99.84	99.44	99.58	99.63	99.60
ppm					
Ba	135	410	474	368	440
Ni	51	148	23	5	5
Sc	22	9	2	2	2
Be	2	7	6	7	7
Co	8.1	53.9	7.6	8.2	6.6
Cs	16.9	113.7	41.3	30.1	41.0
Ga	20.0	25.3	20.9	22.2	21.4
Hf	5.1	8.7	15.7	15.7	16.3
Nb	25.0	83.0	110.9	109.6	110.7
Rb	133.9	61.6	62.8	55.7	56.0
Sn	1	2	5	5	5
Sr	269.3	1032.0	1121.1	1008.8	916.5
Ta	1.5	5.3	8.0	8.0	8.4
Th	3.5	6.8	12.4	11.8	12.4
U	1.2	1.3	2.1	6.0	1.7
V	237	246	13	2	2
W	0.6	0.8	1.4	1.5	1.4
Zr	212.2	389.1	812.2	819.9	822.8
Y	26.7	19.2	28.2	29.0	27.4
La	25.2	67.5	72.3	74.0	73.1
Ce	54.5	132.5	130.3	132.2	131.8
Pr	6.99	15.77	13.30	13.70	13.10
Nd	29.5	60.7	45.5	46.7	43.5
Sm	6.54	10.69	7.70	7.68	7.13
Eu	1.98	3.27	2.39	2.42	2.34
Gd	6.69	9.24	6.33	6.28	6.20
Tb	0.98	1.16	0.96	0.98	0.91
Dy	5.30	5.12	5.41	5.45	5.15
Ho	0.98	0.80	1.06	1.08	1.06
Er	2.73	1.65	2.99	3.08	2.99
Tm	0.37	0.17	0.46	0.46	0.44
Yb	2.05	0.86	2.89	3.01	2.86
Lu	0.32	0.12	0.43	0.46	0.45
TOTAL ET+REE	1316.13	2932.25	3059.62	2813.00	2794.63

Tabla 7.2 Resultados de análisis geoquímico en lavas.

7.2.2 Elementos Mayores y Traza

7.2.2.1 Clasificación de rocas volcánicas

Las composiciones químicas de roca total de los flujos de lavas del Grupo Mitu en el área de Maranganí exhiben importantes similitudes tanto en afinidad geoquímica y ambiente tectónico, así como características evolutivas magmáticas en el contexto de un ambiente tectónico extensional. Estas lavas poseen una tendencia al enriquecimiento de K_2O (1.29-4.32 wt%) desde la base hacia el tope de la sección, con ratios K_2O/Na_2O que varían entre 0.37 y 0.89. Estas rocas muestran un enriquecimiento alcalino importante hacia el tope de la sección y pueden ser subdivididos en dos grupos basado en la clasificación TAS (Middlemost 1994, **Fig. 7.1a**), así como por la clasificación según el diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti (Winchester y Floyd 1977, modificado por Pearce, 1996, **Fig. 7.1b**). Para esta subdivisión se ha considerado utilizar el diagrama de elementos traza Nb/Y vs. Zr/Ti, debido a que estos elementos presentan nula o escasa movilidad durante procesos de alteración, metasomatismo e intemperismo; y por el LOI relativamente alto presente. Para identificar y discriminar el grado de alteración de las lavas se ha utilizado el índice geoquímico de meteorización FMW (Ohta y Arai 2007, **Fig. 7.1c**), que considera las siguientes variables en el diagrama ternario: F (fuente félsica), M (fuente máfica) y W (intensidad de meteorización-alteración). Las lavas del Grupo Mitu se ubican muy cerca de la curva de rocas fuente inalteradas, indicando escasos signos de meteorización, probablemente controlado por la formación limitada de arcillas (Al, K, Na y Ca) derivadas de rocas de composición máfica a intermedia. El uso de este índice FMW nos indicaría de las lavas no han sufrido modificación geoquímica importante y que el sistema de clasificación TAS podría ser utilizado correctamente. Sin embargo, este sistema puede ser muy sensible a las variaciones de K_2O , Na_2O y SiO_2 , debido a la formación de arcillas y a la presencia de vesículas volcánicas. Por ello, en el diagrama TAS (**Fig. 7.1a**) se puede observar que las lavas varían desde el grupo de tefrita-basanitas (muestras L1 y L2) hacia tefro-fonolitas (muestras L3, L4 y L5), lo cual evidencia un grado fuerte de enriquecimiento alcalino hacia el tope de la sección. Estos resultados pueden ser afinados utilizando elementos traza (Zr, Ti, Nb, Y) (**Fig. 7.1b**) que poseen escasa o nula movilidad por procesos de intemperismo-alteración. Así, las lavas del Grupo Mitu han sido agrupadas de la siguiente manera:

El primer grupo corresponde a lavas alcalinas-ultraalcalinas básicas del grupo basalto alcalino-foidita (L1 y L2) que poseen contenidos de cuarzo de 37.32 y 38.59 wt. % respectivamente. El segundo grupo incluye lavas fonolíticas (L3, L4 y L5) con contenidos de cuarzo de entre 53.30 y 53.82 wt. %. Mientras que L1 posee claramente valores geoquímicos propios de una lava basáltica alcalina con posible presencia de feldespatoides y escasez de olivinos ($MgO= 0.75$ wt. %); L2 evidencia pertenecer al grupo de las foiditas con contenido importantes de olivino ($MgO= 9.55$ wt. %). Esta consiste de una roca volcánica ultraalcalina básica, que presenta un contenido de

feldespatoides que llegan al 60% (nefelina, leucita, sodalita, etc.). Dependiendo del porcentaje de feldespatoides con respecto a la plagioclasa o feldespato alcalino, L2 podría ser considerado dentro del grupo foidita tefrítica o basanítica. L3, L4 y L5 se agrupan en el campo de las fonolitas (**Fig. 7.1b**). Estas rocas poseen una geoquímica más evolucionada que L1 y L2. Generalmente suelen poseer variables cantidades de feldespatoides principalmente de nefelina, así como también sodalita, hauynita o leucita, que pueden reemplazar feldespatos y plagioclasas. Su relativa alta viscosidad y baja densidad, permite su emplazamiento y formación de reservorios de magmas fonolíticos a pocos kilómetros de la superficie, permitiendo la subsecuente formación de volcanes activos de larga duración, así como la formación de fenocristales en un ambiente de fusión parcial de bajo grado e hiper alcalinidad. Se asume que la formación de estas lavas fonolíticas están relacionadas al ascenso de magmas ultramáficos profundos (>50 km) y la asimilación-fusión parcial con la corteza continental, produciendo durante su ascenso desde niveles relativamente profundos magmas basálticos-foidíticos (L1 y L2), pasando por tefrita, fono-tefrita, tefro-fonolita, fonolita (L3, L4, y L5) y siguiendo su proceso evolutivo hasta llegar a sienitas nefelíticas. Los últimos episodios de fusión residual tienden a enriquecer los magmas en K_2O y N_2O , brindando la naturaleza hiper alcalina a los magmas fonolíticos.

Por otro lado, las ignimbritas del Grupo Mitu en Maranganí se ubican en el campo de las riolita/dacitas y traquitas (**Fig. 7.1b**) según el diagrama Nb/Y vs. Zr/Ti (Winchester & Floyd, modificado por Pearce 1996). El análisis de elementos mayores en ignimbritas incluye elevados contenidos de SiO_2 (71.64-75.21%), Al_2O_3 (12.18-13.62%), así como altas pero variables concentraciones de álcalis (K_2O+Na_2O , entre 5.93-8.94%) y bajos contenidos de CaO (<1%) y TiO_2 (<0.25%). Así mismo, los valores de Fe_2O_3 son mayores a 2% incrementando proporcionalmente al incremento de Ti. Estos criterios sumados a un índice $Na + K/Al > 1$ sugieren una afinidad hiperalcalina para la fuente magmática o una compleja y variada asimilación de componente cortical. Todas las muestras poseen valores concordantes con la expresión $Al_2O_3 > 1.33FeO+4.4$, situándolas en el campo de las comenditas (MacDonald, 1974; modificado por Kozlovsky et al., 2007, **Fig. 7.2b**). Sin embargo, esta afinidad comendítica de las ignimbritas, así como su hiperalcalinidad podrían haber sido previamente afectadas por procesos de meteorización, alteración y asimilación. Según el índice geoquímico de meteorización FMW (Ohta y Arai 2007, **Fig. 7.1c**), todas las ignimbritas han sufrido procesos de meteorización y alteración intensos, pero al mismo tiempo poseen un moderado LOI (Loss of ignition) promedio de 1.92. Esta variación está controlada muy probablemente por un alto grado de asimilación de fragmentos de la corteza continental a niveles casi superficiales. Como resultado de estos procesos, se han producido cambios significativos principalmente en la composición química de elementos mayores y traza móviles, así como en un incremento importante de la peraluminosidad (**Fig. 7.2a**) y variaciones

móviles, así como en un incremento importante de la peraluminosidad (**Fig. 7.2a**) y variaciones importantes del componente alcalino.

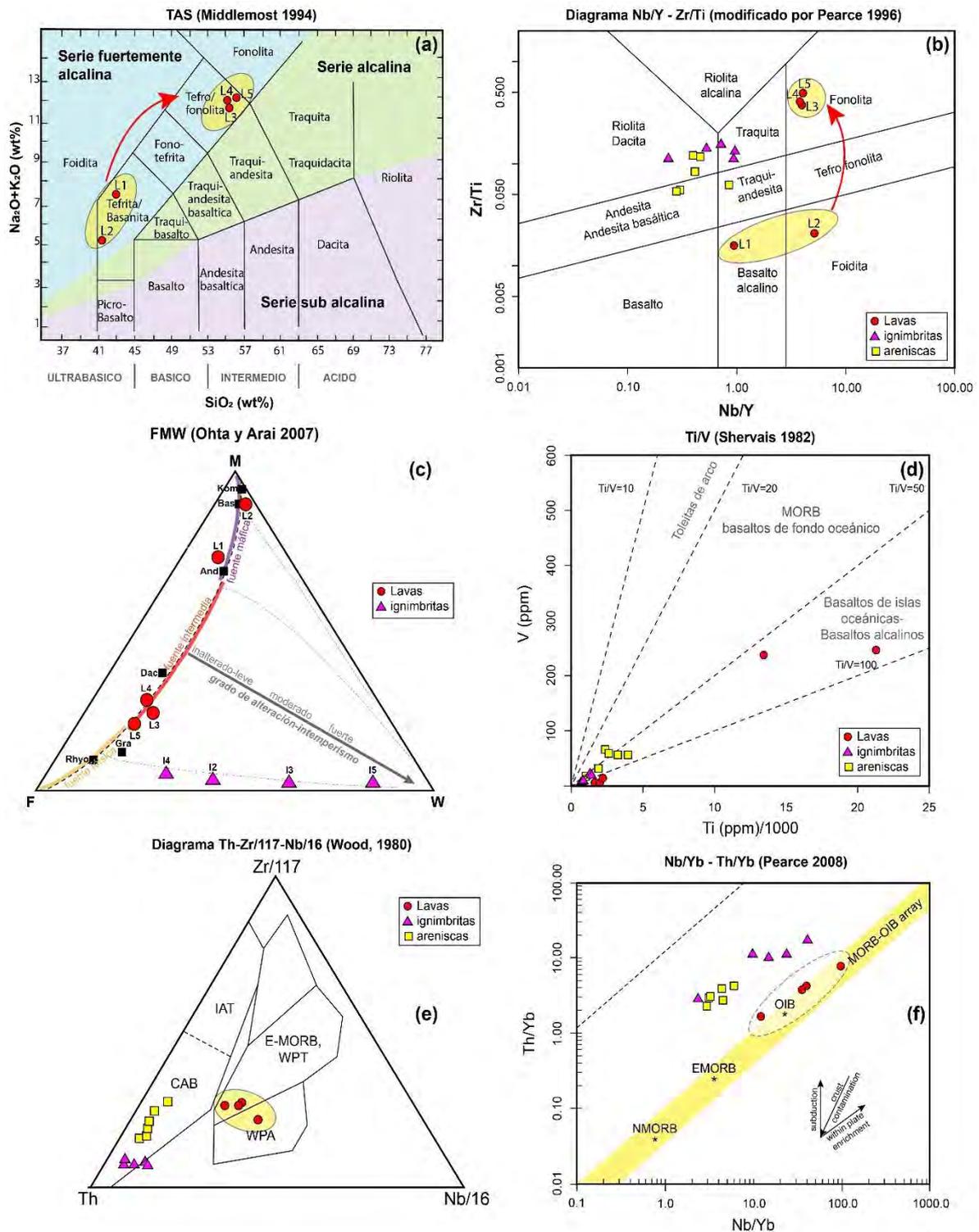


Figura 7.1 (a) Diagrama TAS de total álcali vs. sílica (Middlemost 1994). (b) Clasificación de rocas ígneas Nb/Y vs. Zr/Ti (Winchester & Floyd 1977, modificado por Pearce 1996). (c) Clasificación de intensidad de intemperismo-alteración según Ohta y Arai (2007). (d) Diagrama de discriminación tectónica Ti vs. V según Shervais (1982). (e) Diagrama de discriminación tectónica Th-Zr/117-Nb/16 según Wood (1980). (f) Clasificación de fuentes magmáticas Nb/Yb vs. Th/Yb según Pearce (2008).

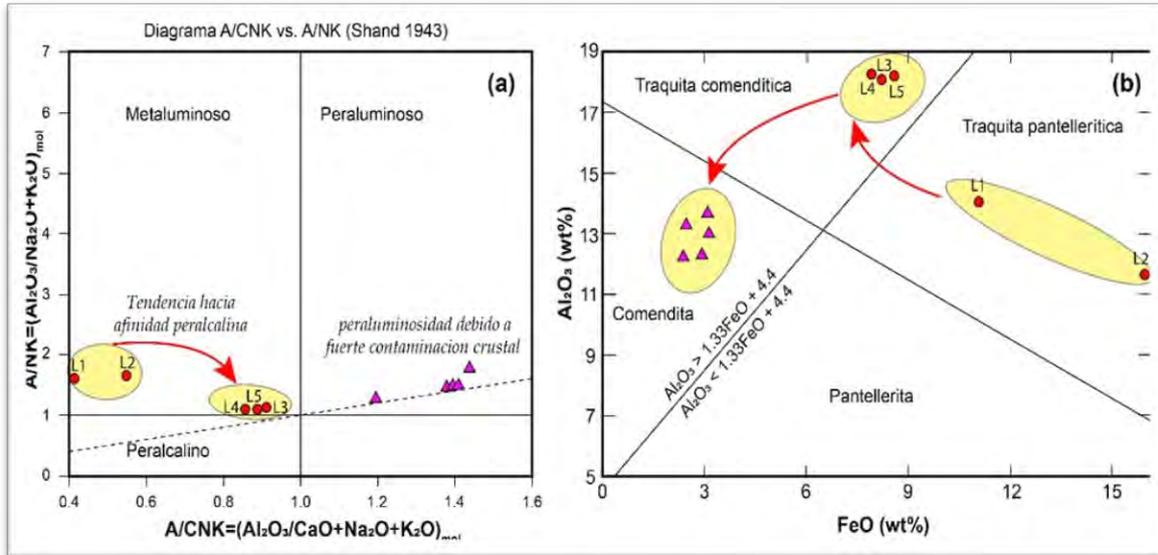


Figura 7.2 (a) Diagrama de discriminación A/CNK vs. A/NK (Shand 1943). (b) Diagrama de discriminación por afinidad peralcalina (FeO vs. Al₂O₃, propuesto por Macdonald 1974; modificado por Kozlovsky et al., 2007).

De acuerdo con Shand (1943), existen 3 tipos de saturación de alúmina en rocas intrusivas y volcánicas: peraluminosa o sobresaturado en alúmina ($Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$), metaluminosa o saturado en alúmina ($K_2O + Na_2O + CaO > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$) y peralcalina o pobre en alúmina ($K_2O + Na_2O > Al_2O_3$). Las rocas peraluminosas se forman por fusión intensa de metasedimentos o por haber sufrido contaminación crustal. Las rocas metaluminosas se forman por fusión parcial de rocas metaígneas o son resultado del fraccionamiento de magmas derivados del manto. Las rocas peralcalinas son aquellas que están asociadas a zonas extensionales tipo rift o plumas mantélicas. Sin embargo, bajo ciertas circunstancias algunos magmas félsicos peraluminosos pueden formarse por un amplio fraccionamiento de magmas derivados del manto. En las ignimbritas moderada a intensamente alteradas, la peraluminosidad puede incrementarse artificialmente como consecuencia de la fácil lixiviación de componente alcalino y compleja asimilación crustal, resultando en la concentración alta de alúmina en minerales de alteración. Por ello, una interpretación basada en elementos mayores podría conducir a errores. Sin embargo, algunas interpretaciones basadas en elementos traza inmóviles deberían que ser cuidadosamente tratadas.

Para el caso de las lavas, a pesar de un alto LOI promedio de 6.02, es posible aún realizar un análisis de aluminosidad, debido al bajo índice de meteorización y alteración FMW que presenta (Ohta y Arai 2007, **Fig. 7.1c**). El diagrama A/CNK vs. A/NK (Shand 1943, **Fig. 7.2a**) sugiere que las lavas muestran una tendencia evolutiva magmática que va desde basalto alcalino-foidita metaluminosas (L1, L2) hacia fonolitas aún metaluminosas, pero con tendencia hacia una afinidad peralcalina (L3, L4, L5). Según el diagrama FeO vs. Al₂O₃ (propuesto por Macdonald 1974; modificado por

Kozlovsky et al., 2007, **Fig. 7.2b**), todas las lavas tendrían una tendencia hacia una afinidad traquítica pantellerítica-comendítica.

Los magmas basálticos alcalinos que evolucionan hacia magmas fonolíticos forman parte de un sistema de evolución magmática generada por cristalización fraccionada a diferentes niveles de profundidad y bajo diferentes condiciones de fusión mantélica y crustal durante el ascenso del magma y la formación de pequeños reservorios de magma. El vulcanismo de la sección Marangani representa una porción de todo un sistema magmático complejo que se desarrolló en un ambiente extensional o cuenca Mitu que comprende desde magmas sub alcalinos, alcalinos, traquíticos, foidíticos, fonolíticos y peralcalinos. Es decir, la sección Marangani representa una pieza importante en el entendimiento del magmatismo Mitu.

7.2.2.2 Elementos Traza y REE: Fuente Magmática y Ambiente Tectónico

El resultado de los análisis de elementos traza y tierras raras (REE) para las lavas se presentan en la **Tabla 7.2**, y para las ignimbritas en la **Tabla 7.3**. Los resultados en las lavas muestran evidencias de enriquecimiento, empobrecimiento y correlación entre elementos que representan líneas de evolución magmática desde el inicio hasta el final del vulcanismo presente a lo largo de la sección Marangani. Los elementos compatibles presentan gran afinidad por los minerales de Fe–Mg, con la ocurrencia de piroxeno, espinela, magnetita y olivino. El SiO₂ para elementos compatibles muestra correlación negativa con Cr y V. Por otro lado, revisando los elementos incompatibles versus SiO₂, se observa correlación positiva con Nb, Zr, Hf, Ta, Th y La.

El diagrama multielemental de REE normalizado a la condrita (Boynton 1984, **Fig. 7.3b**) muestra un enriquecimiento de Tierras raras livianas o “*Light Rare Earth Elements (LREE)*” (La, Ce, Nd, Sm) comparado a las tierras raras pesadas o “*Heavy Rare Earth Elements (HREE)*” (Gd, Dy, Er, Yb), con valores generales de $La_N/Yb_N = 8.29 - 52.92$ y sin presentar anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = 0.92 - 1.08$), indicando la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa en las lavas.

Todas las muestras evidencian una clara afinidad con una fuente tipo OIB (“*Ocean Island Basalts*”), sin embargo, se pueden diferenciar cambios composicionales a través de un fraccionamiento de la fuente durante la evolución magmática. La muestra de basalto alcalino (L1) presenta valores de $La_N/Sm_N = 2.42$, $La_N/Eu_N = 3.02$ y $Tb_N/Yb_N = 2.11$; mientras la muestra de Foidita (L2) muestra valores de $La_N/Sm_N = 3.97$, $La_N/Eu_N = 4.89$ y $Tb_N/Yb_N = 5.95$; evidenciando que en L2 se dió mayor enriquecimiento de LREE comparado con HREE, que se haya empobrecido, probablemente debido a cambios composicionales y fraccionamiento de la fuente mantélica durante su ascensión y/o removilización hacia niveles más superficiales. Las fonolitas (L3, L4, L5) presentan valores muy similares de $La_N/Sm_N \sim 6.14$, $La_N/Eu_N \sim 7.17$ y $Tb_N/Yb_N \sim 1.43$; sugiriendo la existencia de una estabilidad composicional de la fuente tipo OIB con influencia o parcial contaminación de un componente cortical.

Según el diagrama de elementos traza normalizado al manto primitivo (McDonough & Sun 1995, **Fig. 7.3a**), todas las lavas poseen un enriquecimiento de elementos de baja carga y gran radio iónico o LILE (“*Large Ion Lithophile Elements*”) y anomalías negativas de Rb (58–134) y Ba (135–474); lo que sugiere una constante contaminación por componentes corticales, debido a que los componentes LILE pueden ser fácilmente extraídos del manto y concentrados en la corteza continental. Los elementos LILE particularmente, son los más móviles, en las fases fluidas ricas en agua, mientras que el comportamiento de los elementos de alto potencial iónico o HFSE (“*High Field Strength Elements*”), están mucho más controlados por la composición de la región fuente y por los procesos de fraccionamiento mineral/fundido, durante la evolución magmática.

El basalto alcalino (L1) posee anomalías negativas de Sr, Ba, Yb, mientras la foidita (L2) muestra anomalías negativas de Ba, U, Sr, Y, Yb, Lu y anomalías positivas de Ti, Zr, P; mostrando características similares a un ambiente de intraplaca con fuente tipo OIB.

Algunos elementos, principalmente pertenecientes al grupo HFSE, pueden tener fuerte influencia sobre minerales particulares, tales como Zr sobre zircón, P en el apatito, Sr en la plagioclasa, Ti, Nb y Ta en la ilmenita, rutilo y titanita. Si rocas de una provincia petrogenética particular exhiben patrones similares de picos y depresiones, esto sugiere que hay parentescos, procesos, o contaminantes, comunes. Este tipo de parentesco ocurre para el caso de las fonolitas de Maranganí. Las fonolitas (L3, L4, L5) están enriquecidas en HFSE como Nb (25–111), Ta (1.5–8.4), Zr (212–819) y otros; y así mismo muestra valores muy similares comparadas a fonolitas no influenciadas por subducción, como fonolitas de rift intracontinental (datos extraídos y comparados desde la base de datos global GEOROC, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc>). Los patrones generales normalizados al manto primitivo para las fonolitas de Maranganí muestran empobrecimiento de Ba, Sr, P y Ti, así como enriquecimiento de Pb, Zr y una pendiente relativamente positiva para los HREE.

En general todas las lavas muestran una afinidad en común tipo OIB, que han sufrido distintos procesos de fraccionamiento magmático y contaminación cortical compleja desde magmas alcalinos hasta fonolíticos en la secuencia volcánica de Maranganí.

El ambiente tectónico en el que se formaron las lavas en Maranganí ha sido estudiado utilizando diagramas de discriminación. En el diagrama V vs. Ti/1000 (Shervais 1982, **Fig. 7.1d**) todas las lavas e ignimbritas están ubicados en el campo de los basaltos de islas oceánicas (OIB) y basaltos alcalinos con ratios Ti/V >50. Este diagrama evidencia la escasa movilidad y preservación de los valores de Ti y V en las lavas e ignimbritas.

En el diagrama ternario Th–Zr/117–Nb/116 (Wood, 1980, **Fig. 7.1e**), las lavas se hallan distribuidas entre los campos de los basaltos alcalinos y toleíticos de un ambiente de intraplaca continental (“within-plate tectonic setting”). Para las ignimbritas, este diagrama no representa un ambiente

tectónico adecuado debido a las variaciones de Th por asimilación crustal. La variación de elementos incompatibles en las lavas, incluyendo Nb/Y, Zr/Nb, Nb/Yb, muestra que estas se agrupan de dos grupos: L1 y L2 con mayor variación en los ratios, probablemente por contaminación cortical; y L3, L4, L5 que presentan ratios casi idénticos. En conjunto, todas las lavas reflejan una fuente en común, así como parte de la evolución desde magmas máficos, debido a que estos permanecen invariantes durante la diferenciación fraccional.

Todas las lavas están enriquecidas en HFSE con ratios Nb/Yb > 10 (12.20–96.51) y se sitúan dentro del campo de basaltos de fondo medio oceánico (MORB) y basaltos de islas oceánicas (OIB) según del diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008, **Fig. 7.1f**), predominando el componente OIB. Solo L1 se sitúa ligeramente por encima del campo MORB-OIB, sugiriendo una mínima adición o una ausencia del componente cortical en la fuente mantélica. Para las ignimbritas es claro que el componente cortical ha jugado un papel importante en su contaminación y almacenamiento de fuentes magmáticas a niveles poco profundos.

La interpretación del comportamiento de tierras raras se vuelve más compleja para las ignimbritas, que poseen alto grado de contaminación cortical, y en donde el número de minerales accesorios, tales como apatito, zircón, monacita y allanita, tienen muy altos coeficientes de distribución de tierras raras que se concentran en ellos, produciendo una influencia desproporcionada en los patrones de tierras raras.

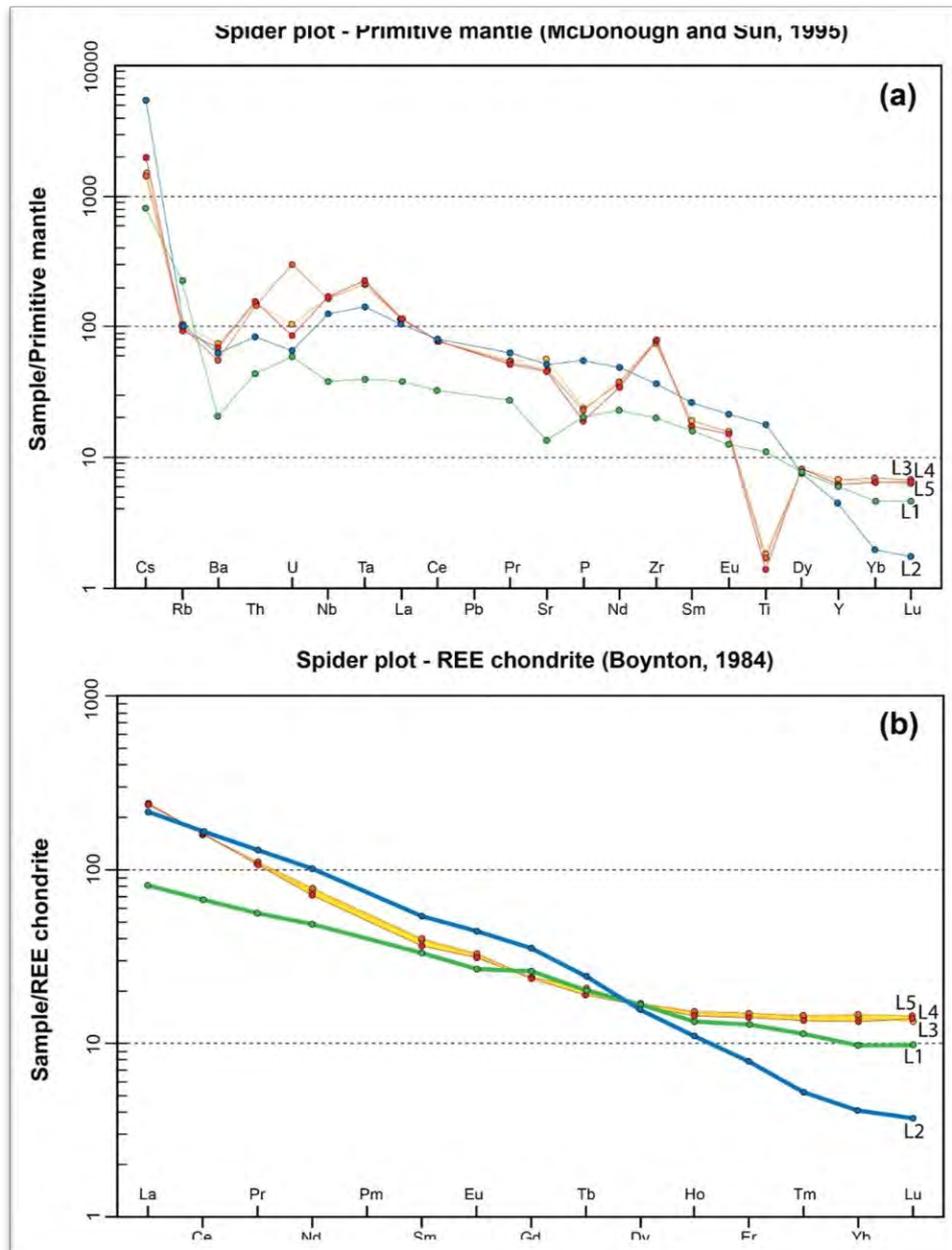


Figura 7.3 Diagramas multi-elementales para las lavas de la sección Marangani (L1 (base), L2, L3, L4, L5 (tope)) (a) Diagrama spider normalizado al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). (b) Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita (Boynton, 1984).

Muestra N°	I1 (SV-007)	I2 (SAN-008)	I3 (MAR-009)	I4 (SAN-027)	I5 (SAN-028)
Roca	traquita	riolita/dacita	traquita	traquita	riolita/dacita
wt.%					
SiO ₂	73.54	71.64	74.77	75.21	73.34
Al ₂ O ₃	13.27	13.62	12.34	12.18	12.99
Fe ₂ O ₃	2.43	3.08	2.89	2.36	3.11
MgO	0.33	0.31	0.30	0.40	0.47
CaO	0.22	0.34	0.27	0.90	0.27
Na ₂ O	0.90	1.99	1.07	0.76	1.27
K ₂ O	7.08	6.95	6.15	5.17	6.16
TiO ₂	0.11	0.21	0.15	0.12	0.23
P ₂ O ₅	0.22	0.17	0.17	0.09	0.20
MnO	0.0025	0.02	0.02	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005
LOI	1.8	1.5	1.8	2.7	1.8
TOTAL	99.90	99.83	99.93	99.91	99.86
ppm					
Ba	284	1036	651	157	218
Ni	5	5	5	5	5
Sc	4	3	4	3	4
Be	2	2	2	4	2
Co	3.5	1.8	2.3	2.7	3.4
Cs	13.1	6.6	5.3	11.8	15.0
Ga	23.3	17.7	19.3	17.3	16.3
Hf	3.6	5.7	3.7	3.8	4.7
Nb	21.7	15.3	18.4	15.8	10.8
Rb	295.9	200.0	154.7	184.5	188.8
Sn	8	3	3	6	2
Sr	60.6	113.5	26.7	21.0	19.8
Ta	1.9	1.2	1.5	1.5	0.9
Th	9.0	17.4	8.8	10.9	12.9
U	3.6	3.3	2.8	3.0	3.4
V	2	21	10	2	20
W	4.4	2.9	2.5	2.7	1.9
Zr	86.9	176.7	100.2	110.9	154.3
Y	22.6	29.1	19.7	22.2	45.7
La	13.0	47.3	12.3	23.3	21.6
Ce	27.3	94.7	28.5	50.6	49.4
Pr	3.58	11.45	4.12	6.20	6.28
Nd	12.9	42.5	16.3	23.4	25.4
Sm	4.11	8.35	4.78	5.98	5.87
Eu	0.18	0.98	0.42	0.59	0.60
Gd	5.14	8.03	5.32	6.06	6.98
Tb	1.03	1.23	0.94	0.96	1.31
Dy	5.10	6.21	4.46	4.75	8.25
Ho	0.67	1.00	0.62	0.73	1.76
Er	1.17	2.29	1.25	1.57	5.22
Tm	0.11	0.29	0.13	0.19	0.73
Yb	0.53	1.56	0.78	1.08	4.54
Lu	0.05	0.21	0.11	0.15	0.67
TOTAL ET+REE	929.97	1887.30	1120.93	710.66	867.51

Tabla 7.3 Resultados de análisis geoquímico en ignimbritas.

7.3 Geoquímica de Areniscas

Considerando las concentraciones de Na_2O , K_2O , SiO_2 y Al_2O_3 , las muestras evidencian cambios de la composición de las rocas fuentes desde la base hacia el tope de la sección (desde S1 hasta S6 respectivamente). S1, S2, S3 y S4 presentan bajas concentraciones de Na_2O (0.03-0.13 wt%), mientras que S5 y S6 poseen valores de 2.14 wt% y 2.24 wt% respectivamente. Los valores de K_2O varían aleatoriamente entre 1.84 wt% y 3.71 wt%. Mientras que el contenido de SiO_2 se mantiene entre 73.01 wt% y 90.01 wt%.

Según el esquema de Pettijohn et al. (1972; **Fig. 7.4a**), que clasifica a las muestras con base en las relaciones logarítmicas de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, las muestras se clasifican en dos grupos: hacia la base de la sección las cuarzoarenitas (S1, S2, S3, S4), pobres en Na_2O y ricas en cuarzo reciclado provenientes probablemente de fuentes pre-Mitu y syn-Mitu de componente mayormente sedimentario. Hacia el tope, el segundo grupo corresponde a las arenitas sub líticas, enriquecidas en Na_2O debido a la adición importante de componente volcánico de afinidad hipercalina.

Por otro lado, el diagrama de clasificación química de Herron (1988; **Fig. 7.4b**), el cual muestra la relación logarítmica entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, sitúa a todas las muestras en el campo de las arenitas cuarzosas. Sin embargo, se observa que existe la misma tendencia desde la base hacia el tope de la sección, evidenciándose una evolución del relleno sedimentario desde arenitas cuarzosas (S1, S2, S3, S4) hacia sublitoarenitas (S5, S6), muy similar a la **Fig. 7.4a**; así como periodos de mayor aporte de sílice a la cuenca y disminución de aporte de minerales ferro aluminosos (S3, S4). Estas clasificaciones geoquímicas clasifican muy similarmente a las areniscas, desde la base hacia el tope, de la sección Marangani, y se asemejan claramente a los resultados del análisis petrográfico previamente realizado.

La relación SiO_2 vs. Al_2O_3 muestra una correlación negativa moderada y la relación LOI vs. CaO una fuerte correlación positiva, con índices de correlación de Pearson de -0.77 y 0.95 respectivamente, sugiriendo la influencia del CaO proveniente de carbonatos reciclados desde el Grupo Tarma, así como incrementos de SiO_2 y disminución de Al_2O_3 durante ciclos de mayor reciclamiento sedimentario en la cuenca.

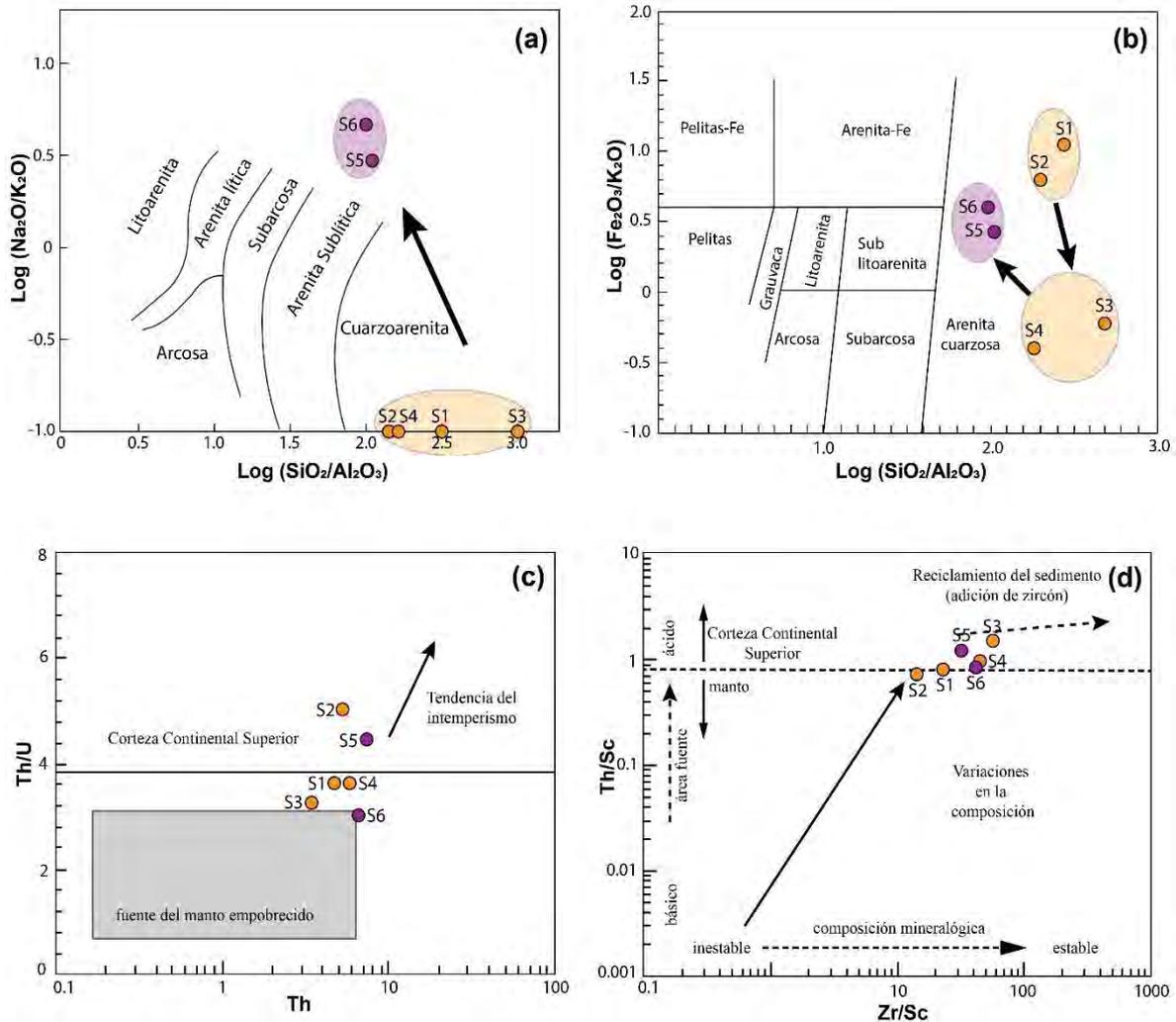


Figura 7.4 (a) Esquema de clasificación de areniscas que compara las relaciones logarítmicas de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Pettijohn et al. (1972). (b) Clasificación geoquímica para rocas sedimentarias propuesta por Herron (1988) utilizando relaciones logarítmicas de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$. (c) Diagrama Th vs. Th/U de acuerdo con McLennan et al. (1993). (d) Diagrama Zr/Sc vs Th/Sc de acuerdo a McLennan et al. (1993) modificada por Jenchen (2001).

7.3.1 Meteorización y Reciclamiento Sedimentario

La relación Th/U permite registrar la movilidad del Uranio durante condiciones de posible meteorización y reciclamiento sedimentario (McLennan et al., 1993). A diferencia del Th, el U se moviliza fácilmente durante meteorización y reciclamiento sedimentario, resultando en un incremento del ratio Th/U. A pesar de que los ambientes sedimentarios altamente reducidos pueden estar enriquecidos en U resultando en relación Th/U mínima, el intemperismo favorece la oxidación de un insoluble U^{4+} hacia un soluble U^{6+} , con su correspondiente pérdida de U y un incremento de los ratios Th/U. Las rocas de la corteza superior tienen un ratio promedio de 3.8 (Taylor & McLennan 1993). La relación Th/U para todas las muestras estudiadas varía entre 3.19 y 5.09, (Fig. 7.4c). La distribución desordenada de las muestras alrededor de la línea promedio de la corteza continental superior sugiere que los sedimentos han sido derivados de rocas fuente que han sufrido meteorización y reciclado previamente, y que temporalmente pudieron haber recibido componentes

volcánicos con afinidad crustal y/o mantélica, así como sedimentos reciclados de la misma cuenca Mitu. Ninguna muestra proviene directamente de una fuente sin reciclar o sin meteorización.

El grado de retrabajo y clasificación de los minerales en los sedimentos puede ser interpretado utilizando la relación Zr/Sc , considerando que el enriquecimiento es favorecido por una alta concentración de Zr (McLennan et al., 1993). Con el uso del ratio Th/Sc de las rocas sedimentarias se puede caracterizar el promedio de la procedencia y la evolución magmática. El diagrama Zr/Sc vs. Th/Sc (**Fig. 7.4d**) muestra una correlación positiva que podría indicar una evolución gradual del retrabajo sedimentario, así como del reciclaje sedimentario y subsecuente enriquecimiento de Zr hacia el tope de la sección. Hacia la base de la sección (S1 y S2) representan una etapa de retrabajo temprano con una posible menor influencia de componente volcánico. Hacia el tope (S3, S4, S5, S6) evidencian un importante cambio en la composición mineralógica y enriquecimiento de zircones. Todas las muestras han sufrido un progresivo y alto grado de meteorización y reciclado de sedimentos hacia el tope de la sección Marangani.

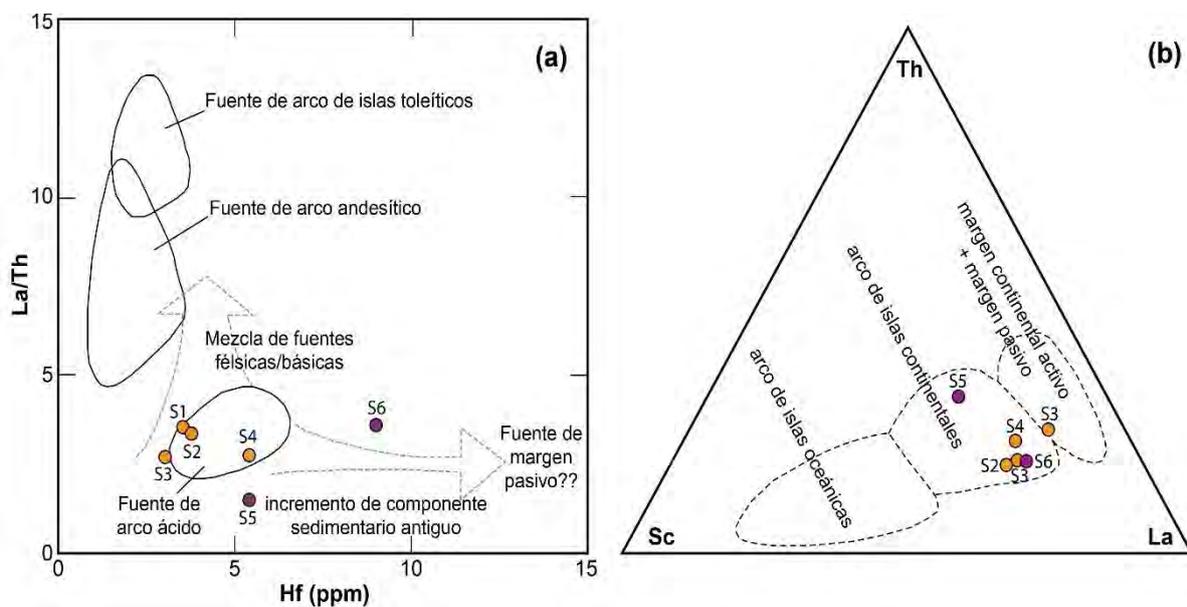


Figura 7.5 (a) Diagrama La/Th vs. Hf para discriminación de procedencia sedimentaria (Floyd & Leveridge, 1987). **(b)** Diagrama ternario $Sc-Th-La$ para discriminación de ambiente tectónico (Bhatia & Crook, 1986).

7.3.2 Procedencia y Ambiente Tectónico de Areniscas

Floyd & Leveridge (1987) propusieron un diagrama para identificar la procedencia de rocas sedimentarias utilizando la relación La/Th vs. Hf , con el fin de identificar las fuentes y las composiciones de arcos (**Fig. 7.5a**). Las muestras ubicadas hacia la base de la sección (S1, S2, S3, S4) poseen ratios La/Th entre 2.70 y 3.55, con valores de Hf entre 3.0 y 5.4; sugiriendo que estos sedimentos derivan de una fuente de arco ácido o back-arc. Así, se propone que las rocas fuentes provienen de los distintos arcos paleozoicos pre-Mitu. S5 y S6 parecen haber tenido influencia de componente sedimentario antiguo (con ratios La/Th de 1.49 y 3.58; y valores de Hf de 5.4 y 9.0

respectivamente). Sin embargo, tomando en cuenta que hacia el tope de la sección se desarrolló un enriquecimiento en zircones reciclados y volcánicos, se puede postular que el enriquecimiento de Hf se debe al reciclado continuo de sedimentos, así como al aumento de vulcanismo.

Los elementos traza La, Th, Zr y Sc poseen relativa y escasa movilidad ante procesos de intemperismo y metasomatismo. Así mismo, estos son acarreados en sedimentos clásticos durante erosión y transporte en sus etapas tempranas. En el caso de no haber sufrido un intenso reciclaje, estos elementos pueden ser utilizados como guía para discriminación de ambientes tectónicos (Bhatia & Crook 1986). Utilizando el diagrama de discriminación ternario Sc-Th-La (**Fig. 7.5b**) se puede distinguir arcos de islas oceánicas, arcos de islas continentales, margen continental activo y margen pasivo. En el diagrama ternario todas las muestras se ubican en el campo de isla de arcos continental, excepto por S3 que parece haber recibido un ligero aporte de slab de subducción remanente en la corteza continental. Por definición “islas de arcos continental” se forman en corteza continental bien desarrollada o en márgenes continentales delgados (back-arcs o en menor medida de sistema de rifts interrumpidos o también conocidos como “failed rifts”). Es decir, la signatura de elementos traza sugiere que todas las areniscas podrían provenir de un back-arc o un “failed rift”, posiblemente asociado a un back-arc rifting dentro de un ambiente de roll-back.

Sin embargo, la geoquímica de sedimentos no indica la edad de los sedimentos de islas de arcos volcánicos. Previamente en este capítulo, se ha identificado un intenso reciclaje de sedimentos y posible aporte de sedimentos de rocas más antiguas cuya fuente era mayormente back-arcs paleozoicos. Por ello, se interpreta que la signatura geoquímica de las areniscas evidencia la acumulación de sedimentos provenientes de back-arcs con un menor aporte de sedimentos provenientes del magmatismo y vulcanismo de un “failed rift”.

Según Bhatia (1985), varias características REE (La, Ce, Σ REE, La / Yb, LaN / YbN, Σ LREE / Σ HREE, Eu/Eu*) son útiles para discriminar el ambiente tectónico de las cuencas sedimentarias (**Tabla 7.4**). Los valores calculados usando la ecuación de Bhatia son casi idénticos y no hacen diferencia en la interpretación según los diagramas ternarios usados previamente (Capítulo VI). En este estudio, usamos la ecuación Eu / Eu * después de Taylor y McLennan (1985). Las areniscas del Grupo Mitu indican diferentes fuentes. Varios escenarios tectónicos como arco de islas continentales (sugerido por La, Ce, La/Yb, LaN / YbN, Σ LREE/ Σ HREE, Eu/Eu*) y margen pasivo (como lo indican Σ LREE/ Σ HREE).

Tipo de procedencia	La	Ce	ΣREE	La/Yb	La _N /Yb _N	ΣLREE/ΣHREE	Eu/Eu*	Ambiente tectónico	
<i>Arco magmático no disectado</i>	8±2	19±4	58±10	4.2±1.3	2.8±0.9	3.8±0.9	1.04±0.11	<i>Arco de isla oceánico</i>	
<i>Arco magmático disectado</i>	27±5	59±8	146±20	11±4	7.5±2.5	7.7±1.7	0.79±0.13	<i>Arco de isla continental</i>	
<i>Basamento levantado</i>	37	78	186	12.5	8.5	9.1	0.6	<i>Margen continental tipo andino</i>	
<i>Interior de cratones tectónicos</i>	39	85	210	15.9	10.8	8.5	0.56	<i>Margen continental tipo pasivo</i>	
MAR-001	S1	16.3	32.5	88.06	8.11	5.47	7.81	0.73	CIA
MAR-003	S2	19.9	38.8	100.77	10.64	7.17	10	0.71	CIA
MAR-005	S3	9.2	17.9	44.84	8.29	7.3	8,32	0.74	CIA-PM
MAR-007	S4	14.3	26.3	67.97	10.83	5.59	10.25	0.66	CIA
SAN-030	S5	11.6	24.4	65.69	6.44	6.63	7.59	0.66	CIA
SAN-013	S6	24	43.2	116	9.84	4.34	8.67	0.69	CIA-PM

ATCM: Margen continental tipo andino
CIA: Arco de isla continental
PM: Margen continental pasivo

Tabla 7.4 Características de REE para la discriminación de ambientes tectónicos de cuencas sedimentarias (después de Bhatia 1985). ATCM: Margen continental de tipo andino; CIA: Arco de isla continental; PM: Margen continental pasivo. Los resultados de las areniscas Mitu se muestran dentro del cuadro rojo. Los símbolos de la muestra se explican en la parte inferior.

Muestra N°	S1	S2	S3	S4	S5	S6
Roca	(MAR-001) cuarzoarenita	(MAR-003) cuarzoarenita	(MAR-005) cuarzoarenita	(MAR-007) cuarzoarenita	(SAN-030) arenita sublítica	(SAN-013) arenita sublítica
wt. %						
SiO ₂	74.55	79.04	90.01	80.79	73.01	73.57
Al ₂ O ₃	6.44	8.35	4.63	8.39	9.82	9.94
Fe ₂ O ₃	5.32	4.78	1.75	2.40	5.33	3.18
MgO	1.87	0.73	0.24	0.44	2.58	1.80
CaO	3.44	1.06	0.11	1.45	0.50	2.23
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.13	2.14	3.24
K ₂ O	1.87	2.15	1.84	3.21	3.71	1.81
TiO ₂	0.44	0.40	0.16	0.30	0.54	0.66
P ₂ O ₅	0.18	0.13	0.06	0.07	0.14	0.12
MnO	0.09	0.03	0.02	0.02	0.05	0.09
LOI	5.6	3.2	1.1	2.7	2.0	3.2
TOTAL	99.83	99.90	99.95	99.90	99.82	99.84
ppm						
Ba	579	474	114	308	215	294
Ni	5	5	5	5	24	21
Sc	6	8	2	5	7	8
Be	2.00	2.00	0.25	3.00	1.00	0.25
Co	8.6	5.4	2.3	2.8	11.3	7.1
Cs	9.0	11.3	12.5	17.4	1.4	2.7
Ga	7.6	9.4	4.6	9.9	10.5	8.5
Hf	3.7	3.5	3.0	5.4	5.4	9.0
Nb	5.9	5.8	3.6	5.7	10.6	10.9
Rb	56.5	64.0	57.9	106.3	56.1	55.2
Sn	0.25	0.25	0.25	1.00	2.00	1.00
Sr	88.2	97.5	44.4	47.4	41.2	89.1
Ta	0.5	0.5	0.3	0.5	0.9	0.7
Th	4.8	5.6	3.4	5.2	7.8	6.7
U	1.3	1.1	1.0	1.4	1.7	2.1
V	58	65	17	30	56	55
W	0.7	0.7	1.3	1.1	<0.5	1.0
Zr	143.0	132.2	115.7	211.7	201.6	331.6
Y	21.1	19.5	9.1	12.4	12.6	26.5
La	16.3	19.9	9.2	14.3	11.6	24.0
Ce	32.5	38.8	17.9	26.3	24.4	43.2
Pr	4.06	4.92	2.04	3.34	3.28	5.57
Nd	16.1	19.0	7.3	12.5	12.8	21.1
Sm	3.90	3.99	1.62	2.59	2.80	4.28
Eu	0.98	0.94	0.39	0.54	0.59	1.03
Gd	4.22	4.06	1.58	2.36	2.57	4.82
Tb	0.68	0.61	0.27	0.37	0.44	0.78
Dy	3.71	3.31	1.64	2.13	2.61	4.61
Ho	0.76	0.69	0.37	0.46	0.56	0.95
Er	2.24	2.11	1.09	1.37	1.71	2.49
Tm	0.32	0.28	0.16	0.20	0.26	0.37
Yb	2.01	1.87	1.11	1.32	1.80	2.44
Lu	0.28	0.29	0.17	0.19	0.27	0.36
TOTAL ET+REE	1089.21	1011.52	442.44	847.17	731.79	1046.35

Tabla 7.5 Resultados de análisis geoquímico en areniscas.

CAPITULO VIII

DISCUSION Y RESULTADOS

8.1 Modelos de sedimentación y evolución de la cuenca

La sección de Maranganí consta de secuencias volcanosedimentarias continentales, en la cual predominan depósitos de conglomerados, areniscas, limonitas y lutitas; intercalados hacia el tope con flujos piroclásticos y flujos de lava basáltica-fonolíticas. Entre las facies sedimentarias se incluyen conglomerados masivos, conglomerados laminados, depósitos tipo sheetflood o de origen aluvial, areniscas masivas, areniscas laminadas, areniscas con estratificación cruzada, arenisca limolítica laminada, arenisca calcárea masiva, areniscas limolíticas con lentes de evaporitas, flujos de lavas máficas alcalinas, ignimbritas ricas en cristales y líticos, ignimbritas con litofisas, flujos de bloques y ceniza, y depósitos volcanoclásticos.

El relleno de la cuenca Mitu en la zona de Maranganí habría tenido lugar entre ~245 y ~220 Ma (Dataciones U-Pb en zircones detríticos y volcánicos, por Fernando Panca, comunicación personal) se inició con un corto periodo con desarrollo de canales fluviales de moderada a baja energía, seguido por un cambio climático abrupto que originó un ambiente tipo Sabka formando lentes evaporíticos. Posteriormente, se desarrollaron canales fluviales de moderada a alta energía, formando estratos potentes de conglomerados y areniscas de grano creciente, formando ríos tipo braided. Intercalación de canales aluviales con depósitos tipo sheetflood más arriba, evidencia un levantamiento cortical y formación de montañas. Subsecuentemente, se forman fisuras corticales permitiendo la depositación de flujos piroclásticos, producto de la formación de domos volcánicos probablemente asociados a calderas volcánicas. Hacia el tope de la sección, grandes volúmenes de lavas basáltica-fonolíticas, rellenan la cuenca Mitu en esta región (**Figura 8.1**).

8.2 Significado tectónico y magmático

Las evidencias petrológicas y geoquímicas permiten interpretar que la formación de las rocas volcánicas del Grupo Mitu en Maranganí está asociada a la interacción entre una fuente mantélica y la corteza continental a diferentes grados de fusión parcial, así como cambios composicionales durante la evolución magmática a diferentes profundidades. El análisis de elementos traza (**Fig. 7.1b**), muestra cambios composicionales de la fuente magmática que varía desde basalto alcalino (base de la porción volcánica), pasando por foidita y finalizando hacia el tope con magmas fonolíticos. Todas las lavas en Maranganí se hallan enriquecidas en tierras raras livianas (La, Ce, Nd, Sm) comparado a las tierras raras pesadas (Gd, Dy, Er, Yb) y los diagramas multielementales normalizados a la condrita y al manto primitivo (**Fig. 7.3a-b**) indican una fuente en común tipo OIB que fue afectada por distintos eventos de contaminación cortical.

Esta variación-evolución ha sido producida a lo largo de ~700 metros de secuencias volcánicas de lavas e ignimbritas intercaladas con sedimentos continentales que forman parte de los ~1400 metros de porción Mitu en Marangani. Este magmatismo habría tenido lugar durante el Triásico superior (~220 Ma, datación en zircones volcánicos, por Fernando Panca, comunicación personal) y solo representa una de las muchas etapas magmáticas que tuvieron lugar entre el Pérmico superior y Jurásico inferior en la cuenca Mitu.

La formación de magmas alcalinos implica la ocurrencia de fuentes mantélicas fuertemente metasomatisadas por componentes tipo OIB (“Ocean Island Basalts” o islas de basaltos oceánicos, **Fig. 7.1f**). Dos hipótesis podrían ser consideradas para el origen de una fuente mantélica tipo OIB: **1)** La existencia de magmatismo tipo “back-arc” o trasarco modificado por una previa actividad de pluma mantélica y **2)** Rocas volcánicas erupcionadas durante etapas críticas de adelgazamiento cortical durante la evolución de un rift continental durante el Triásico superior. Para la primera, sería necesario hallar una mayor evidencia geoquímica de presencia de componentes de subducción en las lavas. Ninguna anomalía de Eu ha sido encontrada en las lavas. Sin embargo, anomalías de Eu solo han sido encontradas en todas las ignimbritas, indicando un alto grado de asimilación de componentes de subducción de material reciclado de la corteza continental, pertenecientes probablemente a remanentes de antiguos arcos paleozoicos. Algo similar ocurre con las areniscas, las cuales reflejan en su geoquímica que proceden principalmente de rocas fuentes tipo back-arc pre-Mitu o paleozoicas (**Fig. 7.5a-b**), así como un menor aporte de sedimentos reciclados de rocas magmáticas syn-rift Mitu. Para el segundo caso, del desarrollo de adelgazamiento cortical, el mecanismo petrogenético para la formación de magmas alcalinos implica fusión parcial polibárica que inicia en las profundidades del manto y que continúa su evolución hacia niveles superficiales asimilando constantemente distintos bloques de componente cortical, hasta evolucionar a magmas fonolíticos con afinidad peralcalina. Así, el mecanismo de evolución magmática presente en Marangani, tiende a ser más típico de ambiente tectónico de intraplaca en un contexto de rift continental o back-arc asociado a un ambiente de roll-back.

8.3 Magmatismo y su tendencia hacia una afinidad peralcalina

Con los datos geoquímicos obtenidos en lavas e ignimbritas, se pueden proponer un bosquejo general de lo que representa la tendencia hacia una afinidad peralcalina que reflejan las lavas hacia el tope de la sección Marangani. Para este fin, se evita considerar a las ignimbritas debido que su geoquímica ha sido fuertemente influenciada por constantes eventos de asimilación cortical y por ende escasa preservación de su composición original, así como su contenido de elementos traza y tierras raras.

Los afloramientos de ambos, lavas e ignimbritas de Marangani, son considerados haber sido como cuerpos subvolcánicos y actividad explosiva-efusiva dentro del contexto de un campo de domos y flujos piroclásticos. Las texturas de las lavas muestran poca o escasa evidencia de mezcla con materiales de roca caja. Sin embargo, las ignimbritas muestran una importante cantidad de líticos externos. El emplazamiento del material volcánico lávico puede ser resumido en tres etapas: (1) ascenso desde cámaras magmáticas profundas y extrusión de magmas alcalinos y formación de basaltos, y asociado a flujos piroclásticos potentes; (2) formación de magmas foidíticos a niveles más altos y extrusión errática de los mismos; (3) formación de reservorios fonolíticos de relativamente gran volumen, mayor asimilación de componente cortical y extrusión de campos de lava fonolíticos asociados domos y brechas volcánicas. Las texturas identificadas en las fonolitas confirman su emplazamiento somero y superficial. La tendencia peralcalina de estas fonolitas (**Fig. 7.2a-b**) son poco conocidas y distribuidas a nivel mundial y se emplazan comúnmente en ambientes de rift continental (Shao et al. 2015). El magmatismo de tipo fonolítico ha sido estudiado por Laporte (2014), quien concluye que las lavas fonolíticas o sus equivalentes plutónicas puede producirse directamente por fusión parcial del manto superior a moderadas presiones, y su conservación requiere que el grado de fusión permanezca bajo, donde la litósfera está en extensión y el manto superior tiene una variable fertilidad; este entorno geológico es claramente más apropiado para la generación y conservación de las masas fundidas de fonolita. McKenzie (1989) propuso que una capa metasomática enriquecida en K_2O se formaría con el tiempo en el manto litosférico subcontinental mediante la acumulación y la solidificación de pequeñas fracciones fundidas del manto astenosférico. Un proceso que podría producir grandes volúmenes de fonolita fundida. La petrogénesis estas lavas y sus más evolucionadas fases (lavas peralcalinas) continúa siendo tema de debate, aunque uno de los modelos más aceptados considera que podrían representar los productos finales de la cristalización fraccionada prolongada de magmas parentales basálticos de composición alcalina (Shao et al. 2015). Además, que estas lavas poseen un enriquecimiento de LREE sobre HREE, lo cual es una las características principales de magmas alcalinos de intraplaca. En la historia magmática del Grupo Mitu, la serie más evolucionada se halla en la zona de Allinccápac con un vulcanismo peralcalino de ~200-180 Ma. (Kontak et al., 1985).

8.4 Procedencia Sedimentaria: Análisis Clástico y Geoquímico

El análisis de clasificación de Folk (1974) utilizando componentes tales como cuarzo monocristalino, feldespatos y fragmentos de roca, sugiere que la mayoría de muestras se hallan entre el campo de cuarzoarenitas, sublitoarenitas y litoarenitas. Esta clasificación de sedimentos se correlaciona perfectamente con los resultados de análisis petrográfico que divide las muestras en dos grupos: facies cuarzolíticas hacia la base de la sección (más enriquecidas en cuarzo) y facies

liticocuarzosa hacia el tope de la sección (con un mayor enriquecimiento de líticos sedimentarios y volcánicos). Utilizando clasificación geoquímica con base en las relaciones logarítmicas de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Pettijohn et al., 1972) y entre $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Herron, 1988), las muestras se clasifican en dos grupos: hacia la base de la sección las cuarzoarenitas o arenitas cuarzosas (S1, S2, S3, S4), pobres en Na_2O y ricas en cuarzo reciclado provenientes probablemente de fuentes pre-Mitu y syn-Mitu de componente mayormente sedimentario. Hacia el tope, el segundo grupo corresponde a las arenitas sub líticas o sublitoarenitas, enriquecidas en Na_2O debido a la adición importante de componente volcánico de afinidad hiperalcalina y peralcalina.

El análisis de procedencia según el ambiente tectónico (Dickinson et al., 1985 y otros) evidencia que los componentes modales Q-F-L de las areniscas evolucionan desde el campo de sedimentos reciclados cuarzosos y transicional continental (base de la sección) hacia sedimentos de cratón interior o continental transicional (tope de la sección), lo que sugiere un mayor aporte de material reciclado ígneo o volcánico hacia el tope de la sección, así como un mayor retrabajo de sedimentos de la base. El diagrama Qm-P-K (Dickinson et al., 1985 y otros), evidencia el dominio de cuarzo monocristalino y la escasez de feldespatos, lo que sugiere una procedencia de rocas graníticas o sus contrapartes retrabajadas y recicladas. Estos procesos denotan un aumento de madurez y estabilidad de los sedimentos derivados de bloques cratónicos o de formaciones ya recicladas con anterioridad (ejemplo: Grupo Ambo, Grupo Tarma). Por ello, se considera que los sedimentos Mitu en un principio provenían mayormente de bloques continentales maduros pre-Mitu con adición temporal del cuarzo y líticos volcánicos añadidos durante los episodios volcánicos, principalmente hacia el tope de la sección Maranganí, resultando en la naturaleza cuarzolítica de los sedimentos. El diagrama Qp-Lv-Ls (Ingersoll y Suczek, 1979; y otros), sitúa a las areniscas dentro del campo de suturas de colisión y franjas plegadas, confirmando que la sedimentación Mitu en Maranganí fue controlada por una cuenca cerrada, probablemente tipo extensional que recibía sedimentos de flancos y alrededores cercanos; y que desarrolló un importante auto reciclaje y retrabajo de sus sedimentos previamente depositados.

MODELO DE SEDIMENTACION DEL GRUPO MITU EN MARANGANI

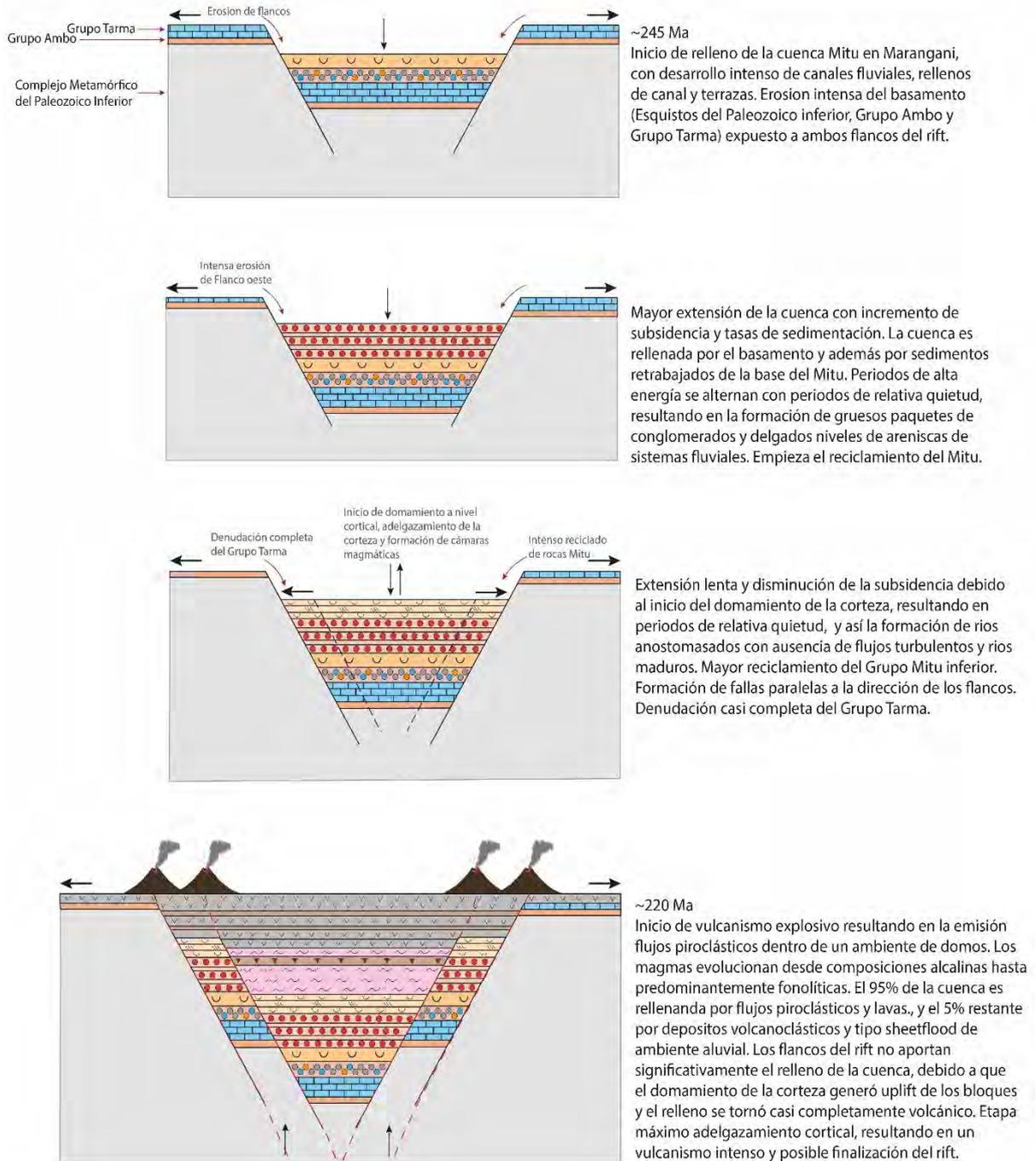


Figura 8.1 Modelo de sedimentación del Grupo Mitu en Marangani y alrededores entre 245 y 220 Ma. Fuente: Elaboracion propia.

CONCLUSIONES

1. La sección Maranganí está compuesta por 24 facies distribuidas entre 10 miembros. El registro estratigráfico indica predominancia de sistemas fluviales (“tipo braided river and channels”) sobre aluviales con ausencia de vulcanismo en la base, depósitos tipo sheetflood con paleocanales y terrazas fluviales. Predomina el vulcanismo explosivo compuesto por ignimbritas riolíticas-traquíticas ricas en cristales y líticos, intercalados con basaltos alcalinos y depósitos potentes de conos aluviales indicando un domamiento de la cuenca, asociado a la formación de suturas corticales; y subsecuente aumento de vulcanismo, hacia el techo predominan los campos de lavas foidíticas y fonolíticas.
2. Las areniscas de Maranganí muestran composiciones que van desde cuarzoarenitas hasta litoarenitas y están caracterizadas por tener como fuente principal sedimentos reciclados maduros cuarzosos y sedimentos de continente interior (suturas de colisión) procedentes de fuentes graníticas y en mayor medida de formaciones rocosas retrabajadas muy intensamente (ej. Grupo Ambo, Grupo Tarma), así como un mayor aporte de material intrusivo y/o volcánico syn-rift Mitu hacia el tope de la sección.
3. El análisis de elementos traza y tierras raras evidencian que en el área de Maranganí tuvo lugar episodios volcánicos que representan parte de un ciclo evolutivo magmático en el contexto de un ambiente extensional continental. Las lavas en su composición geoquímica corresponden hacia la base de la sección volcánica a basaltos alcalinos, seguido por foiditas y finalizando hacia el tope por fonolitas. Estas fonolitas tienden a tener afinidad peralcalina hacia el tope. Los contenidos de elementos traza y tierras raras indican que estas lavas tienen una fuente mantélica en común tipo OIB con signos evidentes de contaminación cortical durante su evolución.
4. El emplazamiento de las lavas e ignimbritas tomo lugar dentro de un ambiente extensional intracontinental, causado por el desarrollo de un rift continental durante una etapa tardía de adelgazamiento cortical durante el Triásico Superior.
5. Los flujos piroclásticos corresponden a ignimbritas rica en líticos y cristales que formaron domos y rellenos piroclásticos; cuyo origen se debe a la intensa fusión parcial, diferenciación magmática y asimilación de corteza continental; así como la formación de reservorios de magma a niveles casi superficiales. Estos procesos conllevaron a la fuerte contaminación y variación la geoquímica de las ignimbritas.
6. Con el presente estudio se considera que la sucesión basalto alcalino–foidita–fonolitas (**Volcánicos Maranganí**, ~220 Ma) forman parte de un rompecabezas evolutivo de una

serie alcalina de edad Permotriásica que empieza y tienen la siguiente sucesión: basaltos y andesitas subalcalinas (sección Pallpa-Oqoruro, Cusco, Panca et al., 2011) –basaltos alcalinos–traquitas–basaltos alcalinos–**Volcánicos Marangani**–vulcanismo peralcalino (~200-180 Ma). Este último se considera uno de los miembros más evolucionados de la serie magmática alcalina Permotriásica y fue estudiada en la zona de Allinccápac-Cusco (Kontak et al., 1985).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Baez, D., Rodriguez, R., 2009.** Estratigrafía del Paleozoico superior y estilo estructural del borde occidental de la Cordillera Oriental, localidad Sicuani, XIX Congreso Geológico Chileno.
- Bahlburg, H., Breitkreuz, C., 1991.** Paleozoic evolution of active margin basins in the southern Central Andes (northwestern Argentina and northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 4, 171–188.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 181.
- Boekhout, F., 2012.** Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal, Elsevier, Amsterdam, 48–64.
- Boynnton, W.V., 1984.** Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare Earth Element Geochemistry* (Henderson, P.; editor). Elsevier Publishing, 63-114. Amsterdam.
- Breitkreuz, C., Bahlburg, H., Delakowitz, B., Pichowiak, S., 1989.** Paleozoic volcanic events in the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 2, 171–189.
- Candia, F., Carlotto, V., 1985.** Estudio Geológico de la Zona Huambutío Lamay (Departamento de Cusco). Tesis de Ingeniero, Universidad de Cusco, 88 p.
- Carlier, G., Grandin, G., Laubacher, G., Marocco, R., Mégard, F., 1982.** Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Perú. *Earth Science Reviews* 18, 253– 283.
- Carlotto, V., Cordova, E., Delfaud, J., Marocco, R., 1987.** La Transgresión Marina Mesozoica de la Región del Cusco: Las areniscas litorales de la Formación Huancané (Neocomiano). Libro de Resúmenes del VI Congreso Peruano de Geología, 1 página.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Chávez, R., Gil, W., 1995.** Sedimentología de la Formación Huancané (Neocomiano) de la región Cusco y su relación con las variaciones del nivel del mar. *Bull. Inst. Fr. études andines*, 24 (1), 1–21.
- Carlotto, V., 1998.** Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13_ 16_S, Pe´rou). The`se de doctorat, Universite´ de Grenoble, France, 159 p.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Díaz-Martínez, E., Sempere, T., 2000.** La Formación Ene de la región de Cusco y su importancia en la exploración de yacimientos de hidrocarburos. X Congreso Peruano de Geología, Lima, CDRom file GH.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1987.** *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London, 531p.
- **Cawood, P., 2005.** Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: *Earth-Science Reviews*, v 69(3): 249-279

- Cenki, B., 1998.** Le volcanisme permo-triasique et/ou mésozoïque de la région de Cusco–Sicuni: contexte géologique, caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques, interprétation géodynamique. Mémoire de maîtrise, Université de Grenoble, Francia, 33 p.
- Cenki, B., Jaillard, E., Carlotto, V., 2000.** Estudio Petrográfico–Geoquímico del vulcanismo Pre–Huanané de la región de Cusco–Sicuni (Sur del Perú): Interpretación Geodinámica. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 89, 45–56.
- Chew, D., 2016.** Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Perú: *gondwana Research*. v. 35, 56-78.
- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas, M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A., Douglas, D.A., 1990.** Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of southeastern Perú. *Economic Geology* 85, pp. 1520–1583
- Clift, P.D., Pecher, I., Kukowski, N., and Hampel, A., 2003.** Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima basin, by subduction and Nasca Ridge collision: *Tectonics*, v. 22, 1023.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., 1980.** Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris 122, 501 p.
- Demouy, S., 2012.** Spatial and temporal evolution of Liassic to Paleocene arc activity in southern Perú unraveled by zircon U–Pb and Hf in-situ data on plutonic rocks, *Lithos* 155, 183–200.
- Dickinson, W.R., 1970.** Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, 695-707
- Dickinson, W.R. and Suczek, C.A., 1979.** Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *American Association of Petroleum Geologists' Bulletin*, 63, 2164-2182
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., 1983.** Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting, *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, 222-235.
- Dickinson W.R., 1985.** Interpreting Relations from Detrital Modes of Sandstone, Provenance of Arenites, 333–361.
- Di Pasquo., 2019.** Record of a Pennsylvanian-Cisuralian marine transgression, southern Bolivia: A short-lived event in western Gondwana. *Elsevier*, 16 p.
- Doubinger, J. & Marocco, R. 1981.** Contenu Palynologique du Groupe Copacabana (permien Inférieur et Moyen) sur la Bordure Sud de la Cordillere de Vilcabamba, Région de Cuzco (Pérou). *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 70*. 1086 -1097.
- Egeler, C.G., De Booy, T., 1961.** Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Perú), with emphasis on the essentially pre-Andean origin of the structure. *Geologie en Mijnbouw* 40, pp. 319–325.
- Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987.** Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones: *Journal of the Geological Society*, 144, 531-542

- Folk, R.L., 1974.** Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, TX, Hemphill Press, second edition, 182 p.
- Folk R.L., 1980.** Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, Texas, Hemphill Publishing Co., 192 p.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Castiglioni, G., 2001.** Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen), *Journal of Geology*, v. 109, 277–297.
- Gillis RJ, Horton BK, Grove M. 2006.** Thermochronology, geochronology, and upper crustal structure of the Cordillera Real: implications for Cenozoic exhumation of the central Andean plateau. *Tectonics* 25:TC6007.
- Helwig J., 1972.** Stratigraphy, Sedimentation, Paleogeography and Paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia. *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.* 56
- Harrison, J.V., 1943.** The geology of the Central Andes in part of the province of Junín, Peru. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 99, 1–36.
- Harrison, J.V., 1951.** Geología de los Andes Orientales del Perú central. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, vol. 21, 97 paginas.
- Helwig, J., 1972.** Stratigraphy Sedimentation Paleogeography and Paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia". *AAPG Bulletin* 56, 1008-1033.
- Herron, M.M., 1988.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58 (5), 820-829.
- Ingersoll, R. V., Suczek, C. A., 1979.** Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bangal Fans, DSDP sites 11 and 218. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 49, 1217-1228.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., 1984.** The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, v. 54, 103-116.
- Jaillard, E., 1990.** Mesozoic extension and crustal thickening in the Peruvian Andes. I *International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble*, 269– 272.
- Jaillard, E., 1994.** Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. in: *Cretaceous tectonics in the Andes; Salfity J.A. (ed.), Earth Evolution Sciences*, 101-167.
- Jacay, J., Sempere, T., Carlier, G., Carlotto, V., 1999.** Late Paleozoic–Early Mesozoic plutonism and related rifting in the Eastern Cordillera of Peru. *IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen*, 358–363.
- Jenchen, U., 2001.** Fazies und Geochemie in kontinentalen Trias-Becken im westlichen Argentinien und in Patagonien (30°-50°): Münster, Deutschland, *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 91, 441 pp.
- Jenchen, U., Rosenfeld, U., 2007.** Geochemical investigations as a tool to sedimentary analyses demonstrated in Argentinean continental Triassic sediments, *Methods and aspects: Neues Jahrbuch, Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 246, 37-61.
- Jenks, W.F., 1951.** Triassic stratigraphy near Cerro de Pasco, Perú. *Geological Society of America Bulletin* 62, 203– 220.

- Johnsson, M., 1993.** The system controlling the composition of clastic sediments, 22 p.
- Kobe, H.W., 1995.** Evaporitas y volcánicos, Grupo Pucará, Perú central, componentes volcánicos, evaporíticos y sedimentos metalíferos en la parte occidental de la cuenca del Grupo Pucará, Perú central. Volumen Jubilar Alberto Benavides, Sociedad Geológica del Perú, 179–191.
- Kontak, D.J., 1984.** The magmatic arc and metallogenic evolution of a craton–orogen interface: the Cordillera de Carabaya, Central Andes, Southeast Peru. PhD Dissertation, Queen’s University, Kingston, Ontario, 631 paginas.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E., Strong, D.F., 1985.** The rift associated Permo–Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, J., and Beckinsale R.D. (Eds.), Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow, and Halsted Press, New York, 36–44.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E., Archibald, D.A., Baadsgaard, H., 1990.** Late Paleozoic–Early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Peru: geochronology and petrochemistry. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 213–230.
- Kozlovsky, A.M., Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Savatenkov, V.M., Velivetskaya, T.A., 2007.** Trachytes, comendites, and pantellerites of the Late Paleozoic bimodal rift association of the Noen and Tost Ranges, Southern Mongolia: Differentiation and contamination of peralkaline salic melts. *Petrology*, 15(3), 240–263
- Laporte, D., 2004.** Experimental derivation of nepheline syenite and phonolite liquids by partial melting of upper mantle peridotites, Elsevier, Amsterdam, 319–331.
- Laubacher, G., 1978.** Géologie de la Cordillère Orientale et de l’Altiplano au nord et nord–ouest du lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l’ORSTOM* 95, 217 paginas.
- Limarino, O.C., Spalletti, L.A., 2006.** Paleogeography of the Upper Paleozoic basins of southern South America: an overview. *Journal of South American Earth Sciences* 22, 134–155.
- Loughman, D.L., Hallam, A., 1982.** A facies analysis of the Pucará group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shales and phosphates) of Central and Northern Peru. *Sedimentary Geology* 32, 161–194.
- Macdonald, R., 1974.** Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique* 38, 498–516.
- Mahlburg, K., 1989.** Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?, *Geology*, 324–328.
- Manville, V., 1982.** Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. Elsevier, Amsterdam, 136–161.
- Marsaglia, K.M., Pavia, J.A., Maloney, S.J., 2007.** Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models. *Proceedings of Ocean Drilling Program: Texas, College Station, Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.210, 1–47.
- Marocco, R., 1978.** Géologie des Andes Péruviennes: Paris, O.R.S.T.O.M.

- Mathalone, J.M.P., Montoya, M., 1995.** Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru. In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs, vol. 62, pp. 423– 444.
- McBride, S.L., Robertson, R.C.R., Clark, A.M., Farrar, E., 1983.** Magmatic and metallogenetic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. *Geologische Rundschau* 72, 685–713.
- McDonough, W.F., Sun, S., 1995.** The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- McKenzie D., 1989.** Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95,53-72.
- McLaughlin, D.H., 1924.** Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junín and Lima. *Geological Society of America Bulletin* 35, 591– 632.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993.** Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, en Johnsson, J., Basu, A. (eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, Special Paper, 284, 21-40.
- Middlemost, E.A.K., 1994.** Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews*, 37, 215- 244.
- Mégard, F., 1978.** Etude géologique des Andes du Pérou central. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris 86, 310 paginas.
- Mégard, F., Marocco, R., Vicente, J.-C., Mégard-Galli, J., 1983.** Découverte d'une discordance angulaire tardi-hercynienne (Permien moyen) dans les Andes du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 296, 1267–1270.
- Miall, A.D., 1978.** Fluvial sedimentology. *Can. Soc. Pet. Geol., Mem.*, Calgary, 597-604.
- Miall, A.D., 1985.** Architectural–element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22: 261–308.
- Miall, A.D., 1996.** *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*: New York, Springer, 582 p.
- Miall, A.D., 2016.** *Stratigraphy: A Modern Synthesis*, 464 p.
- Miskovic, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Kosler, J., 2009.** Tectonomagmatic evolution of the Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U–Pb geochronologic constrains from the Peruvian Eastern Cordillera granitoids. *GSA Bulletin*, Vol. 121, n° 121, 1298–1324.
- Newell, N.D., 1949.** Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Memoir* 36, 111 p.
- Newell, N.D., Chronic, J., Roberts, T., 1953.** Upper Paleozoic of Perú. *Geological Society of America Memoir* 58, 276 p.
- Nilsen Tor. H., 1982.** Sandstone Depositional Environments; Chapter, *Alluvial Fan Deposits*, p 49-86.

- Noble, D.C., Silberman, M.L., Me´gard, F., Bowman, H.R., 1978.** Comendite (peralkaline rhyolites) in the Mitu Group, central Perú: evidence of Permian–Triassic crustal extension in the Central Andes. *U.S. Geological Survey Journal of Research* 6, 453–457.
- Sempere, T., 1995.** Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: Tankard, A.J., Sua´rez-Soruco, R., Welsink, H.J. (Eds.). *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir*, vol. 62, 207–230.
- Sempere, T., Carlier, G., Carlotto, V., Jacay, J., 1998.** Rifting Pérmico superior–Jurásico medio en la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. *Memorias XIII Congreso Geológico Boliviano, Potosí* 1, 31–38.
- Sempere, T., Carlier, G., Carlotto, V., Jacay, J., 1999.** Late Permian–Early Mesozoic rifts in Perú and Bolivia, and their bearing on Andean-age tectonics. *IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen*, 680–685.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., 2002.** Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Perú and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. Elsevier, Amsterdam, 153-181.
- Spikings, R., Reitsma M., Boekhou., F., 2016.** Characterization of Triassic Rifting in Perú and implications for the early disassembly of western Pangaea, *Gondwana Research*, v. 35, 124–143.
- Soler, P., Bonhomme, M., 1987.** Donne´es radiochronologiques K/Ar sur les granitoïdes de la Cordillère Orientale des Andes du Pérou Central. Implications tectoniques. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences de Paris, Se´rie II* 304, 841–845.
- Soler, P., 1991.** Contribution á l’étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou central. Implications géodynamiques et métallogéniques. *Thèse de doctorat d’Etat, Université Pierre-et-Marie-Curie (Paris VI)*, 950 p.
- Steinmann, G., 1929.** *Geologie von Perú*. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- Stern, C., 2011.** Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle: *gondwana Research*. v. 20, 284-308.
- Ocampo, Y., Rubio, I., 2013.** Reciclamiento sedimentario: Análisis composicional asociado a discordancias del noroeste de México, un ejemplo del Triásico Superior al Cretácico Inferior. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 65, 553-572.
- Ohta, T. and Arai, H., 2007.** Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240, 280-297.
- Oviedo, C., 1962.** Contribución al conocimiento estratigráfico de la península de Copacabana. Tesis de Grado de la Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 49 p.
- Oviedo, C., 1964.** Estratigrafía de la península de Copacabana. Informe inédito GXG-YPFB no. 895, Santa Cruz.
- Palacios, O.; Chacón, N.; Sánchez, A.; Canchaya, S. & Aranda, A. 1995.** Geología del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 55, 177.

Panca, F., 2010. The Late Permian–Early Jurassic Mitu Group, Pallpa–Oqoruro Section, Southeastern Area of Cusco, Perú, a Final Thesis Presented to the Faculty of Geology of The Technische Universität Bergakademie Freiberg, Master's Thesis, 91 p.

Panca, F., Breitzkreuz, C., 2011. El Grupo Mitu en el Valle del Urubamba (Zona de Cuzco, Perú): Análisis de Facies Volcanosedimentaria de una Cuenca Andina Invertida Temprana, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 102, 5–35.

Pearce, J.A. and Wyman, D.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, vol. 12, p. 79-113.

Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.

Perez, N., 2016. Andean shortening, inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Perú, Cambridge University, 29 p.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972. Sand and sandstone: New York, Springer Verlag, 553 pp

Pino, A., Sempere, T., 2004. Estratigrafía, Paleogeografía y Paleotectónica del Intervalo Paleozoico Superior-Cretácico Inferior en el Área de Mal Paso-Palca (Tacna), Publicación Especial SGP, 45-79.

Ramos, V.A., 2008. The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 289-324.

Reitsma, M., Schaltegger, U., Spikings, R., Winkler, W., Carlotto, V., 2010. Constraining the age of the Mitu Group, south–east Perú: U–Pb ages of detrital and igneous zircons. *Geophysical Research*, vol. 12, EGU2010–0.

Reitsma, M., 2012. Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Perú: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana, Thèse de doctorat : Univ. Genève, 246 p.

Rodriguez, R., Acosta, H., 2010. Dominios y Estilos Estructurales en el Altiplano y Borde Oeste de la Cordillera Oriental del Sur del Perú. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Pub. Esp. N° 9, 810-813.

Rosas, S., Fontboté, L., 1995. Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior–Jurásico inferior) en un perfil SW–NE en el centro del Perú. Sociedad Geológica del Perú, vol. jubilar A. Benavides, 279–309.

Rosas, S., Fontboté, L., Morche, W., 1997. Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior–Jurásico inferior, Perú central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico superior–Triásico). IX Congreso Peruano de Geología, 393–396. Tectonic evolution and paleogeography of the mesozoic Pucara Basin, central Perú. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 1-24.

Rosas, S., Fontboté, L. and Tankard, A., 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the mesozoic Pucara Basin, central Perú. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 1-24.

- Rust, B.R., 1977.** Depositional Models for Braided Alluvium, The Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 605-625.
- Shand, S. J., 1943.** The Eruptive Rocks, 2nd edn. New York: John Wiley, 444 pp.
- Shao, F., Niu, Y., Regelous, M. y Cheng Zhu, D. 2015.** Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia. *Lithos* 216-217, 196-210.
- Shervais, J.W., 1982.** Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, p 101-118.
- Subhasish, Dey., 2014.** Fluvial Processes: Meandering and Braiding, Chapter 9, 529-562.
- Suttner L.J., Basu A., and Mack G.H., 1981.** Climate and the origin of quartz-arenites. *Journal of Sedimentary Petrology*. 51, 1235–1246.
- Tankard, A.J., et al., 1995.** Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic. In: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoirs, vol. 62, 5–52.
- Tunbridge, I.P., 1981.** Sandy high-energy flood sedimentation-some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sediment. Geol.* 28, 79-96.
- Vivier, G., Audebaud, E., Vatin-Pérignon, N., 1976.** Le magmatisme tardi–hercynien et andin le long d’une transversale sud–péruvienne: bilan géochimique des éléments incompatibles. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, Paris, 396.
- Walker, G., 1983.** Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.17, 65–88.
- Weltje, G.J., Meijer, X.D., De Boer, P.L., 1998.** Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. *Basin Res.* 10, 129–153.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, vol. 20, p. 325-343.
- Wood, D.A., 1980.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11-30.
- Wood, W., Osterkamp, W., 1987.** Playa-Lake Basins on the Southern High Plains of Texas and New Mexico. Part 2: A Hydrologic Model and Mass-Balance Argument for their Development. *Geological Society of America Bulletin*.

