



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CERRO EMPEXA EN EL ÁREA
DE CAMIÑA (19°20'S), NORTE DE CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DAVID ANDRES CALISTO LEIVA

**PROFESOR GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JACOBUS LE ROUX
REYNALDO CHARRIER GONZALEZ**

**SANTIAGO DE CHILE
2013**

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: David Andres Calisto Leiva
FECHA: 6/12/2013
PROFESORA GUÍA: Luisa Pinto Lincoñir

ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CERRO EMPEXA EN EL ÁREA DE CAMIÑA (19°20'S), NORTE DE CHILE.

En el norte de Chile, entre los 18°S-20°S, la estratigrafía de la Precordillera se caracteriza por una sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas neógenas que cubren discordantes a un sustrato de edad paleozoica a paleocena. A escala regional las unidades y estructuras neógenas han sido documentadas extensivamente. Pero la estratigrafía y constitución de la sucesión pre-neógena, en la Precordillera del área de Camiña (19°20'S y 69° 27'W) no ha sido previamente caracterizada en detalle. Este trabajo describe estos depósitos pre-neógenos y realiza una interpretación de su significado paleoambiental y regional, en el marco de la cronoestratigrafía del norte de Chile.

De acuerdo a la posición estratigráfica, facies observadas y ambiente depositacional inferido, depósitos pre-neógenos del área de Camiña, son designados bajo el nombre de Formación Cerro Empexa del Cretácico Tardío. Esta unidad representa un evento depositacional asociado al emplazamiento del arco magmático durante el Cretácico Tardío.

La Formación Cerro Empexa en el área de Camiña subyace en discordancia angular a la Formación Altos de Pica, y su base no aflora. A lo largo de las quebradas Camiña y Retamilla, se encuentra intruida por cuerpos plutónicos y cubierta por depósitos de remociones en masa. Litológicamente está conformada por fangolitas, areniscas, conglomerados y lavas andesíticas.

Las estructuras que deforman a estos depósitos, evidencian dos eventos de deformación, uno previo al Neógeno y otro sintectónico a la acumulación de la Formación Altos de Pica.

El análisis sedimentológico permite distinguir las siguientes asociaciones de facies: asociación fluvial lacustre, constituida por areniscas y fangolitas estratificadas; asociación de abanicos aluviales, que agrupa a conglomerados y areniscas amalgamados y con estratificación masiva depositados por flujos de detritos; asociación de ríos trenzados compuesta por areniscas masivas y tabulares. Estas asociaciones representan estilos fluviales de ríos trenzados que gradan desde proximales en el caso de los depósitos de abanicos aluviales, a condiciones distales en una planicie aluvial con depósitos de mantos de arena con canales pobremente definidos e intercalaciones lacustres.

El modelo de facies propuesto integra estas asociaciones en un ambiente aluvial, donde estas facies se interdigitan de acuerdo a su posición distal, medial o proximal. La exposición limitada de la Formación Cerro Empexa en el área de estudio impide una reconstrucción más elaborada del ambiente depositacional.

El análisis de proveniencia tectónico, de la composición modal de las areniscas de la Formación Cerro Empexa, indica una fuente de arco magmático transicional, de composición intermedia.

“Jehová se manifestó a mí hace ya mucho tiempo, diciendo: Con amor eterno te he amado; por tanto, te prolongué mi misericordia” Jeremías 31: 3

“Porque de tal manera amó Dios al mundo, que ha dado a su Hijo unigénito, para que todo aquel que en él cree, no se pierda, mas tenga vida eterna.” Juan 3: 16

(Jesús dijo:) “Venid a mí todos lo que estáis trabajados y cargados, y yo os haré descansar. Llevad mi yugo sobre vosotros, y aprended de mí, que soy manso y humilde de corazón; y hallaréis descanso para vuestras almas; porque mi yugo es fácil y ligera mi carga”

Mateo: 11 28-30

“Jesús les dijo: Yo soy el pan de vida; el que a mí viene, nunca tendrá hambre; y el que en mí cree, no tendrá sed jamás.” Juan 6: 35

“Otra vez Jesús les habló, diciendo: Yo soy la luz del mundo, el que me sigue, no andará en tinieblas, sino que tendrá la luz de la vida.” Juan 8: 12

“Le dijo Jesús: Yo soy la resurrección y la vida; el que cree en mí, aunque esté muerto, aunque esté muerto, vivirá. Y todo aquel que vive y cree en mí, no morirá eternamente. ¿Crees esto?”

Juan 11:25-26

“Si confesares con tu boca que Jesús es el Señor, y creyeres en tu corazón que Dios le levantó de los muertos, serás salvo. Porque con el corazón se cree para justicia, pero con la boca se confiesa para salvación. Pues la Escritura dice: Todo aquel que en él creyere, no será avergonzado.”

Romanos 10: 9-11

“Porque la palabra de la cruz es locura a los que se pierden; pero a los que se salvan, esto es, a nosotros, es poder de Dios. 1ª Corintios 1: 18

“Así, pues, nosotros como colaboradores suyos, os exhortamos también a que no recibáis en vano la gracia de Dios. Porque dice: En tiempo aceptable te he oído, Y en día de salvación te he socorrido. He aquí ahora el tiempo aceptable; he aquí ahora el día de salvación”

2ª Corintios 6: 1-2

(El Señor dice:) “He aquí, yo estoy a la puerta y llamo; si alguno oye mi voz y abre la puerta, entraré a él, y cenaré con él, y él conmigo”

Apocalipsis 3: 20

“A Jehová clamé estando en angustia, Y él me respondió” Salmo 120: 1

“Decía yo en mi premura: Cortado soy de delante de tus ojos; Pero tu oíste la voz de mis ruegos cuando a ti clamaba” Salmo 31: 22

“Se llenó de amargura mi alma, Y en mi corazón sentía punzadas.

Tan torpe era yo que no entendía, Era como una bestia delante de ti.

Con todo, yo siempre estuve contigo; Me tomaste de la mano derecha

En cuanto a mí, el acercarme a Dios es el bien, He puesto en Jehová el Señor mi esperanza, Para contar todas sus obras.”

Salmo 73: 22, 23, 28.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, quien me favorece y me da esperanza. Por darme certeza en un mundo de inseguridades. Por guiar mis pasos y librarme de toda angustia. A Aquel que me ama y recuerda.

A Luisa Pinto, por su paciencia y guía, por su ejemplo e ideales y por ser quien me introdujo a la geología. A Jacobus Le Roux, por su ayuda, indicaciones y apoyo. Y a Reinaldo Charrier por su actitud y buenos consejos. A todos ellos por sus correcciones.

A Sebastian Herrera, Moira Montes y Valentina Astudillo, por su ayuda en terreno, por el buen humor y los buenos momentos.

A Blanca Baccola, por conseguirme plazos una y otra vez y porque sin sus intervenciones, este trabajo no tendría la presente forma.

A Alvaro Hernandez, Esteban Jimenez y Juan Norambuena, por las asesorías y ayuda en la descripción de muestras.

A Pablo Garat por ayudarme a llegar al terreno de memoria en óptimas condiciones.

A Ingrid Leal Guerra, por estar conmigo en los peores momentos del trabajo de memoria y por interceder a mi favor una y otra vez.

A mis amigos de este período universitario: Felipe Vargas, Pedro Sanchez, Nelson Varas, Ivan Gomez, Hugo Quinteros y Pablo Molina. Por todos los recuerdos compartidos, que son un verdadero tesoro en mi corazón. Por acompañarme desde el principio y por estar juntos en las muy malas y en las muy buenas.

A mis amigas Daniela Rojas y Paula Escobar, muchas gracias por la paciencia, la comprensión, el cariño y el apoyo.

A mis amigos y compañeros Vicente Letelier y Rodrigo Quiroga, a Vicente, por ser un gran ejemplo como persona, y a Rodrigo, por ser mi compañero más presente durante todo el trabajo de memoria, por ser testigo de mis actos, por las conversaciones de memoristas, por ayudarme a mirar hacia delante y por no darse nunca por vencido.

A Pablo Antipan, Nicolas Lopez y Paul Pacheco, por ayudarme incondicionalmente en momentos muy complicados.

A Romualdo Tabenski y a Enrique Tirapegui, por enseñarme que no todo es acerca de los resultados, que no todo es tan serio y que hay cosas a las que solo podemos aproximarnos.

A mi amado hermano Enrique, por estar presente todo este tiempo y por cambiarme la vida. A mi amada madre por su paciencia y por exigirme estar a la altura de principios e ideales, gracias Mama. A mi Padre, a quien amo, por su ejemplo y apoyo incondicional.

Tabla de Contenido

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del problema y área de estudio.....	1
1.2	Objetivos.....	1
1.2.1	Objetivo general	1
1.2.2	Objetivos específicos.....	2
1.3	Hipótesis de trabajo	2
1.4	Limitaciones del estudio.....	2
1.5	Ubicación y vías de acceso.....	2
1.6	Metodología.....	4
1.7	Desarrollo del trabajo	5
2	MARCO GEOLÓGICO	7
2.1	Unidades morfoestructurales	7
2.2	Marco estratigráfico.....	7
2.2.1	Rocas estratificadas	11
2.3	Marco estructural.....	17
2.4	Antecedentes geológicos locales	20
3	ESTRATIGRAFÍA.....	21
3.1	Introducción.....	21
3.2	Unidades litológicas	23
3.3	Facies sedimentarias	34
3.4	Petrografía de las rocas sedimentarias.....	50
3.5	Análisis de procedencia	55
3.6	Rocas ígneas	56
3.6.1	Lavas andesíticas	56
3.6.2	Unidad intrusiva I.....	56
3.6.3	Unidad intrusiva II.....	56
3.6.1	Edad de las rocas intrusivas en el área de Camiña	60
3.7	Distribución de facies	61
4	ESTRUCTURAS.....	64
4.1	Estructuras pre-neógenas.....	65
4.1.1	Discordancia angular entre depósitos pre-neógenos y Formación Altos de Pica.....	65
4.1.2	Pliegue sinclinal.....	65

4.1.3	Pliegue anticlinal	65
4.2	Estructuras neógenas	65
4.2.1	Flexuras Moquilla y Quistagama	65
4.2.2	Falla Quisama	66
5	DISCUSIONES	71
5.1	Asociaciones de facies y ambiente de deposición	71
5.1.1	Procesos de deposición	71
5.1.2	Asociaciones de facies	74
5.1.3	Estilos fluviales	75
5.1.4	Distribución de facies	77
5.2	Proveniencia	79
5.3	Correlaciones y significado regional	84
6	CONCLUSIONES	86
7	REFERENCIAS	87
	Anexos	92
A.	Mapa con ubicación de muestras descritas en anexo.	92
B.	Petrografía de rocas ígneas	93
C.	Petrografía de rocas sedimentarias	107
D.	Conteos modales	124

Índice de Figuras

Figura 1: Ubicación del área de estudio y vías de acceso.	3
Figura 2: Quebradas de Camiña y Retamilla en el área de estudio.	4
Figura 3: Perfil esquemático de las unidades morfoestructurales en el norte de Chile.	7
Figura 4: Ubicación de trabajos anteriores considerados en el marco geológico.	8
Figura 5: Marco geológico de la zona norte de Chile.	9
Figura 6: Configuración estructural en superficie del borde occidental del Altiplano entre los 18°30' y 20°30'S.	19
Figura 7: Mapa geológico con ubicación de columnas estratigráficas.	22
Figura 8: Afloramiento de las unidades 1 y 2 al este de Puente Moquella.	23
Figura 9: Afloramiento de la unidad 2.	23
Figura 10: Relaciones de contacto entre las unidades 2 y 3.	24
Figura 11: Base de la unidad 3.	24
Figura 12: Afloramiento de la unidad 4.	25
Figura 13: Afloramiento de la unidad 5.	26
Figura 14: Afloramientos de la unidad 6.	27
Figura 15: Afloramientos de la unidad 7.	28
Figura 16: Afloramiento de la unidad 8.	29
Figura 17: Afloramiento de la unidad 9.	29
Figura 18: Afloramientos de la unidad 10.	30
Figura 19: Areniscas tabulares masivas de la unidad 10.	31
Figura 20: Columna (A), se indican las unidades 1-5.	32
Figura 21: Columnas estratigráficas, columnas (C), (D) y (E).	33
Figura 22: Columnas estratigráficas. Columna (E) y detalle de la Columna (A).	34
Figura 23: Areniscas masivas de la unidad 1.	35
Figura 24: Areniscas masivas con estratificación planar.	36
Figura 25: Areniscas finas laminadas en la unidad 1.	37
Figura 26: Areniscas gruesas con estratificación planar de bajo ángulo.	38
Figura 27: Areniscas con estratificación horizontal en la unidad 2.	39
Figura 28: Areniscas con estratificación horizontal en la unidad 2.	39
Figura 29: Areniscas con estratificación horizontal en las unidades 3 y 5.	40
Figura 30: Areniscas con estratificación horizontal difusa en la unidad 3.	41
Figura 31: Conglomerados arenosos en la unidad 3.	42

Figura 32: Conglomerados arenosos en la unidad 8.....	42
Figura 33: Fangolitas y areniscas laminadas.....	44
Figura 34: Fotografías de los conglomerados de la unidad 6, Quisama.....	45
Figura 35: Fotografías de conglomerados masivos en la unidad 9.....	46
Figura 36: Fotografías de las areniscas masivas de la unidad 6.....	47
Figura 37: Areniscas laminadas con estructuras intraplegadas.....	51
Figura 38: Clasificación de areniscas del área de Camiña, de acuerdo a Folk (1974).....	51
Figura 39: Areniscas de Moquella; fotografías a nicoles paralelos y cruzados.....	52
Figura 40: Areniscas de Retamilla, fotografías a nicoles paralelos y cruzados.....	53
Figura 41: Fragmentos líticos de las areniscas del área de Camiña.....	54
Figura 42: Diagrama de proveniencia. (Dickinson <i>et al.</i> , 1983).....	55
Figura 43: Clasificación modal de las unidades intrusivas.....	57
Figura 44: Andesitas porfíricas de la quebrada de Camiña.....	58
Figura 45: Unidad intrusiva I; fotografías a nicoles paralelos y cruzados.....	59
Figura 46: Unidad intrusiva II; fotografías a nicoles paralelos y cruzados.....	60
Figura 47: Distribución de facies en el área de estudio.....	62
Figura 48: Facies en Camiña.....	63
Figura 49: I) Mapa de distribución de facies. II) Perfil de distribución de facies.....	64
Figura 50: Perfil esquemático del área de estudio.....	66
Figura 51: Estructuras en el área de estudio.....	67
Figura 52: Leyenda del mapa de estructuras.....	68
Figura 53: Falla Quisama.....	68
Figura 54: Estructuras del área de Camiña.....	69
Figura 55: Discordancia angular entre la Formación Altos de Pica y la sucesión pre-neógena....	70
Figura 56: Modelos de estilos fluviales que reflejan condiciones similares a las de los depósitos del área de Camiña.....	76
Figura 57: Modelo de facies esquemático de los depósitos pre-neógenos en el área de Camiña.....	78
Figura 58: Diagramas de proveniencia (I).....	82
Figura 59: Diagramas de proveniencia (II).....	83
Figura 60: Cronoestratigrafía generalizada de las unidades mesozoicas en la Precordillera de la Región de Tarapacá.....	85

Índice de Tablas

Tabla 1: Resumen de las unidades litoestratigráficas mesozoicas y cenozoicas de la Región de Tarapacá entre los 19°20'-21°S.	10
Tabla 2: Síntesis de facies sedimentarias y volcánicas observadas en el área de estudio.	73

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema y área de estudio.

La Cordillera de los Andes corresponde a una cadena montañosa que es el resultado de la configuración tectónica que está determinada, en un margen convergente, como el que existe en esta región donde la placa oceánica de Nazca subducta bajo la placa continental Sudamericana. Entre los 15° y 27°S, se desarrolló en este orógeno el plateau del Altiplano – Puna, con un ancho de 350-400 Km y una elevación promedio superior a los 3.000 m que caracteriza a su región central (Allmendiger *et al.*, 1997; Tassara, 2005).

En el norte de Chile, a la latitud del Altiplano, se presentan cuatro unidades morfoestructurales, con orientación N - S, las cuales de oeste a este son: la Cordillera de la Costa; la Depresión Central, la Precordillera y la Cordillera Occidental. La Precordillera corresponde al flanco occidental del Altiplano, y la Cordillera Occidental al frente magmático actual (Charrier *et al.*, 2007).

El límite oriental de la Depresión Central en esta región está marcado por un sistema de fallas inversas y pliegues con vergencia al oeste, de orientación N10°-20°W, conocido como el West vergent Thrust System (WTS) (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996; Pinto *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2013), el cual cabalga bloques de basamento de edad paleozoica a mesozoica sobre la cobertura cenozoica.

Este sistema se extiende desde los 18°20'S a los 20°S. A lo largo de esta franja varios estudios anteriores han caracterizado la estructura y estratigrafía de las rocas deformadas por el WTS, con énfasis en los depósitos de edad cenozoica (Muñoz y Charrier, 1996; Pinto, 1999; Pinto *et al.*, 2004; Farías *et al.*, 2005) y mesozoica (García, 1996; Harambour, 1990).

Sin embargo, existe incertidumbre respecto a cuáles son las unidades litoestratigráficas que conforman al sustrato expuesto a los 19°20'S en el área de Moquella y Camiña, por lo que es de interés en este trabajo estudiar la naturaleza y disposición de estas unidades.

El propósito de este trabajo es realizar un aporte al conocimiento de la evolución geológica de esta área del norte de Chile, ubicada en las quebradas Camiña y Retamilla, en particular en los 19°20'S y 69°27'W, la cual comprende un área de aproximadamente 110 Km².

Mediante el estudio estratigráfico y sedimentológico de las sucesiones pre-neógenas ahí expuestas, se espera caracterizar estas rocas y determinar su ambiente de depositación, para finalmente correlacionar estos depósitos con unidades ya identificadas al norte y sur de la zona de estudio.

Este trabajo está enmarcado en el Plan Nacional de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería, en el cual participa la Universidad de Chile con la realización de la Hoja Camiña 1:100.000 a cargo de la Dra. Luisa Pinto.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es plantear una interpretación acerca del significado paleoambiental de los afloramientos del sustrato pre-neógeno, en las quebradas de Camiña y Retamilla.

1.2.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos son:

- Caracterizar la estratigrafía y las características sedimentológicas de los depósitos sedimentarios.
- Reconocer las estructuras que afectan a las sucesiones pre-neógenas.
- Elaborar modelos de facies sedimentarias con el fin de inferir la evolución de los procesos de sedimentación y el significado paleoambiental de los depósitos estudiados.
- Correlacionar las sucesión identificada con otras unidades ya descritas en el norte de Chile.

1.3 Hipótesis de trabajo

Los depósitos estudiados, atribuidos por estudios anteriores a la Formación Cerro Empexa (Camus y Fam, 1971; Pinto *et al.*, 2004); corresponden a un arco volcánico que se correlaciona con formaciones mesozoicas ya descritas en la literatura.

1.4 Limitaciones del estudio

No se profundizará en el estudio de la cobertura cenozoica expuesta en la zona, debido a que esta se encuentra fuera del objetivo principal de este trabajo. Escapa también de los objetivos, el establecer correlaciones de carácter cronoestratigráfico entre los depósitos a estudiar con formaciones ya definidas por otros autores.

1.5 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se extiende entre los 19°18'-19°22'S y los 69°31'-69°24'W, ubicada 80 Km al noreste de Iquique, entre la Depresión Central y la Precordillera en la Región de Tarapacá, abarcando ca. 110 Km² (Fig. 1). El acceso se realiza a través de la Ruta 5 Norte. Para acceder a la quebrada Camiña se toma la ruta A-45 en dirección oriente. Los afloramientos ubicados en este lugar son de fácil acceso desde el camino. Para llegar a la quebrada Retamilla se debe cruzar la cuchilla que separa ambas quebradas siguiendo senderos de escasa continuidad (Fig. 2).

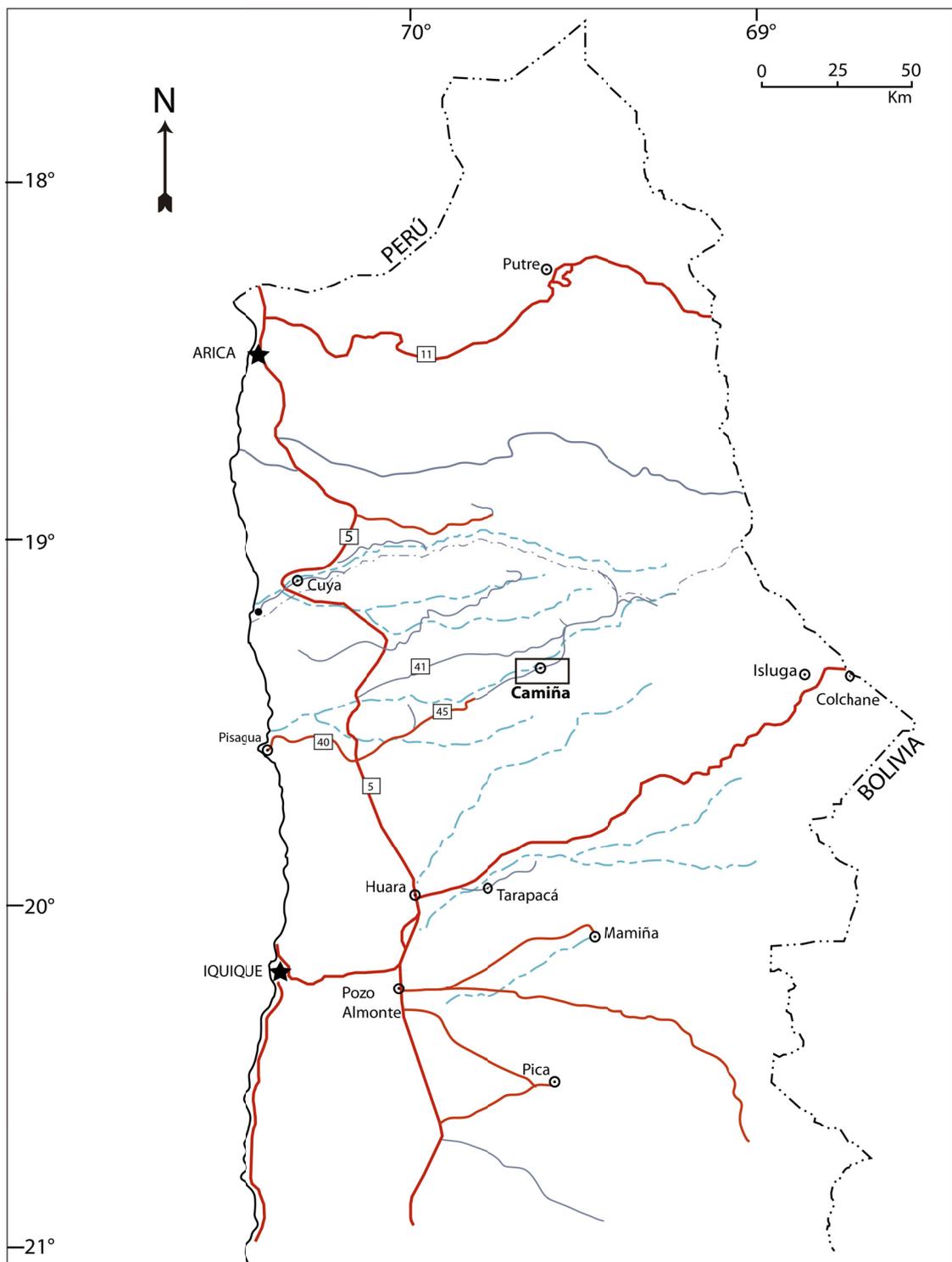


Figura 1: Ubicación del área de estudio y vías de acceso.



Figura 2: Quebradas de Camiña y Retamilla en el área de estudio. Se indica la ruta de acceso A-45 en la quebrada de Camiña (en amarillo); además los caminos y senderos empleados para acceder a la quebrada Retamilla (en verde y rojo).

1.6 Metodología

La metodología asociada al objetivo específico de caracterizar la estratigrafía y sedimentología involucra:

De forma previa al terreno, uso de imágenes satelitales para identificar las unidades del sustrato pre-neógeno, con énfasis en la definición de contactos, con una escala de trabajo de 1:25.000, con el fin de determinar puntos de interés para la confección de columnas estratigráficas y para recoger muestras representativas de los afloramientos.

En terreno, toma de datos y muestras necesarios para la confección de columnas estratigráficas a escala de 1:10, 1:50 y 1:100, siguiendo las recomendaciones de la bibliografía consultada.

Finalmente descripción de muestras por medio de microscopio petrográfico, y definición de unidades litoestratigráficas.

Para el objetivo específico de reconocer las principales estructuras, fue necesario de forma previa al terreno reconocer las estructuras tectónicas principales usando imágenes satelitales a una escala de 1:25.000. Una vez en terreno se determinarán las características de las unidades deformadas, y por último se determinará la edad relativa de los eventos de deformación, en base a los resultados del modelo geológico y las correlaciones litoestratigráficas efectuadas.

Para el objetivo específico de elaborar modelos de facies, fue necesario primero conocer qué datos requieren los métodos de análisis a emplear, para luego a partir de estos elaborar los modelos necesarios para proponer una reconstrucción paleoambiental y de la evolución geológica de los depósitos pre-neógenos.

En el caso del modelo de facies, es necesario disponer de las columnas estratigráficas de detalle, elaboradas para el primer objetivo, a fin de poder definir las agrupaciones de facies presentes y compararlas con las de modelos de ambientes ya definidos; en caso de no poder encontrarse un modelo coherente con los datos de terreno, se propondrá un modelo propio para conseguir una reconstrucción paleoambiental satisfactoria. Para la descripción de facies se usarán las publicaciones de Miall (1990, 1996) y Nichols (2009).

Las clasificaciones usadas para describir las rocas sedimentarias son:

La granulometría está referida a la escala de Udden-Wentworth para sedimentos clásticos. El redondeamiento y esfericidad de los clastos están establecidos de acuerdo al cuadro visual propuesto por Pettijohn (1987).

La nomenclatura de las areniscas es usada de acuerdo a la propuesta por Pettijohn (1975). Para las gravas y conglomerados se emplea la nomenclatura propuesta por Nichols (2009). Para establecer la madurez textural de las rocas clásticas se ocuparon los criterios sugeridos por Nichols (2009) y Folk (1951).

El trabajo de gabinete contempla establecer una clasificación jerárquica de las estructuras reconocidas, y delinear estas en el mosaico. Luego, mediante una comparación bibliográfica con los modelos existentes es posible extraer un significado paleoambiental para las estructuras y litofacies identificadas.

El último objetivo específico de correlacionar los depósitos estudiados requiere elaborar un marco geológico regional, con énfasis en las unidades pre-cenozoicas y sus facies. Con esto, una vez cumplidos los objetivos específicos anteriores, se correlacionará litoestratigráficamente las unidades previamente definidas con las caracterizadas por este trabajo.

1.7 Desarrollo del trabajo

De acuerdo a la metodología de trabajo planteada las actividades desarrolladas fueron las siguientes:

1. Recopilación y revisión de información bibliográfica acerca de los temas de sedimentología y estratigrafía, y de los antecedentes existentes del área de estudio. Lo anterior se desglosa de la siguiente forma:
 - Chequeo de información geográfica y geológica.
 - Lectura de métodos de análisis estratigráfico y sedimentológico acerca de:
 - i. Recopilación y procesamiento de datos.
 - ii. Interpretación de procesos y ambientes de depositación.
 - iii. Criterios de análisis de facies y alcances de las interpretaciones realizables por este método.
 - Estudio de modelos de sedimentación de ambientes de depositación antiguos y modernos, similares a los ya observados en la región por otros autores.
2. Trabajo de terreno

El trabajo de terreno consistió en 10 días, durante una sola campaña, durante la cual:

- Se elaboró un mapa geológico de escala 1:25.000, de las unidades observadas.
- Se levantaron columnas estratigráficas a distintas escalas.

- Se tomaron muestras representativas de los afloramientos observados, con el fin de realizar análisis petrográficos.
3. Trabajo de gabinete posterior al terreno.
- Descripción de muestras, caracterización de unidades litoestratigráficas.
 - Confección de un modelo de facies de los depósitos estudiados.
 - Integración de los datos para elaborar una interpretación global.
 - Redacción y escritura de la memoria, confección de figuras y mapa geológico que acompañará al texto.

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Unidades morfoestructurales

En el norte de Chile, entre los 18°S y 21°S, las principales unidades morfoestructurales son la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Precordillera, la Cordillera Occidental y el Altiplano (Fig. 3).

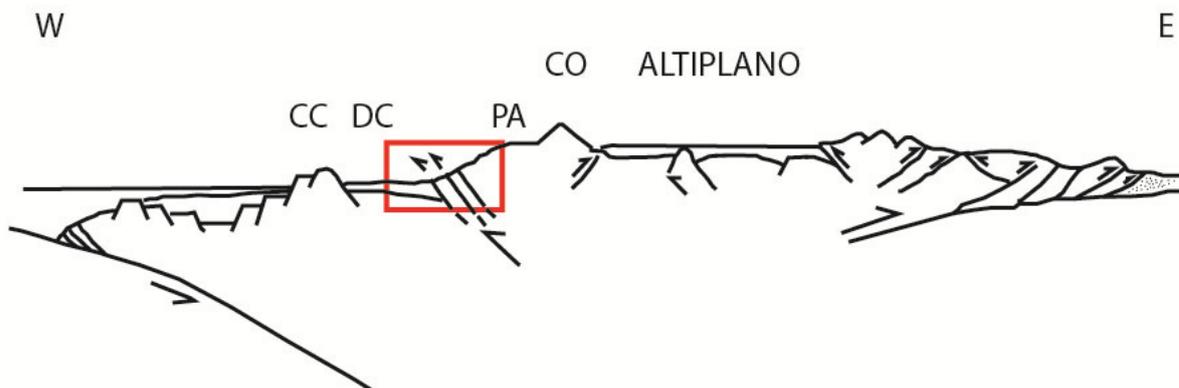


Figura 3: Perfil esquemático de las unidades morfoestructurales en el norte de Chile. El área de estudio se enmarca en el recuadro rojo. Abreviaturas: CC, Cordillera de la Costa; DC, Depresión Central; PA, Precordillera de Antearco; CO, Cordillera Occidental. Tomado de Charrier *et al.* (2007).

La Cordillera de la Costa es la unidad más occidental, bordea el Océano Pacífico y tiene un relieve de hasta 1.200 m de altura. La Depresión Central es una cuenca de ~1.000 m de altura promedio. Se encuentra rellena de depósitos detríticos, transportados desde la Cordillera de los Andes, y atravesada por quebradas que presentan un notable desarrollo de incisión fluvial. La Precordillera (1.500-3.600 m de altura) es una superficie inclinada al oeste que conecta la Depresión Central con el borde W del Altiplano; que se encuentra cruzada por profundas quebradas de rumbo W-E. La Cordillera Occidental tiene una topografía irregular (3.800-4.700 m de altura), donde se encuentra el arco magmático actual, representado por estratovolcanes de 5.000-6.900 m de altura.

El área de estudio se encuentra en el borde este de la Depresión Central y el borde oeste de la Precordillera. Los rasgos geomorfológicos más notables corresponden al norte a la Pampa de Tana y, al sur a, la Pampa de Tamarugal, las cuales son planicies con características de mesetas. Al centro se ubican las quebradas Camiña y Retamilla, de orientación W-E

2.2 Marco estratigráfico

En esta zona afloran rocas de edades principalmente mesozoicas y cenozoicas, de manera local existen también afloramientos reducidos de rocas de edad paleozoica (Fig. 5).

Las rocas mesozoicas y paleozoicas conforman el substrato de las sucesiones cenozoicas en el norte de Chile, y afloran en la Cordillera de la Costa y en la Precordillera. En la Precordillera el substrato está formado principalmente por rocas sedimentarias continentales y en menor proporción metamórficas que afloran en las quebradas más profundas entre Sierra Huaylillas y Altos de Pica. En tanto, las sucesiones cenozoicas cubren la Depresión Central y la Precordillera. Están formadas mayoritariamente por rocas volcánicas y sedimentarias clásticas con variaciones importantes en sentido este-oeste, de espesor y litología (Tabla 1).

A continuación se describen las características de las unidades mesozoicas con el fin de realizar una correlación con las unidades encontradas en el área de estudio.

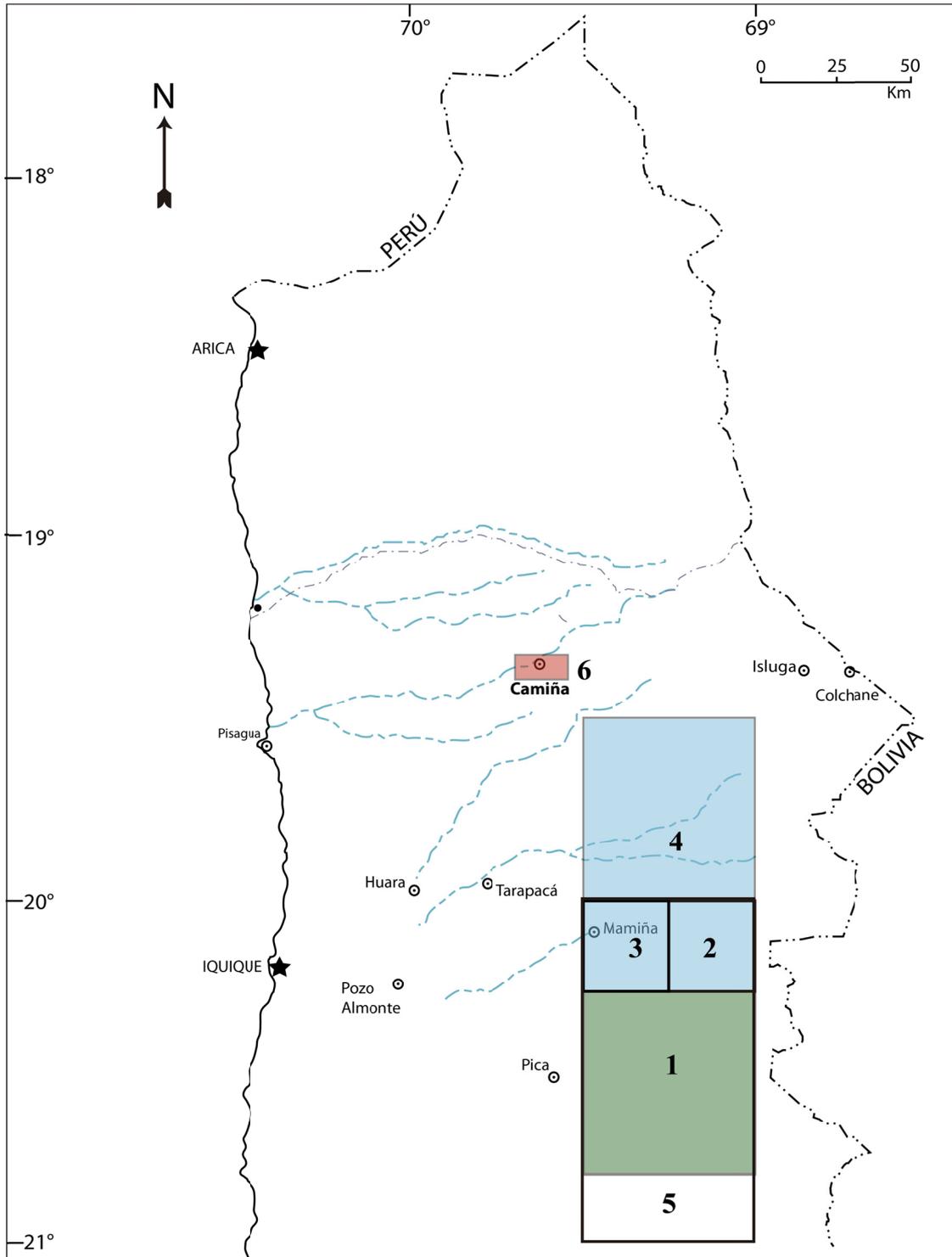


Figura 4: Ubicación de trabajos anteriores considerados en el marco geológico: (1) Galli (1957) y Galli y Dingman (1962); (2) Thomas (1967); (3) Galli (1968); (4) Harambour (1990), incluye a las áreas (2) y (3); (5) Blanco *et al.* (2012), incluye las áreas (1), (2) y (3); (6) Este trabajo.

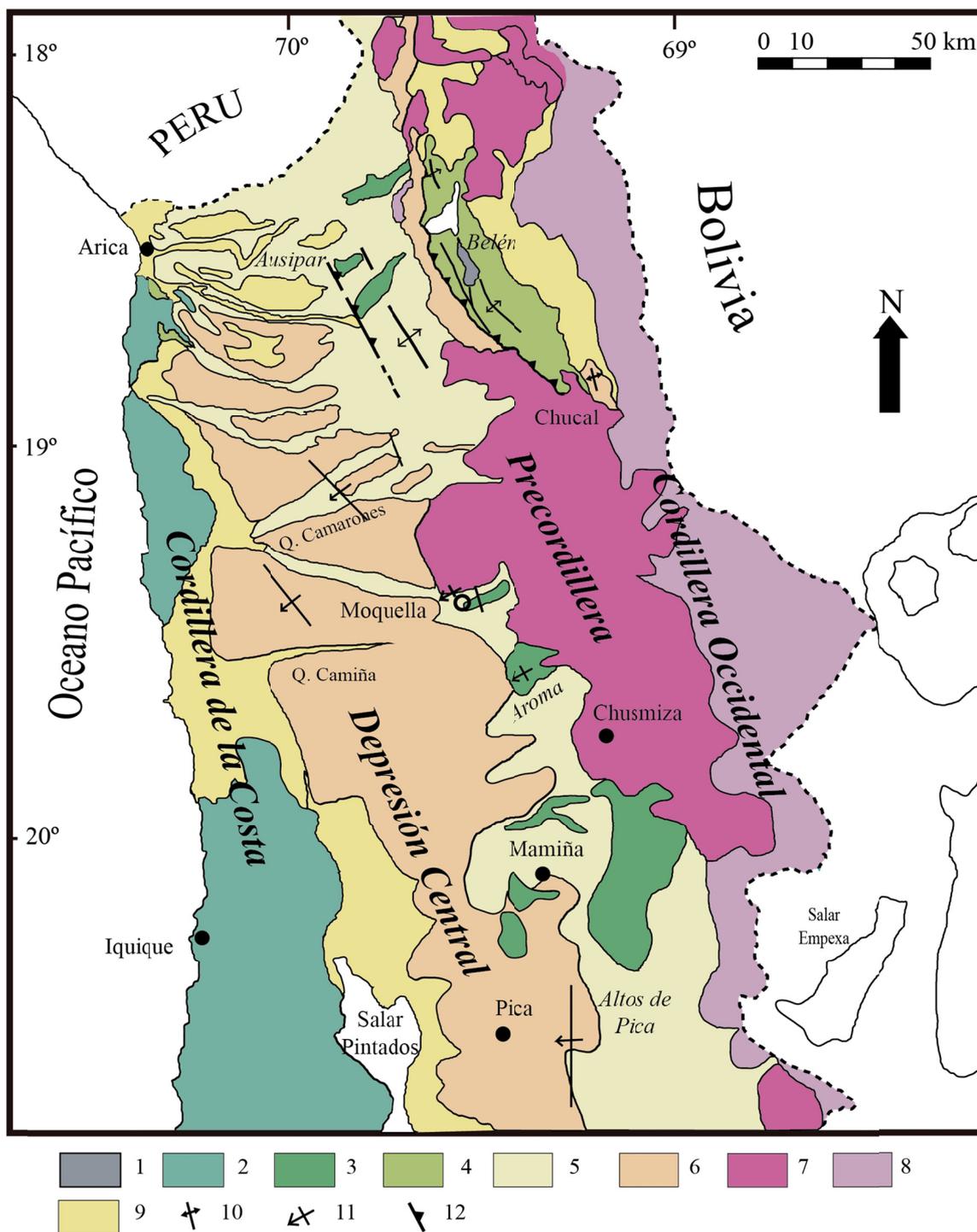


Figura 5: Marco geológico de la zona norte de Chile modificado de Pinto *et al.* (2008): 1. Basamento metamórfico de Belén; 2. Unidades mesozoicas en la Cordillera de la Costa; 3. Unidades mesozoicas en la Precordillera; 4. Formaciones Azapa, Lupica y Chucal (Oligoceno Temprano-Medio a Mioceno Temprano); 5. Formaciones Oxaya y Altos de Pica (Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano); 6. Formaciones Joracane, Huaylas y El Diablo (Mioceno Medio a Plioceno); 7. Arco volcánico andesítico (Mioceno Medio a Tardío); 8. Arco volcánico presente; 9. Depósitos sedimentarios cuaternarios; 10. Anticlinal; 11. Flexura; 12. Falla inversa.

Tabla 1: Resumen de las unidades litoestratigráficas mesozoicas y cenozoicas de la Región de Tarapacá entre los 19°20'-21°S.

Unidad	Edad	Distribución (Localidades)	Litología	Espesor en localidad tipo	Ambiente
Fm. Latagualla	Oligoceno Tardío - Mioceno Tardío	DC-PC (Camiña)	Alternancia de conglomerados y areniscas	Máx 1300 m	Continental aluvial
Fm. Altos de Pica	Oligoceno Tardío - Mioceno Tardío	DC-PC (Aroma, Altos de Pica)	Ignimbritas riolíticas intercaladas con conglomerados y brechas	600 m	Continental aluvial, con aportes volcánicos
Fm. Cerro Empexa	Cretácico Tardío alto	DC-PC (Altos de Pica, Quipisca, Mamiña, Chacarilla)	Unidad volcánica y sedimentaria clástica continental: Facies volcánicas andesíticas y subordinadamente, dacíticas. Facies clásticas: Conglomerados, areniscas y lutitas.	1300 m	Volcánica con depósitos efusivos y explosivos e intercalaciones sedimentarias fluvio-aluviales
Fm. Panjuacha	Cretácico Tardío	PC-CO (Aroma)	Unidad volcánica y sedimentaria clástica continental: Dacitas, riolitas, andesitas, conglomerados y areniscas.	330 m	Volcánica con depósitos efusivos y explosivos e intercalaciones sedimentarias aluviales
Fm. Chusmiza	Cretácico Tardío (?) - Jurásico Tardío	PC-CO (Aroma)	Unidad sedimentaria clástica continental, con intercalaciones volcánicas: Areniscas, conglomerados y tobas	1000 m	Continental fluvio-aluvial, con intercalaciones volcánicas
Fm. Chacarilla	Cretácico Temprano - Jurásico Tardío	PC (Chacarilla)	Unidad sedimentaria clástica: areniscas, lutitas y fangolitas rojizas; con icnitas de dinosaurios.	2000 m	Continental fluvial
Fm. Majala	Jurásico Tardío (Oxfordiano tardío)	PC (Chacarilla, Guatacondo)	Unidad sedimentaria clástica, de origen marino transicional: areniscas, lutitas y calizas estromatolíticas.	1640 m	Ambiente marino transicional de tipo deltaico
Fm. Qda. Honda	Jurásico Tardío (Oxfordiano)	PC (Aroma)	Unidad sedimentaria marina clástica: ciclos granodecrecientes de areniscas, conglomerados y fangolitas.	250 m	Abanicos submarinos
Fm. Qda. Coscaya	Sinemuriano - Oxfordiano	PC-CO (Aroma)	Miembro inferior: aglomerados, conglomerados y areniscas marinas. Miembro superior: areniscas, fangolitas, calizas y conglomerados subordinados.	M.inf 800 m M.sup 500 m	Miembro inferior: facies volcanoclásticas subaéreas con intercalaciones marinas de aguas someras. Miembro superior: facies sedimentarias marinas de aguas someras con aportes volcánicos.
Fm. Duplijsa	Caloviano - Oxfordiano	DC-PC (Quipisca)	Unidad sedimentaria marina: rocas calcáreas marinas y fosilíferas	290 m	Ambiente marino de plataforma
Fm. Noasa	Jurásico Inferior (Pliensbachiano - Toarciano)	PC-CO (Aroma)	Unidad sedimentaria marina: ortocuarcitas y fangolitas con calizas subordinadas	350 m	Ambiente marino deltaico
Fm. Longacho	Jurásico Inferior (Sinemuriano)	DC-PC (Pica)	Unidad sedimentaria marina: facies clásticas finas y carbonáticas, fosilífera	150 m	Ambiente marino de plataforma

2.2.1 Rocas estratificadas

Las unidades afloran en la Depresión Central (DC); Precordillera (PC) y Cordillera Occidental (CO).

2.2.1.1 Zócalo Paleozoico

Aflora al norte a los 18°S y al sur a partir de los 19°30'S, más al sur afloran las formaciones Quebrada Aroma (Harambour, 1990), Quipisca (Galli, 1968), y Juan de Morales (Galli, 1968), con edades comprendidas entre el Devónico Tardío al Pérmico Temprano, las cuales se encuentran en discordancia con las unidades mesozoicas que las sobreyacen.

2.2.1.2 Sustrato mesozoico de las sucesiones neógenas

2.2.1.2.1 Formación Noasa (Harambour, 1990; Jurásico Inferior)

Definida por Harambour (1990) en la localidad de Noasa, bajo este nombre se agrupa a una sucesión de ortocuarcitas con intercalaciones rítmicas de fangolitas síliceas subordinadas, y lentes de calizas con estructuras oolíticas. La base de esta formación no se encuentra expuesta y su techo está cubierto en discordancia erosiva por el miembro superior de la Formación Quebrada Coscaya y en otras localidades de manera discordante por la Formación Chusmiza. Tiene un espesor estimado de 350 m.

De acuerdo a la posición estratigráfica de esta unidad bajo la Formación Quebrada Coscaya se le atribuye una edad mínima en el límite Pliensabachiano-Toarciano. De acuerdo a Harambour (1990) los depósitos atribuidos por Thomas (1967) al miembro inferior de la Formación Chacarilla serían parte de la Formación Noasa.

El ambiente de depositación es marino e indicaría condiciones progresivas de menor profundidad, consistentes con la progradación de un lóbulo deltaico y un posterior alzamiento del nivel del mar. La procedencia de los sedimentos estaría asociada a la erosión de áreas cratónicas estables y/o de la erosión y reciclaje de sedimentos cuarcíferos o rocas volcánicas ácidas.

2.2.1.2.2 Formación Longacho (Galli, 1957; Sinemuriano)

Galli (1957) define la Formación Longacho como una sucesión de lutitas fisibles, fangolitas, areniscas finas y calizas, fosilíferas, con intercalaciones de mantos de tobas. La base de esta formación no aflora, y su techo se encuentra cubierto en discordancia por la Fm. Altos de Pica; con un espesor parcial de 120-150 m (Galli y Dingman, 1962).

La localidad tipo se encuentra en la Depresión Central, en el cerro Longacho en el cuadrángulo de Pica, al norte de dicha localidad. Se encuentra intruida por un stock de pórfido dacítico de ca. 137 Ma (Blanco *et al.*, 2012) el cual permite acotar una edad mínima valanginiana para esta unidad. Sin embargo la presencia de fósiles de cefalópodos del género *Arietites*, permiten reconocer una edad de depositación jurásica temprana (Lothanginiano a Sinemurirano) (Galli y Dingman 1962). Recientemente el hallazgo de ejemplares del amonoídeo *Arnioceras sp.* y del bivalvo *Otapiria* confirman una edad sinemuriana temprana (Blanco *et al.*, 2012).

La Formación Longacho es correlacionable con la Formación Livilcar (Muñoz *et al.* *Emend* García *et al.*, 2004) expuesta en el valle de Azapa, en la XV Región de Arica y Parinacota. En la Región de Tarapacá, en la Precordillera, es correlacionable con la Formación Noasa (Harambour, 1990) y con el miembro inferior de la Formación Quebrada Coscaya (Harambour, 1990). En la II Región y III Región, correlaciona con el miembro inferior de la Formación Quinchamale (Maksaev, 1978) y con la Formación Lautaro (Segerstrom, 1968), respectivamente.

Basado en el contenido fosilífero y el carácter pelítico de los sedimentos Galli (1957) interpretó el ambiente de depositación como marino, alejado de la costa. Galli y Dingman (1962) especificaron que la estratificación regular y uniforme de estos depósitos, la ausencia de ondulitas y estratificación cruzada, el predominio de sedimentos finos y el contenido faunístico indicarían un ambiente moderadamente profundo, mientras que las areniscas medias y los bivalvos encontrados sugieren un ambiente sublitoral para algunos niveles. Finalmente Blanco *et al.* (2012) interpreta a esta sucesión como una secuencia marina plataformal, sin influencia de olas, donde interactúan sedimentos carbonáticos propios de una plataforma profunda con sedimentos clásticos finos de baja energía.

2.2.1.2.3 Formación Duplijsa (Galli, 1968; Caloviano-Oxfordiano)

Definida por Galli (1968), quien agrupó bajo este nombre a una sucesión de calizas y areniscas calcáreas, Blanco *et al.* (2012) determinó un espesor total expuesto de 290 m en su localidad tipo.

Su base se encuentra intruida por cuerpos hipoabisales andesíticos del Cretácico Superior, y su techo se encuentra en contacto por falla con la Formación Cerro Empexa.

La localidad típica se encuentra en la quebrada Juan de Morales, 7,5 Km al suroeste del cerro Duplijsa. La fauna fósil encontrada en las calizas (*Perisphinctes*, *Rhynchonella sp.*, *Macrocephalites sp.*, *Bositra sp.* y *Gryphaea sp.*; entre otros...) permite atribuirle a la edad Caloviano-Oxfordiano.

La Formación Duplijsa es correlacionable en la Precordillera de la Región de Tarapacá, con la Formación El Tranque (Pérez, 1972); y con el miembro inferior de la Formación Quinchamale (Maksaev, 1978) en la II Región.

El ambiente depositacional establecido corresponde a uno infranerítico (Galli 1968), y según Harambour (1990) sería combatible con un ambiente de plataforma abierta, con influencia de corrientes más costeras que aportan sedimentación clástica.

2.2.1.2.4 Formación Quebrada Coscaya (Harambour, 1990; Sinemuriano-Oxfordiano)

Se define la Formación Quebrada Coscaya como una potente sucesión de rocas sedimentarias volcanoclásticas expuestas en la Precordillera. Harambour (1990), de acuerdo a consideraciones cronológicas y estratigráficas, agrupó en esta unidad las Formaciones Guaviña (Sayés, 1978), Luja (Sayés, 1978), el “Miembro Coloreado” de la Formación Gualchagua (Cecioni, 1958), parte de las rocas asignadas a la Formación Cerro Empexa, y en el cuadrángulo Mamiña (Thomas, 1967), depósitos de la Formación Longacho (Alvarez, 1960), la Formación Cauquima (Sayés, 1978), la Formación Gualchagua (sensu Thomas, 1967) y los Estratos de Paguanta (Sayés, 1978).

La Formación Quebrada Coscaya se divide en dos miembros: el miembro inferior es de 800 m de espesor, y está compuesto por estratos de aglomerados, de composición intermedia y ácida, y conglomerados arenosos, localmente calcáreos, de color rojizo a gris-morado, con intercalaciones locales de areniscas marinas en la base. El miembro superior está compuesto por 400 a 500 m de areniscas, fangolitas, calizas y conglomerados subordinados. Los depósitos son de origen volcánico; las facies y espesores son variables y sufren cambios laterales importantes.

El miembro inferior se dispone en discordancia angular sobre la Formación Quebrada Aroma (Paleozoico), y se encuentra en contacto gradual con el miembro superior, que a su vez subyace en discordancia angular a la Formación Altos de Pica, y en algunas localidades de manera

paraconcordante y también en discordancia por erosión a la Formación Chusmiza. La localidad tipo se encuentra en la quebrada Coscaya.

El registro fósil del miembro inferior consiste en amonóideos de los géneros *Arietites* y *Arniceras* de edad sinemuriana; mientras que en el miembro superior se encontró fauna de *Pecticula cancellata* Leanza, fósil guía del Lías, común en el límite Pliensbachiano-Toarciano y de otros restos de fauna restringidos al Jurásico Superior-Cretácico Inferior, todos estos antecedentes le asignan al miembro inferior una edad mínima pre-bajociana y al miembro superior jurásica tardía (Caloviano-Oxfordiano). La edad máxima del miembro inferior sería sinemuriana, por lo cual el miembro inferior se correlacionaría cronológicamente con las Formaciones La Negra (García, 1967) y Oficina Viz (Thomas, 1970; Silva, 1977) que afloran en la Cordillera de la Costa. Al norte se correlaciona con la parte basal de la Formación Livílcar, y el miembro superior con las Formaciones El Tranque, Duplijsa, Infiernillo y Quebrada Honda, y asimismo con la parte superior de la Formación Livílcar.

El ambiente de depositación más probable para el miembro inferior corresponde a un sistema de abanicos aluviales en una zona costera, donde el mar podía ingresar ocasionalmente, y con abundantes aportes volcánicos. El miembro superior en tanto muestra una transición lateral a un ambiente marino de aguas someras hacia el este, interpretado como un sistema fluvial deltaico. Todo lo anterior indicaría una progresiva profundización seguida de una disminución abrupta del nivel del mar de acuerdo a Harambour (1990).

2.2.1.2.5 Formación Majala (García, 1967; Oxfordiano Tardío)

La Formación Majala fue definida como una sucesión de limolitas de color gris verdoso, con intercalaciones de lutitas síliceas y bancos delgados de areniscas finas. Su localidad tipo se encuentra en la confluencia de las quebradas Guatacondo y Majala, donde alcanza un espesor de 1.640 m (García, 1967). Sobreyace de manera transicional y concordante a la Formación AQUIUNO (García, 1967) y subyace concordante a la Formación Chacarilla (*sensu* Blanco *et al.*, 2012).

La fauna fósil de esta formación permite asignarla al Jurásico Tardío (Galli y Dingman, 1962; García, 1967; Smoje, 1989); sin embargo, el contenido fósil se encuentra mal preservado y no permite acotar una edad más precisa. La posición estratigráfica de la Formación Majala sobre la Formación AQUIUNO, de edad oxfordiana tardía (García, 1967), permite asignarle esa edad máxima a la Formación Majala.

Al norte, la Formación Majala es correlacionable, con el miembro superior de la Formación Livílcar (Muñoz *et al.*, 1988). También correlaciona con la Formación Infiernillo (Harambour, 1990), en la Precordillera de la I Región, y al sur, con el miembro inferior de la Formación Quinchamale (Maksaev, 1978) de la II Región de Antofagasta.

El ambiente depositacional de la Formación Majala ha sido interpretado como marino transicional, de tipo deltaico.

2.2.1.2.6 Formación Quebrada Honda (Harambour, 1990; Jurásico Tardío)

La Formación Quebrada Honda corresponde a una sucesión de areniscas medias a gruesas y conglomerados alternados rítmicamente con fangolitas, de colores pardo-rojizos. Harambour (1990) agrupó bajo este nombre a las Formaciones Diablo y Chacarilla descritas por Galli (1968) en el cuadrángulo Juan de Morales en la quebrada homónima. Su base se apoya en discordancia sobre la Formación Juan de Morales en la quebrada Honda, y de manera concordante sobre la Formación Duplijsa en la quebrada de Juan de Morales; en su techo se encuentra cubierta en

discordancia angular por la Formación Panjuacha. Tiene un espesor aproximado de 250 m en su localidad tipo, ubicada en quebrada Honda.

La posición estratigráfica de esta formación y la presencia de microfósiles de *Praeulimina* restringen la edad al Jurásico Tardío y probablemente al Oxfordiano. La Formación Quebrada Honda se correlaciona con la Formación Chacarilla (Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962) y cronoestratigráficamente con la Formación Infiernillo y la parte superior de la Formación Quebrada Coscaya, y con la Formación Livílcar (Muñoz *et al.*, 1988) en la Precordillera a la altura de Arica.

El ambiente de depositación interpretado para esta unidad es el de un sistema de depósitos turbidíticos canalizados en un abanico submarino. El análisis de proveniencia indica que los aportes fueron producto de la erosión de rocas ígneas tanto volcánicas ácidas como graníticas micáceas.

2.2.1.2.7 Formación Chacarilla (Galli y Dingman, 1962, *emend.* Blanco *et al.*, 2012; Jurásico Tardío-Cretácico Temprano)

Definida por Galli y Dingman (1962) como una sucesión de areniscas grises y rojizas, lutitas y tobas con niveles intercalados de ortocuarzitas y algunos mantos de traquitas; depositadas en un ambiente marino en su parte inferior y continental en la superior. Blanco *et al.* (2012) enmienda esta definición, y se refiere solamente a las capas rojas superiores, continentales, formadas por fangolitas y areniscas de color rojizo, con abundantes huellas de dinosaurios.

La localidad tipo se encuentra en quebrada Chacarilla, donde alcanza un espesor de 2.000 m. Sobreyace en contacto concordante y transicional a la Formación Majala, y subyace en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa.

La posición estratigráfica de la Formación Chacarilla, indica un rango comprendido entre el Oxfordiano y el Cretácico Superior. Por otro lado la presencia de huellas de dinosaurios en las areniscas rojas indicarían una edad cretácica temprana para esta unidad (Blanco *et al.*, 2000). No existen otros antecedentes que permitan acotar la edad de esta formación, luego la edad de la Formación Chacarilla queda comprendida en el intervalo del Jurásico Superior (Oxfordiano) – Cretácico Inferior (Blanco *et al.*, 2012).

Los depósitos sedimentarios de la Formación Chacarilla (*sensu* Blanco *et al.*; 2012) se han interpretado como acumulados en un ambiente palustre de aguas dulces o de lagunas costaneras (Galli y Dingman, 1962).

2.2.1.2.8 Formación Chusmiza (Harambour, 1990; Jurásico Tardío-Cretácico Tardío)

Harambour (1990) designa con este nombre a una serie de areniscas, conglomerados y tobas de colores pardos y verdosos que afloran en las cercanías del poblado de Chusmiza, en la quebrada de Ocharaza. Su base se encuentra en transición y discordancia por erosión sobre el Miembro superior de la Formación Quebrada Coscaya, y en discordancia por erosión sobre la Formación Noasa. Su techo se encuentra cubierto en discordancia angular por depósitos volcánicos de edad cenozoica. El espesor total estimado es de 1.000 m, divididos en una fracción basal de conglomerados y aglomerados (250 m), otra intermedia de sedimentos clásticos que gradan de conglomerados a fangolitas (500 m), y una superior de tobas blancas y brechas tobáceas (250 m).

De acuerdo a Harambour, parte de los depósitos que Thomas (1967) consideró como parte de la Formación Cerro Empexa, pertenecerían a la Formación Chusmiza.

De acuerdo a su posición estratigráfica sobre la Formación Quebrada Coscaya y bajo las lavas del volcán Tatajachura, su edad máxima es post- oxfordiana y la edad mínima es previa al Eoceno; pues se encuentra intruida por el granito de Chulluncane, de 46 Ma (Sernageomin, 1986, en Harambour, 1990). La presencia de restos fósiles, mal conservados, de amplio rango cronológico (Jurásico Tardío-Reciente), abundantes en el Jurásico Superior, Cretácico Inferior y Eoceno; justifica una edad mínima cretácico temprana para esta unidad (Harambour, 1990). Pero estos antecedentes no son concluyentes, así pues en este estudio y con base en las relaciones estratigráficas reportadas; se considera una edad mínima cretácica tardía.

La Formación Chusmiza ha sido correlacionada cronológicamente con la Formación Guatacondo (García, 1967; Smoje, 1989) y con la parte superior de la Formación Livilcar (Muñoz *et al.*, 1988). Por otro lado su parte media se correlaciona con la Formación Cerro Empexa.

El ambiente de depositación de esta unidad varía de fluvio-aluvial para la parte basal, a fluvial para la parte intermedia y en la parte superior, volcánico subaéreo. El análisis petrográfico indica que los aportes provenían de un arco magmático no disectado (Harambour, 1990).

2.2.1.2.9 Formación Panjuacha (Espiñeira *et al.*, 1984; Harambour, 1990; Cretácico Tardío)

La Formación Panjuacha está compuesta por dacitas, riolitas fluidales, andesitas, conglomerados y areniscas, con estratificación gruesa y mal definida, presenta una coloración pardo-rojiza a pardo-verdosa. En la localidad tipo, en el sector de Panjuacha, aguas abajo del poblado de Pachica en la quebrada de Tarapacá, tiene un espesor total de 330 m.

En la quebrada de Tarapacá sobreyace en discordancia angular a la Formación El Tranque, mientras que entre la quebrada Infiernillo y Mulli-Mulli, lo hace también en discordancia sobre la Formación Infiernillo, finalmente en el sector de Juan de Morales está en discordancia angular por sobre las unidades paleozoicas y jurásicas expuestas. Subyace en discordancia angular bajo las formaciones Carora (Pérez, 1972) y Altos de Pica (Galli y Dingman, 1962) y está intruida por los plutones de los cerros Tarapacá II, Juan de Morales y Cerrillos de edad cretácico tardía-terciaria (Galli, 1968; Pérez, 1972)

Esta unidad se encuentra intruida por granitoides de edades comprendidas entre el Cretácico Tardío y Paleoceno, y cubierta en discordancia angular por la Formación Altos de Pica, por lo tanto tendría una edad mínima paleocena. Harambour (1990) la correlaciona con las Formaciones Quebrada Mala (Muñoz *et al.*, 1989), Lomas Negras (Marinovich y Lahsen, 1984) y Suca (Cecioni y García, 1960; García 1967) y descarta la correlación con la Formación Cerro Empexa (correlacionada con la Formación Quebrada Coscaya por ese autor). Por todo lo anterior se la asignó al Cretácico Superior.

El ambiente depositacional de esta formación es volcánico y subaéreo indicando la ocurrencia de eventos volcánicos de composición intermedia a ácidos, tanto efusivos como explosivos.

2.2.1.2.10 Formación Cerro Empexa (Galli y Dingman, 1962; Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano))

La Formación Cerro Empexa corresponde a una sucesión continental de brechas, conglomerados, areniscas finas, fangolitas y traquitas. Galli (1957) la subdividió en tres miembros, que de base a techo corresponden a: miembro 1: compuesto por brechas y conglomerados gris rojizos con clastos de origen volcánico, y traquitas porfíricas macizas; miembro 2: formado por areniscas finas y fangolitas rojo grisáceas con estratificación definida y

yeso irregularmente intercalado; miembro 3: lavas traquíticas y brechas volcánicas con estratificación masiva. El espesor total aproximado es de 600 m (Galli y Dingman, 1962).

Thomas (1967) describe en el cuadrángulo Mamiña afloramientos de una formación continental, que cubre discordantemente a la Formación Chacarilla, cubierta a su vez discordantemente por depósitos terciarios, la cual asigna a la Formación Cerro Empexa. Distinguió los dos miembros superiores de la sucesión descrita por Galli y Dingman (1962), con un espesor aproximado mínimo de 470 m y máximo de 660 m. Observa además variaciones en la naturaleza de los depósitos, primeramente en los niveles volcánicos los cuales son de composición andesítica-traquítica (a diferencia de los del sur traquíticos), y también en las facies que presentan cambios laterales en cortas distancias.

Blanco *et al.* (2012) reconocen afloramientos de la Formación Cerro Empexa entre los 20°-21°S, en las áreas norte y oriental de la Carta Mamiña, y en la Carta Guatacondo en la quebrada Chacarilla. La localidad tipo se encuentra en el cerro Empexa ubicado en el cuadrángulo de Chacarilla y la sección tipo está ubicada en el sinclinal de Higuieritas al sudeste de Chacarilla donde alcanza un espesor de 1.300 m (Tomlinson *et al.*, 2001).

En la Carta Mamiña la Formación Cerro Empexa sobreyace en paraconcordancia a la Formación Duplijsa y subyace en discordancia angular a la Formación Altos de Pica. En tanto en la Carta Guatacondo sobreyace a la Formación Chacarilla en discordancia angular, mientras que subyace en discordancia angular a la Formación Icanche (Maksaev, 1978), de edad eocena (48 Ma) (Blanco *et al.*, 2012). Además se encuentra intruida por plutones y stocks del Cretácico Superior, con edades de 81 a 65-67 Ma (Blanco *et al.*, 2012).

De acuerdo a Blanco *et al.* (2012); no es posible reconocer a escala regional miembros en esta formación, por lo que propone separar la Formación Cerro Empexa en facies sedimentarias clásticas, volcanoclásticas y volcánicas.

Dataciones por el método U/Pb en circones magmáticos, entregan edades en el rango 79-65 Ma (Blanco *et al.*, 2012); sin embargo, la edad más joven no corresponde al techo de esta unidad; por lo que no se descarta una edad mínima paleocena temprana (Blanco *et al.*, 2012).

La Formación Cerro Empexa es correlacionable litoestratigráficamente con la Formación Quebrada Mala (Montaño, 1976) expuesta en la Depresión Central de la II región, y en la III Región con la Formación Llanta (Frutos *et al.*, 1975; *emend.* Cornejo *et al.*, 1993).

La Formación Cerro Empexa se interpreta como los depósitos de un evento volcánico, asociado al emplazamiento del arco magmático durante el Cretácico Tardío (Blanco *et al.*, 2012). Estos depósitos se acumularon en cuencas extensionales volcánicas; en las que la sedimentación clástica estuvo presente con grados variables de desarrollo; controlada por la ubicación y cercanía de los centros emisores (Blanco *et al.*, 2012).

2.2.1.3 Unidades Cenozoicas

2.2.1.3.1 Formación Latagualla (Pinto *et al.*, 2004)

Esta unidad corresponde a una sucesión sedimentaria volcano-detrítica bien estratificada, con intercalaciones de ignimbritas, la cual se dispone en discordancia angular y de erosión sobre los depósitos pre-neógenos (Formación Cerro Empexa?) en el área de Moquilla y se encuentra cubierta por la Lava de Tana. La localidad tipo se encuentra en Suca. Se ha dividido a la Formación Latagualla en cuatro miembros, los cuales de base a techo son: miembro 1: sucesión sedimentaria de conglomerados y areniscas, con potentes intercalaciones volcánicas con un espesor medio de 500 m; miembro 2: sucesión sedimentaria de conglomerados, areniscas y

fangolitas (400 m); miembro 3: concordante con el anterior, formado por conglomerados y areniscas (ca. 40- 120 m); miembro 4: concordante con el anterior y dispuesto en discordancia por erosión sobre el miembro 1 en la quebrada Camiña con un espesor variable de 50-300 m.

La edad de la Formación Latagualla se encuentra acotada por la edad de las ignimbritas Suca y Moquella, pertenecientes al miembro 1 lo que le da una edad máxima entre los 25 Ma y 17 Ma. Por otro lado la Lava de Tana tiene una edad ca. a los 8 Ma (Naranjo y Paskoff, 1985; Muñoz y Sepúlveda, 1992), con lo cual la edad de la Formación Latagualla estaría comprendida entre los 25 y 8 Ma (Oligoceno Tardío y Mioceno Tardío).

El miembro 1 de la Formación Latagualla se correlaciona con la Formación Oxaya y con los miembros 1 a 4 de la Formación Altos de Pica (*sensu* Galli y Dingman, 1962). El miembro 4 en tanto es correlacionable con el miembro superior de la Formación El Diablo (Tobar *et al.*, 1968; Parraguez, 1998; García, 2001) en la zona de Arica, y con el miembro 5 de la Formación Altos de Pica (*sensu* Galli y Dingman, 1962).

El ambiente de depositación de esta unidad corresponde a abanicos aluviales en un clima semi-árido.

2.2.1.3.2 Formación Altos de Pica (Galli, 1957; Galli y Dingman, 1962; Farías *et al.*, 2005)

Galli (1957) designó con este nombre a una sucesión sedimentaria continental y volcánica piroclástica, formada por gravas e intercalaciones de ignimbritas, que aflora típicamente en Altos de Pica, en la Región de Tarapacá, donde sobreyace en discordancia angular a las Formaciones Longacho, Chacarilla y Cerro Empexa. Farías *et al.* (2005) la divide en dos miembros: miembro inferior formado por conglomerados polimícticos, brechas y areniscas subordinadas, con un espesor variable de 10 a 200 m en la quebrada de Tarapacá. El miembro superior consiste en intercalaciones de ignimbritas y sedimentos finos y gruesos. La Formación Altos de Pica tiene un espesor promedio de 600 m.

Dataciones en los niveles de ignimbritas han dado por resultado edades entre 23 y 16 Ma, lo cual permite asignarla al período Mioceno Temprano-Mioceno Medio. La Formación Altos de Pica se correlaciona con la Formación Latagualla y la Formación Oxaya (Montecinos, 1963) en el norte de Chile.

De acuerdo a Galli y Dingman (1962) y a Naranjo y Paskoff (1985) la Formación Altos de Pica se habría originado producto del alzamiento andino durante el Oligo-Mioceno, el cual habría depositado rocas clásticas en el flanco cordillerano en forma de piedemonte. Las intercalaciones de ignimbritas evidenciarían la ocurrencia de flujos piroclásticos laminares provenientes del este.

2.3 Marco estructural

En la transición entre la Depresión Central y la Precordillera entre Arica e Iquique, el relieve cambia abruptamente. Este cambio coincide espacialmente con un sistema de fallas de alto ángulo y pliegues de vergencia al oeste, con rumbo NN°W-SSE, que se extiende desde Putre hasta Altos de Pica (18°-21°S), denominado WTS (West Thrust System, o también sistema de cabalgamientos con vergencia al oeste, ver Fig. 6).

Este sistema estructural concentra la deformación tectónica en la Precordillera, afectando a las unidades cenozoicas que cubren en discordancia a las formaciones mesozoicas en esta área, y pone en contacto unidades paleozoicas y mesozoicas con las unidades neógenas. Producto del alzamiento causado por el WTS se depositaron en toda esta región depósitos de gravas e

ignimbritas sintectónicas asociados a las fallas, reflejándose localmente en el desarrollo de patrones de crecimiento de estratos.

Al norte de los 20°S este sistema se encuentra bien expuesto entre el borde occidental del Altiplano y la Depresión Central. De acuerdo a Charrier y Muñoz (1996) las fallas que conforman el WTS, mantean al este y la deformación vertical causada aumenta desde el oeste al este, exponiendo unidades más antiguas.

Las principales estructuras son: a la altura de Arica, la Falla Ausipar (Salas *et al.* 1966), el Anticlinal de Oxaya (Parraguez, 1998; García *et al.*, 1999; García, 2001) y el Sistema de Cabalgamientos de Belén (Muñoz y Charrier, 1996). Al este de Iquique se observan: en Moquella, la Flexura Moquella (Pinto, 1999; Pinto *et al.*, 2004) y en Altos de Pica, las flexuras Calacala, Aroma y Soga (Fariás *et al.*, 2005).

Los antecedentes recopilados por estos autores indican que la actividad del WTS comenzó en el Oligoceno y finalizó en el Mioceno Temprano, contribuyendo al alzamiento del borde occidental del Altiplano.

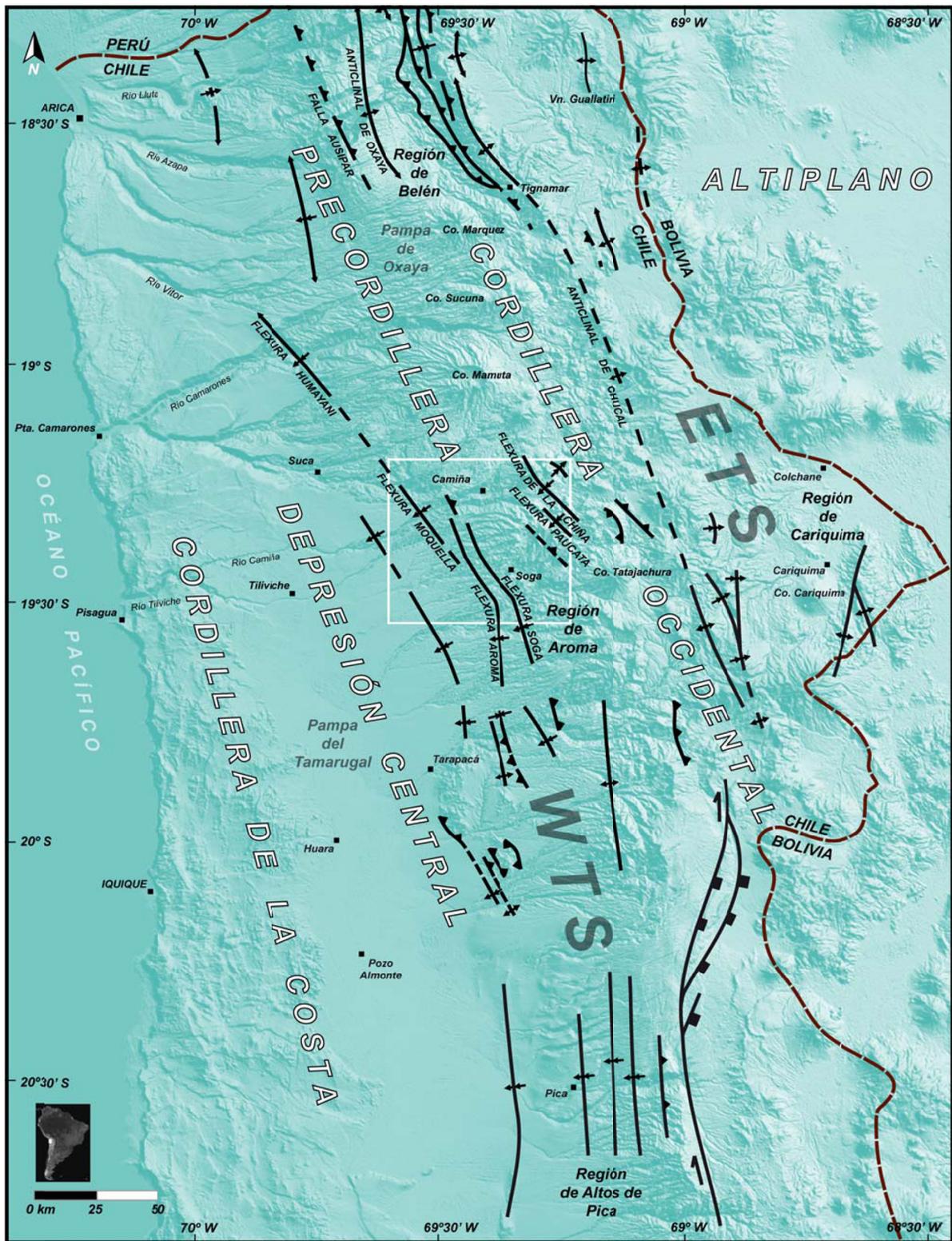


Figura 6: Configuración estructural en superficie del borde occidental del Altiplano entre los 18°30' y 20°30'S. Tomado de Herrera (2013).

A continuación se describen brevemente las estructuras del WTS al sur de los 19°S:

En la zona de Moquella la Flexura Moquella (Muñoz y Sepúlveda, 1992; Muñoz y Charrier, 1996, Pinto, 1999, Pinto *et al.*, 2004); tiene un rumbo N20°W, y está expuesta a lo largo de 13 Km, alcanzando un ancho de 4 Km. Corresponde a un pliegue monoclinial, de vergencia oeste, de eje subhorizontal, que deforma a los depósitos pre-cenozoicos (Formación Cerro Empexa?) y al miembro 1 de la Formación Latagualla. En la localidad de Moquella produce un desnivel topográfico de 400 a 700 m aproximadamente. La deformación observada es progresivamente menor en los estratos más jóvenes, indicando que la actividad de la flexura se atenuó en el tiempo.

La geometría de esta flexura permite inferir la existencia de una falla con manteo al este que afecta a las unidades pre-neógenas en el área, cuya propagación sería la causante de la Flexura Moquella.

Al este de Moquella en tanto, en la localidad de Quisama, en la quebrada Camiña, aflora la traza de una falla inversa, que deforma, tanto a las unidades pre-neógenas como al miembro 1 de la Formación Latagualla (Herrera, 2013). Tiene un rumbo aproximadamente norte-sur. Al oeste de Moquella, en la Pampa de Tana, se observa un anticlinal de rumbo N°30W y de ca. 24x11 Km² el cual refleja una actividad tectónica al oeste de la Flexura Moquella, posterior a los 8 Ma (Pinto *et al.*, 2004).

La deformación producida por la Flexura Moquella, causó la exhumación de unidades más antiguas al este de Moquella, y controló la acumulación sedimentaria sintectónica al oeste de esta localidad. La actividad de esta flexura, se habría concentrado entre los 25 a 8 Ma, de acuerdo a Pinto *et al.* (2004).

Al sur de Moquella, en las quebradas Soga y Aroma (Farías *et al.*, 2002, 2003, 2005) está la prolongación de este sistema a escala regional, estas flexuras también estuvieron activas de manera simultánea a la Flexura Moquella, y produjeron un desnivel de ca. 2.100 m (Farías *et al.*, 2002). La existencia de estructuras más al oeste indicaría una eventual migración hacia el oeste de la deformación (Farías *et al.*, 2005).

2.4 Antecedentes geológicos locales

En el área de estudio se han realizado levantamientos geológicos detallados de las unidades neógenas, pero no así de las unidades pre-neógenas.

De acuerdo a Pinto (1999) y Pinto *et al.* (2004), las rocas más antiguas que afloran en la zona corresponden a rocas sedimentarias continentales, constituidas por areniscas finas a gruesas y conglomerados de componentes volcánicos. Presentan un color burdeo a verde grisáceo y afloran ampliamente a través de la quebrada Camiña al este de la Flexura Moquella hasta Apamilca. De manera informal se denomina a estas rocas “substrato mesozoico”, aunque su edad no está determinada con certeza.

Las estructuras que afectan al substrato de las unidades neógenas consisten en suaves y amplios pliegues. Esta unidad subyace en discordancia angular y de erosión al miembro 1 de la Formación Latagualla, sin exponer su base en el área de estudio. Además, localmente se encuentra intruida por stocks de pórfidos riolíticos y de granodiorita en Quistagama (Camus y Fam, 1971). Estos cuerpos intrusivos están dispuestos en discordancia de erosión bajo la sucesión neógena (Camus y Fam, 1971).

Los argumentos que permiten asignarle al substrato sedimentario una edad mesozoica son de acuerdo a Camus y Fam (1971) la similitud litológica con la Formación Cerro Empexa de edad

cretácica tardía, y la relación de contacto de los cuerpos intrusivos con la sucesión neógena estimando que la intrusión de estos ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Terciario temprano.

Pinto (1999), al considerar las relaciones de contacto entre ambas unidades, afirma que el substrato mesozoico para la cubierta cenozoica en esta área es más antiguo que 21 Ma.

3 ESTRATIGRAFÍA

3.1 Introducción

En el área de estudio se observa a grandes rasgos una sucesión sedimentaria con intercalaciones de ignimbritas (descrita por Pinto *et al.*, (2004) como el miembro 1 de la Formación Latagualla), que sobreyace a una unidad litológica consolidada, deformada, alzada y parcialmente erodada, de edad presuntamente mesozoica, a la que en este trabajo se denominará de manera informal “sucesión pre-neógena”.

La sucesión pre-neógena en el área de estudio se distribuye de acuerdo a la orientación de las quebradas en franjas de orientación este-oeste, aflorando en los cortes de las quebradas. Se encuentra cubierto de manera discordante por los depósitos volcánicos y sedimentarios del Neógeno (Formación Latagualla o de manera equivalente Formación Altos de Pica). Los afloramientos en buenas condiciones son escasos, debido a que una parte importante de estos se encuentra cubierta por numerosos deslizamientos en la quebrada Camiña o intruida por cuerpos plutónicos. Se levantaron 6 columnas estratigráficas en zonas con buenos afloramientos de los depósitos pre-neógenos (ver Fig. 7).

A partir de las diferentes litologías y estructuras sedimentarias observadas se definieron 10 unidades en esta sucesión y se realizaron correlaciones entre las diferentes columnas de las mismas.

Las sucesiones reconocidas en terreno afloran en las laderas de las quebradas Camiña y Retamilla. La base de estas no se encuentra expuesta en el área de estudio y subyacen en discordancia angular y erosiva a los depósitos de la Formación Latagualla del Neógeno.

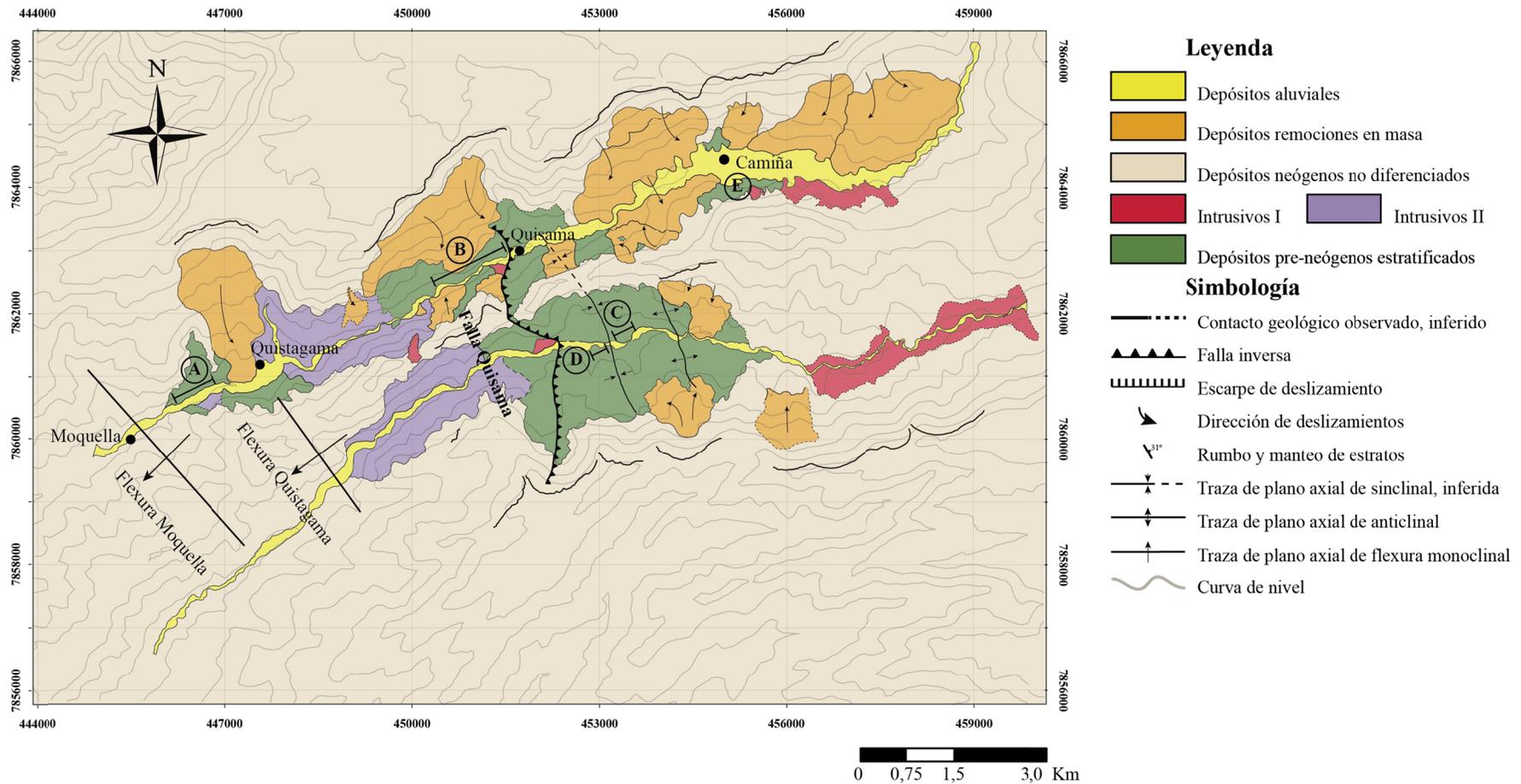


Figura 7: Mapa geológico con ubicación de columnas estratigráficas levantadas en terreno, (A) Moquella, (B) Quisama, (C) y (D) Retamilla, (E) Camiña.

3.2 Unidades litológicas

3.2.1.1 Unidad 1

Se observa esta unidad en la parte inferior del afloramiento expuesto en la zona al este de Puente Moquella, en la ladera norte de la quebrada Camiña (Figs. 7, 8 y 20). Su base no está expuesta. Consiste en una sucesión granodecreciente de areniscas feldespáticas medias masivas y finas con laminación horizontal, con un espesor total de 2,32 m, sobre la cual se dispone un paquete de areniscas líticas gruesas y muy gruesas, masivas y con estratificación paralela fina, de 4,90 m de espesor. Espesor total expuesto de 7,22 m.

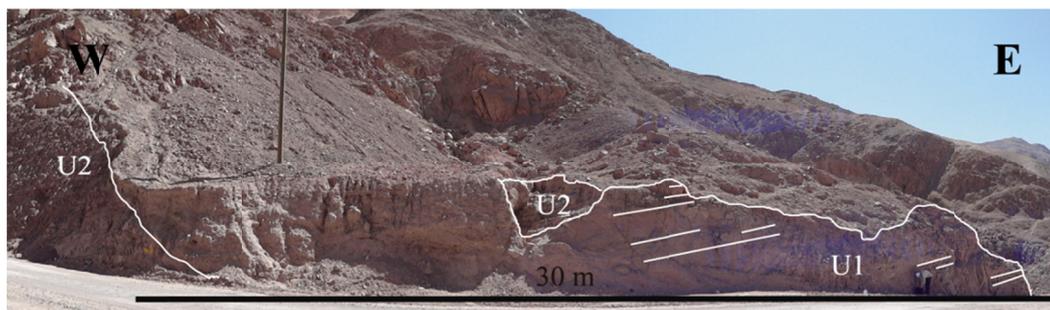


Figura 8: Afloramiento de las unidades 1 y 2 al este de Puente Moquella, la unidad 1 presenta estratificación tabular gruesa.

3.2.1.2 Unidad 2

Sobreyace concordantemente a la unidad 1 (Fig. 8). Consiste en una sucesión; formada por intercalaciones de areniscas feldespáticas finas y muy finas con laminación cruzada paralela de bajo ángulo, y fangolitas masivas (Figs. 9 y 20). Tiene un espesor de 7 m.



Figura 9: Afloramiento de la unidad 2. Se puede observar la intercalación de areniscas finas grises y fangolitas rojizas que conforman esta sucesión.

3.2.1.3 Unidad 3

Se dispone por sobre la unidad 2, el contacto entre ambas unidades se encuentra cubierto (Figs. 10 y 20). Corresponde a una sucesión de areniscas finas y medias, líticas y conglomerádicas, y conglomerados con intercalaciones subordinadas de fangolitas con un espesor de 10,45 m (Fig. 11).

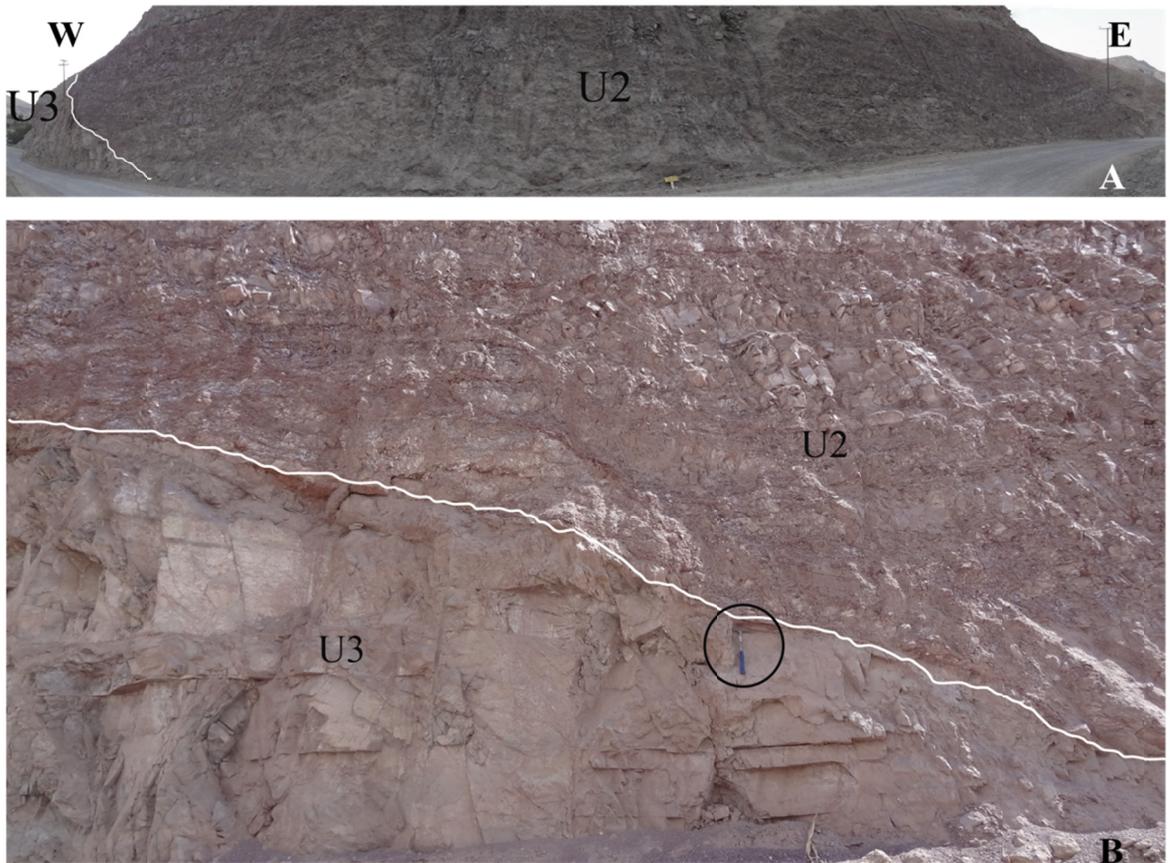


Figura 10: Relaciones de contacto entre las unidades 2 y 3. En la fotografía A se aprecia la geometría de este contacto, y en la fotografía B se tiene el detalle del contacto, marcado en blanco; esta geometría se debe a la acción de un corrimiento menor, también se observa la abrupta transición entre sedimentos de grano fino de la unidad 2 y los de grano medio a grueso de la unidad 3.



Figura 11: Base de la unidad 3. Se observa la base de esta unidad donde estratos de conglomerados y areniscas presentan estratificación horizontal y masiva.

3.2.1.4 Unidad 4

Dispuesta sobre la unidad 3 y separada por un nivel cubierto (Fig. 20). Consiste en una sucesión de ciclos granodecrecientes de areniscas líticas medias, finas y muy finas, finamente estratificados (Fig. 12), con un espesor de ca. 3 m.



Figura 12: Afloramiento de la unidad 4. Se observan areniscas finas con intercalaciones de fangolitas, con estratificación horizontal paralela continua.

3.2.1.5 Unidad 5

Observada en la parte occidental de Puente Moquilla (Figs. 13 y 20). Se encuentra estratigráficamente por sobre la unidad 4, el contacto entre ambas unidades se encuentra cubierto. Está formada por una intercalación de fangolitas y areniscas de granulometría muy fina a media, con un espesor de ca. 16 m (Figs. 20 y 22).

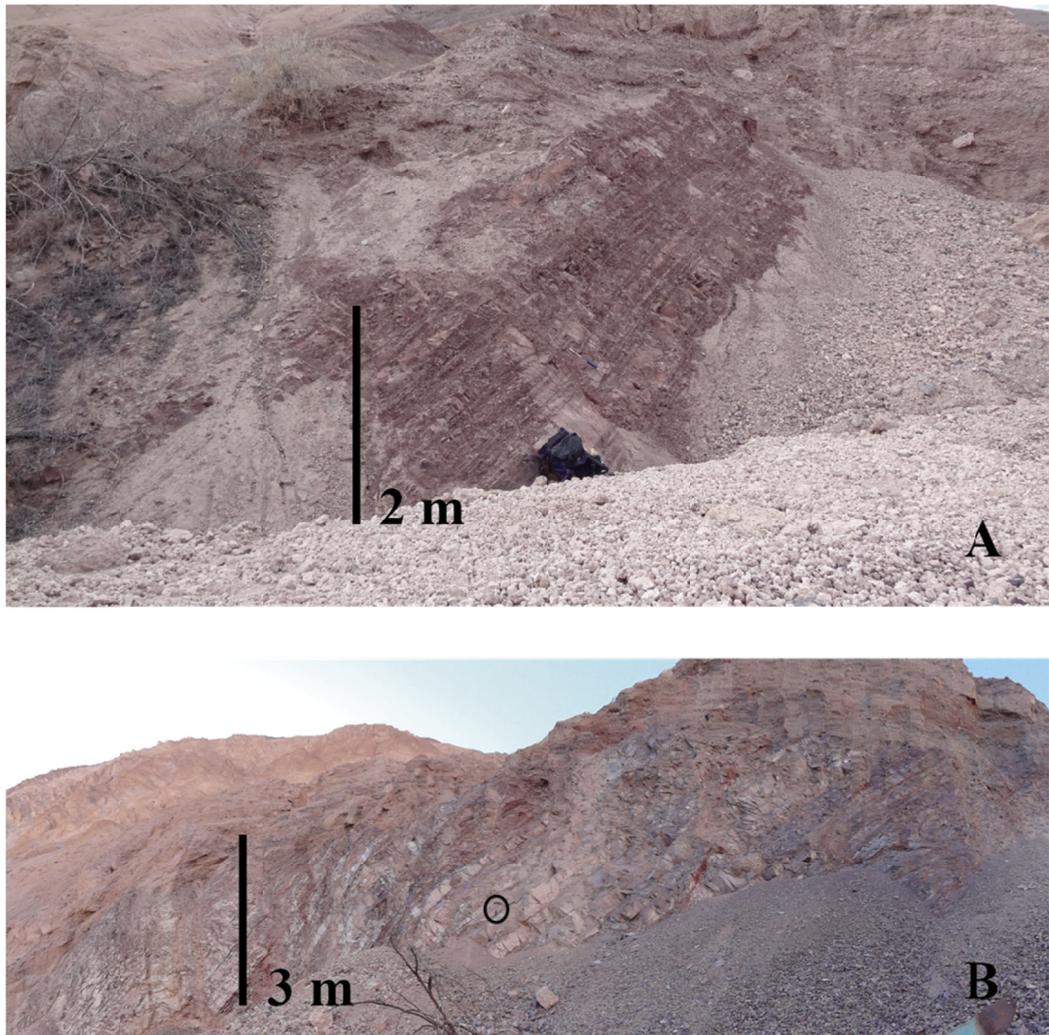


Figura 13: Afloramiento de la unidad 5. La fotografía A muestra la base dominada por sedimentos de grano muy fino y la fotografía B el techo de esta unidad conformado por areniscas de grano medio y fino, el círculo negro indica la posición de un martillo como escala.

3.2.1.6 Unidad 6

Aflora en la localidad de Quisama, en la ladera norte de la quebrada (Figs. 7 y 21), en su base se encuentra en contacto difuso con lavas andesíticas muy alteradas (Fig. 14). Está formada por un potente nivel basal de conglomerados polimícticos y matriz soportados, seguido de una sucesión de areniscas conglomerádicas gruesas, y en su techo lavas andesíticas, separadas por tramos cubiertos o erodados (Fig. 14). La potencia aproximada de esta unidad es de 450 m.

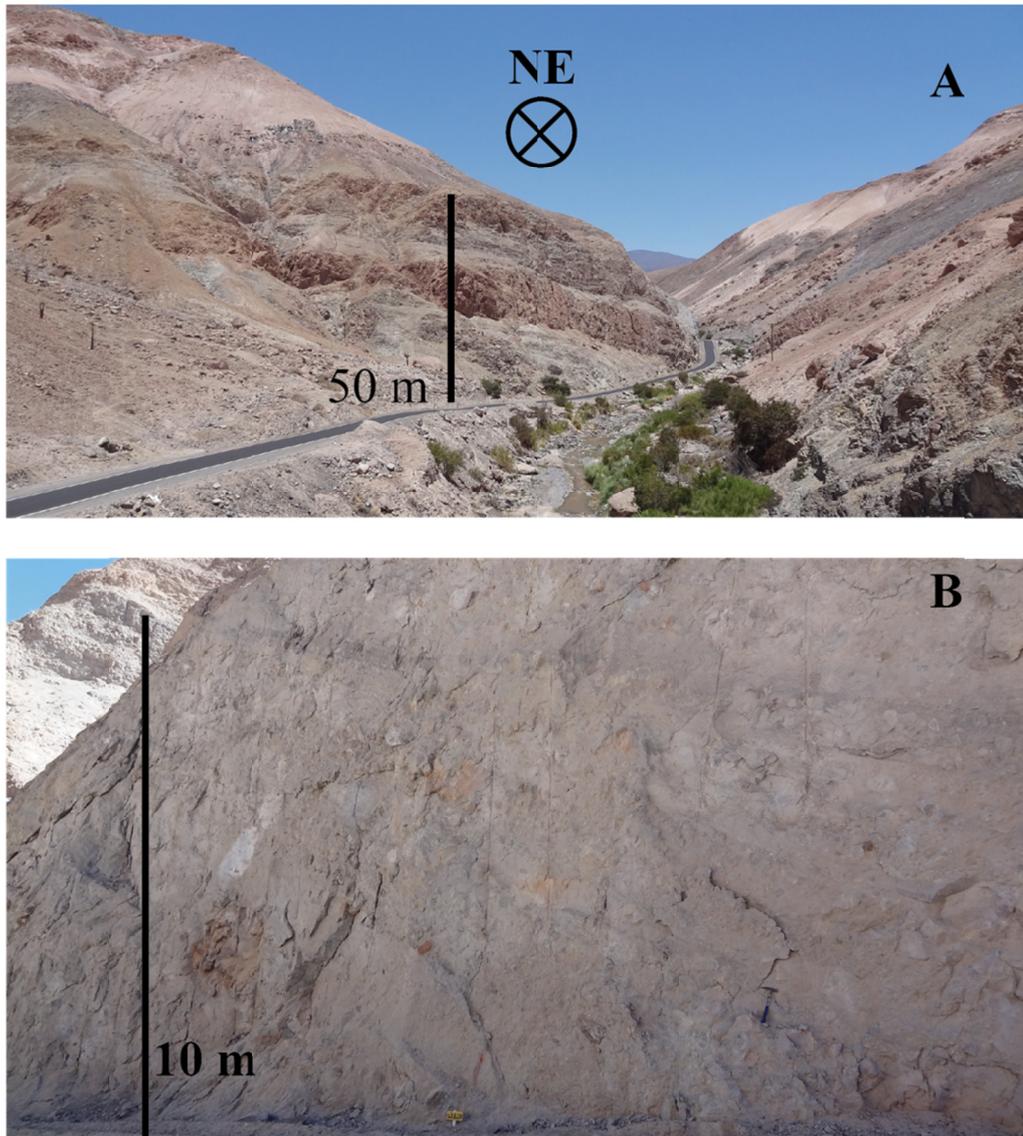


Figura 14: Afloramientos de la unidad 6. En la fotografía A se aprecia la distribución vertical de los paquetes conglomerádicos que conforman esta unidad, mientras que en la fotografía B se observa la textura predominantemente masiva, con estratificación difusa subordinada y lentes arenosas intercalados.

3.2.1.7 Unidad 7

Esta unidad aflora en la localidad de Camiña (Figs. 7 y 22), su base no está expuesta, corresponde a un paquete de areniscas líticas medias a muy finas con un espesor de ca. 10 m (Fig. 15).



A



B

Figura 15: Afloramientos de la unidad 7, en las inmediaciones de Camiña. La fotografía A muestra una vista al S10°E de la sucesión pre-neógena, que mantea al este, subyaciendo en discordancia angular a la sucesión ignimbrítica subhorizontal néogena. La fotografía B muestra el aspecto típico de un afloramiento de esta unidad, donde el diaclasamiento regular de las rocas sedimentarias es una característica propia de esta localidad.

3.2.1.8 Unidad 8

Reconocida en la quebrada Retamilla, se encuentra ubicada en el limbo de un pliegue anticlinal (Figs. 7, 16 y 21). Su base no se encuentra expuesta y su techo está cubierto. Corresponde a una sucesión granodecreciente de conglomerados arenosos a areniscas líticas medias a finas, de 10 m de espesor.



Figura 16: Afloramiento de la unidad 8. En esta fotografía se observa el afloramiento de esta unidad. Los estratos mantean al oeste, las areniscas y conglomerados grises tienen una estructura masiva, mientras que las areniscas amarillas y pardas son tabulares.

3.2.1.9 Unidad 9

Esta unidad se encuentra en el flanco de un sinclinal que se encuentra manteando al este (Figs. 7, 17 y 21). El contacto de esta unidad con la Unidad 8 está cubierto. Consiste en areniscas conglomerádicas gruesas, areniscas líticas finas y medias, conglomerados y conglomerados arenosos, presentando dos ciclos granodecrecientes, con un espesor de 30 m.



Figura 17: Afloramiento de la unidad 9. La base se encuentra en el extremo NE de la foto, donde afloran areniscas con estratificación horizontal, sobreyacidas por intercalaciones de areniscas y fangolitas con estructuras intraplegadas y conglomerados matriz soportados con estratificación difusa. En el techo hay areniscas conglomerádicas masivas y con estratificación horizontal paralela.

3.2.1.10 Unidad 10

Esta unidad se encuentra expuesta en los limbos del pliegue sinclinal observado en la quebrada Retamilla (Figs. 7, 17 y 18), correspondiendo al techo y a la base de las columnas (D) y (E) respectivamente (Fig. 21). Su base está afectada por una zona de alteración ubicada en el flanco occidental del sinclinal. Litológicamente se compone de areniscas líticas finas masivas y

tabulares (Fig. 19). En la columna oriental tiene un espesor de ca. 90 m, mientras que en la occidental se midió un espesor de ca. 85 m.

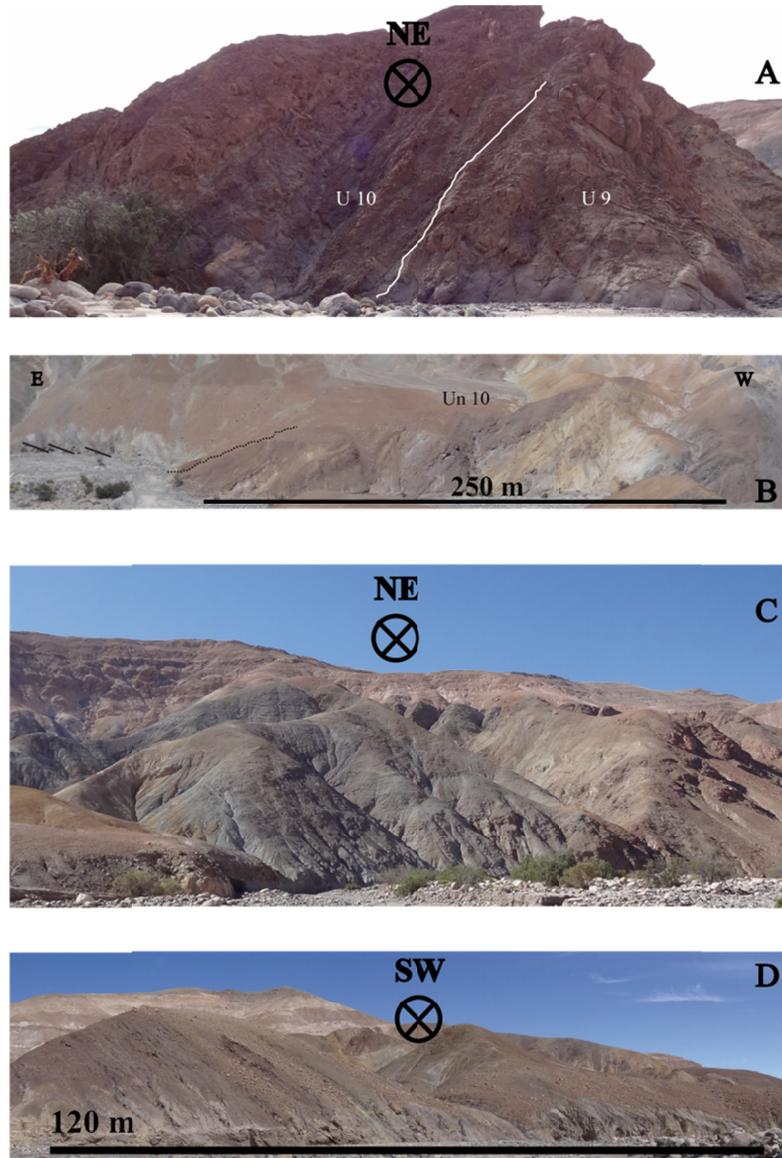


Figura 18: Afloramientos de la unidad 10. Fotografía A, contacto entre las unidades 9 y 10; fotografía B, unidad 10 deformada por un sinclinal con vergencia al oeste, ambos flancos están representados por la Columna (D) (Fig. 9); fotografías C y D muestran afloramientos de la unidad 10.



Figura 19: Areniscas tabulares masivas de la unidad 10. A) y B) muestran la escala y extensión de la estratificación en afloramiento de estas areniscas.

Columna Moquella (A)

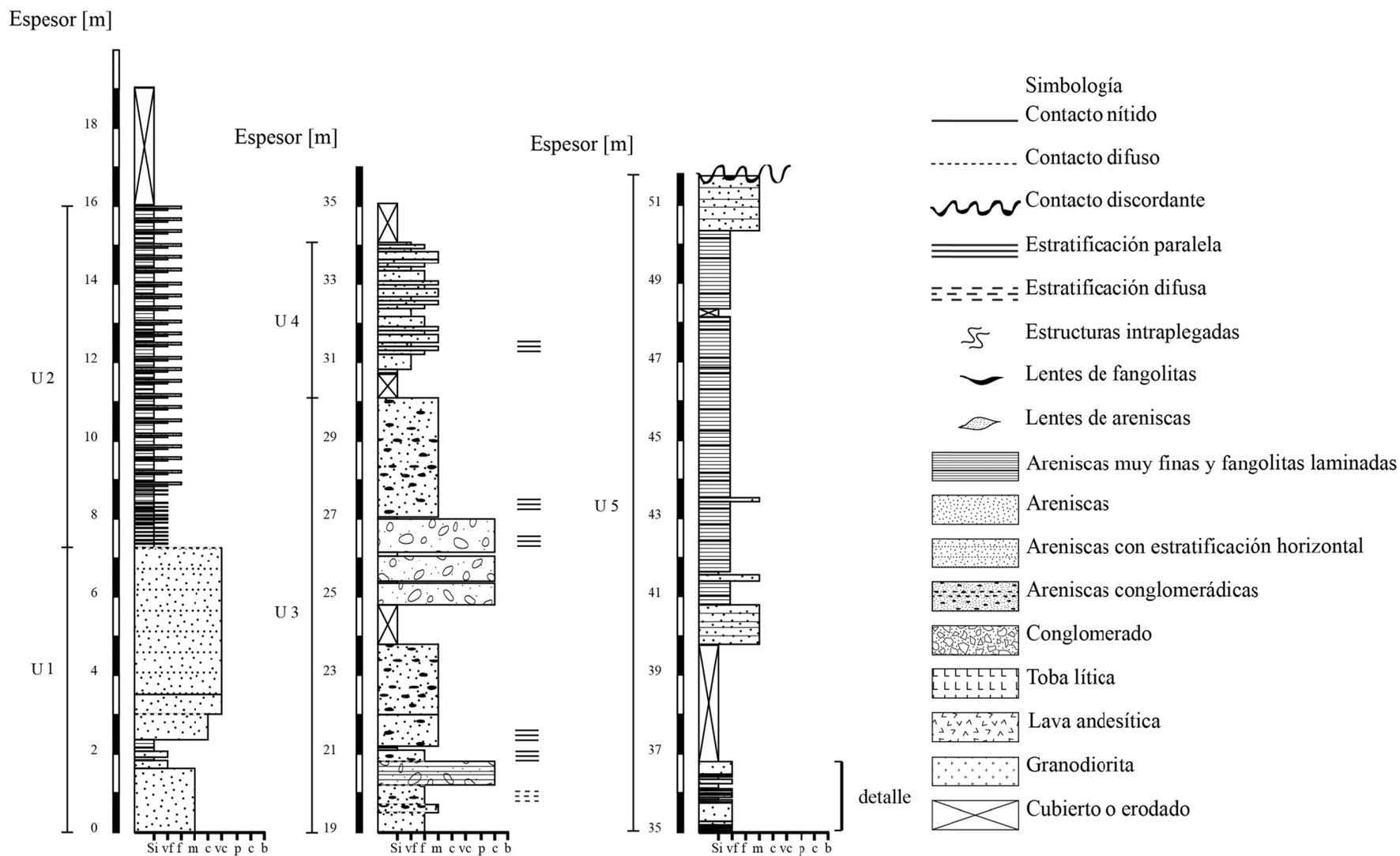


Figura 20: Columna (A), se indican las unidades 1-5. La escala granulométrica es como sigue: Si, limo. Arenas: vf, arena muy fina; f, arena fina; m, arena media; c, arena gruesa; vc, arena muy gruesa. Conglomerados: p, guija; c, guijarro; b, bloques.

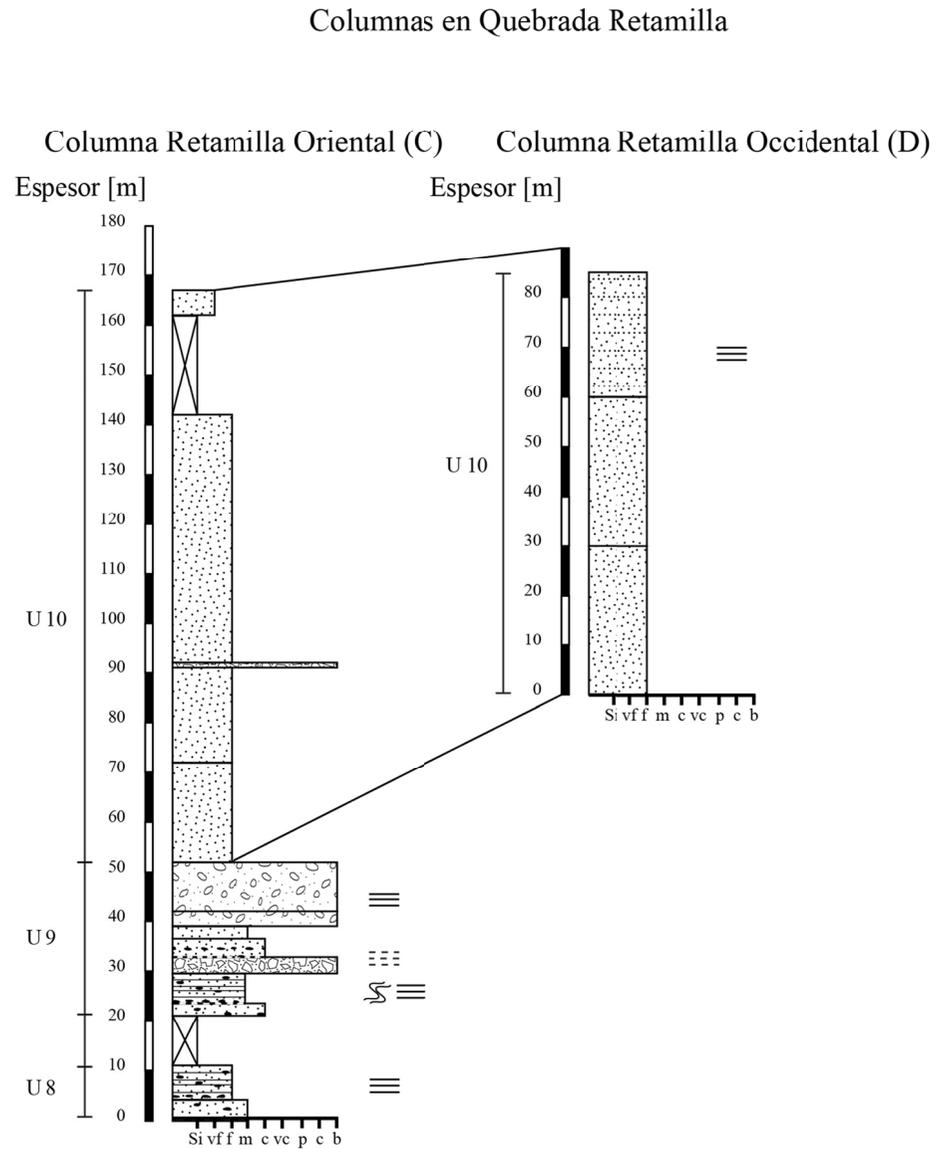
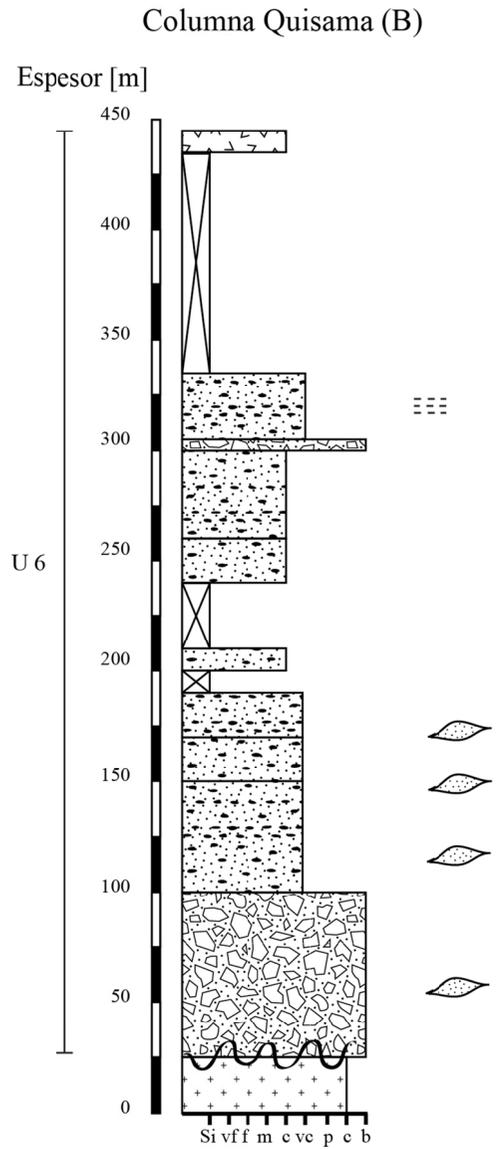


Figura 21: Columnas estratigráficas, columnas (C), (D) y (E). Ubicación en Fig. 7; la simbología es la misma de la Fig. 20.

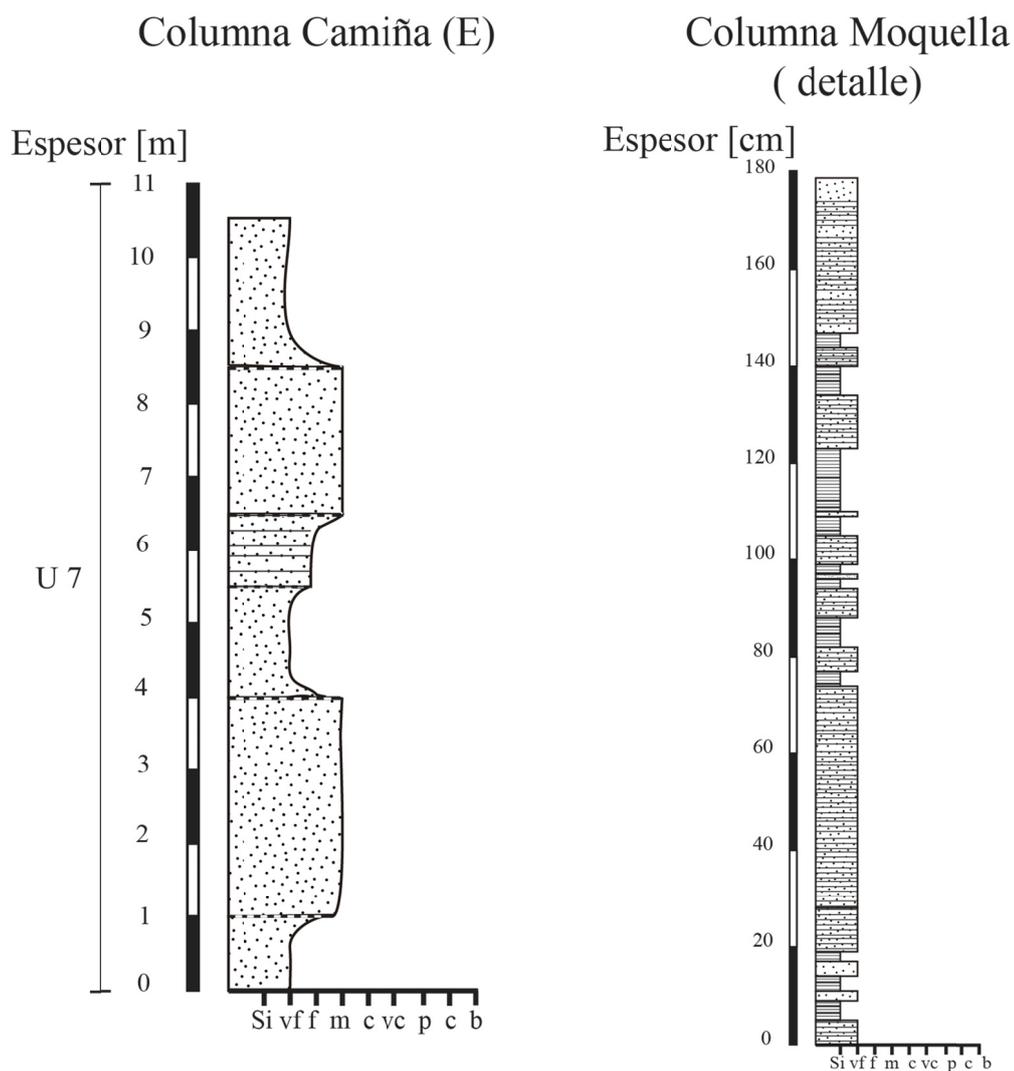


Figura 22: Columnas estratigráficas. Columna (E) de la unidad 7 y detalle de la Columna (A), Fig. 20. La simbología es la misma de la Fig. 20.

3.3 Facies sedimentarias

3.3.1.1 Areniscas masivas con estratificación tabular

Esta facies se observa en las unidades 1, 3, 9 y 10.

Litofacies:

Formada por arenitas feldespáticas, de **grano medio a fino, masivas** (Figs. 23 y 24); la selección es moderada a pobre y texturalmente son sub-maduras. Los clastos son sub-angulosos de composición detrítica indiferenciada en su mayoría, con buena esfericidad. Las rocas de esta facies se encuentran bien consolidadas.

La estratificación planar es gruesa en la unidad 1 (Fig. 11), media en la unidad 9 y muy gruesa en la unidad 10 (Fig. 22). Las superficies envolventes inferiores y superiores son planas. A escala de muestra de mano, las areniscas se aprecian masivas y no muestran laminación.

El tamaño máximo de clasto observado varía entre 2 cm para las unidades 1 y 9 a 0,2 cm para la unidad 10, en la cual se observa una buena selección. La coloración predominante es

grisácea con tonalidades amarillas, aunque en la unidad 10 es posible apreciar también tonos verdes y morados. Es posible observar en todas la unidades vetillas de yeso que cruzan los paquetes clásticos.



Figura 23: Areniscas masivas de la unidad 1, A y B) Muestran el aspecto en afloramiento. C) Muestra un acercamiento, donde pueden apreciarse clastos de cuarzo sub-angulosos y fragmentos líticos. En estas fotos no se aprecia estratificación debido a la erosión y al diaclasamiento regular que presenta esta unidad.

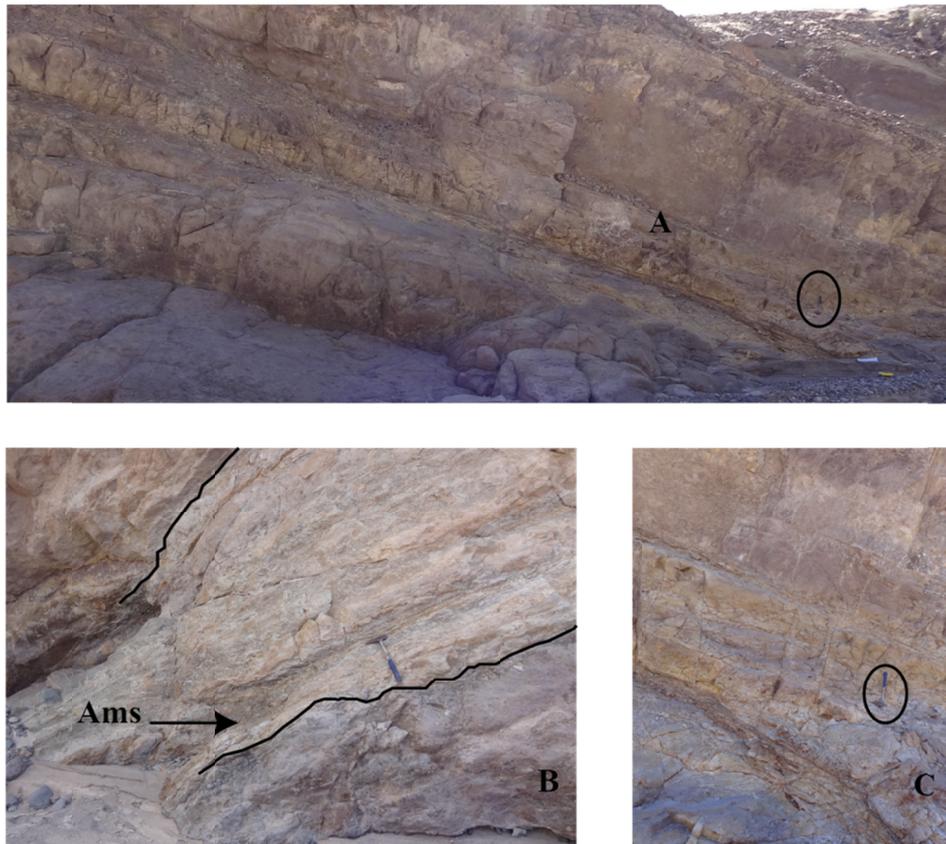


Figura 24: Areniscas masivas con estratificación planar. A) aspecto en la unidad 10. B) facies en la unidad 9, con intercalación de capas conglomerádicas. C) detalle de (A), donde se aprecia que las areniscas presentan estratificación planar media a gruesa.

Interpretación:

La geometría tabular de estos depósitos, con gradación incipiente y ausencia total de estructuras sedimentarias, junto con un escaso contenido de finos; indican que la fábrica predominantemente masiva de estos depósitos es primaria y no producto de deshidratación o bioturbación (Eberth *et al.*, 2006).

Estratos tabulares de base plana y sedimentos mal seleccionados matriz soportados, son característicos de flujos de detritos, de alta densidad (Eberth *et al.*, 2006, Carrapa *et al.*, 2012). La ausencia de restos de invertebrados acuáticos o plantas fósiles en esta facies, permite interpretarla como depósitos de flujos de detritos sub-aéreos; característicos de *sheetfloods* en ambientes fluviales distales (Sicks y Horton, 2011).

3.3.1.2 Areniscas laminadas con lentes de fangolitas

Esta facies se presenta en la Unidad 1.

Litofacies:

Las areniscas son de **grano muy fino** con abundante matriz, presentan **laminación fina horizontal y discontinua**, con **ciclos granodecrecientes** de tamaño decimétrico además de **lentes de fango masivos** de tamaño centimétrico (Fig. 25).

Las areniscas se clasifican como wackas feldespáticas. Los clastos son sub-redondeados, con buena esfericidad y de mala selección. El tamaño máximo de clasto observado es de 0,8 mm.

En el afloramiento los niveles más gruesos tienen una coloración verde, mientras que los más finos son de color rojizo.

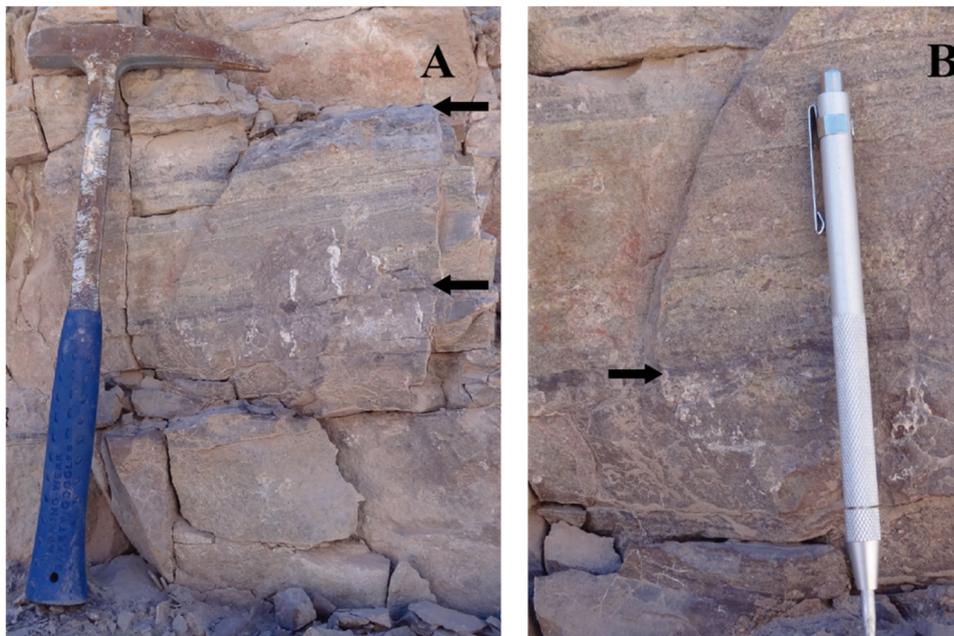


Figura 25: Areniscas finas laminadas en la unidad 1. A) Ciclo granodecreciente delimitado por una capa de fangolitas en su base y techo. B) Se indica un lente de fangolita y se puede apreciar la laminación horizontal.

Interpretación:

La laminación horizontal y discontinua indica condiciones de depositación de régimen alto, en la transición de flujo sub-crítico a supercrítico, asociada a corrientes someras de alta velocidad (Tucker, 2003).

Los lentes de fango masivos en cambio se asocian a depositación desde suspensión, representando en sistemas fluviales entrelazados, depósitos en charcos de agua estancada en canales abandonados durante épocas de caudales bajos (Miall, 1996).

Los ciclos granodecrecientes indican una depositación cíclica con condiciones que varían desde flujo rápido hasta estancamiento de las aguas; de acuerdo al estado alto o bajo del caudal, respectivamente. Estas condiciones se dan en flujos no confinados en los márgenes de un abanico aluvial (Nichols en Harvey *et al.*, 2005). Además, depósitos con esta facies se observan asociados a la disminución de la corriente (*waning-flood*) en un flujo hiperconcentrado (Köykkä, 2011).

3.3.1.3 Areniscas con estratificación planar de bajo ángulo

Esta facies se observa en la Unidad 1.

Litofacies:

Son arenitas feldespáticas cuya granulometría muestra una tendencia granocreciente desde **areniscas gruesas a muy gruesas**, presentando **estratificación fina planar de bajo ángulo**, en la parte inferior se aprecian masivas y con laminación horizontal difusa, haciéndose las estructuras sedimentarias más notorias en los niveles superiores (Fig. 26).

Los clastos están moderadamente seleccionados, son angulosos a sub-angulosos y de baja esfericidad. El clasto de mayor tamaño observado es de 1 cm. Las rocas son de coloración verde y presentan vetillas de calcita y clorita.



Figura 26: Areniscas gruesas con estratificación planar de bajo ángulo. La coloración verdosa se debe a la presencia de clorita y epidota.

Interpretación:

En areniscas, la estratificación planar de bajo ángulo se asocia a lechoformas con estratificación interna de bajo ángulo como “washed-out and hummocky dunes”; formadas en la transición de flujos unidireccionales, sub-críticos y supercríticos (Miall, 1996).

Pero en areniscas gruesas y muy gruesas, también puede producirse por laminación de régimen bajo (*lower flow regime*) (Tucker, 2003; Hadlari *et al.*, 2006).

3.3.1.4 Areniscas con estratificación horizontal e intercalaciones de fangolitas

Esta facies se presenta en las unidades 2, 4, 5 y 7.

Litofacies:

Corresponden a sucesiones nítidas de arenitas feldespáticas de **grano muy fino a fino y fangolitas**, aunque estas últimas no están siempre presentes, presentan **estratificación horizontal fina y media**, y en los niveles más finos **laminación horizontal y laminación cruzada de bajo ángulo** (Figs. 27, 28 y 29).

Los niveles arenosos presentan pobre selección, con clastos angulosos y con baja esfericidad, mientras que los más finos están bien seleccionados, los clastos son sub-angulosos, y con alta esfericidad, el clasto más grande en las areniscas es de 2 cm.

Los estratos de areniscas son de colores grises y amarillos, mientras que los de fangolitas son rojizos. En los niveles de areniscas es posible observar vetillas de calcita.

En la unidad 2 es posible apreciar una tendencia granodecreciente (Figs. 27 y 28), la cual está presente pero menos definida en las unidades 4 y 5. En algunas partes de la sucesión se observan contactos erosivos entre los ciclos granodecrecientes y además en la unidad 4 se distinguen lentes arenosas intercalados entre las láminas de fangolitas y areniscas muy finas.

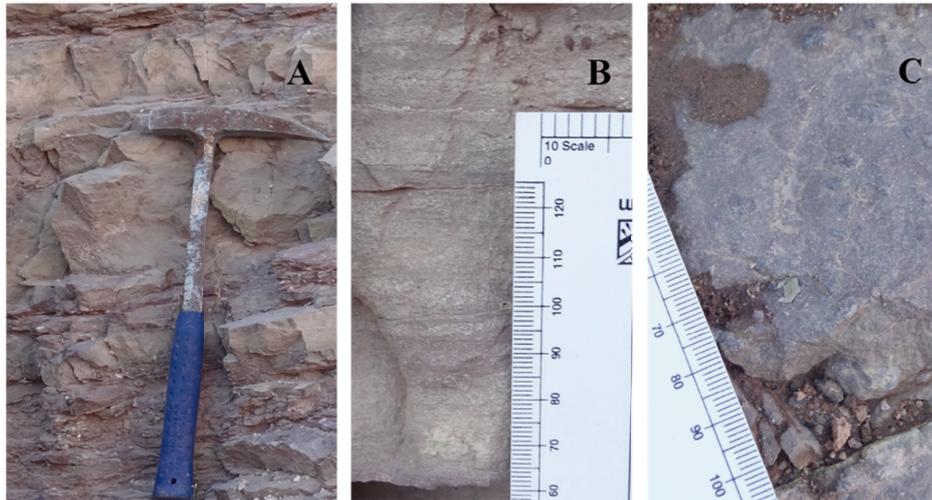


Figura 27: Areniscas con estratificación horizontal en la unidad 2. A) Muestra ciclos granodecrecientes de areniscas y fangolitas. B) Laminación horizontal en las capas arenosas. C) Clastos redondeados de hasta 1 cm de largo sobre una capa de fangolitas.

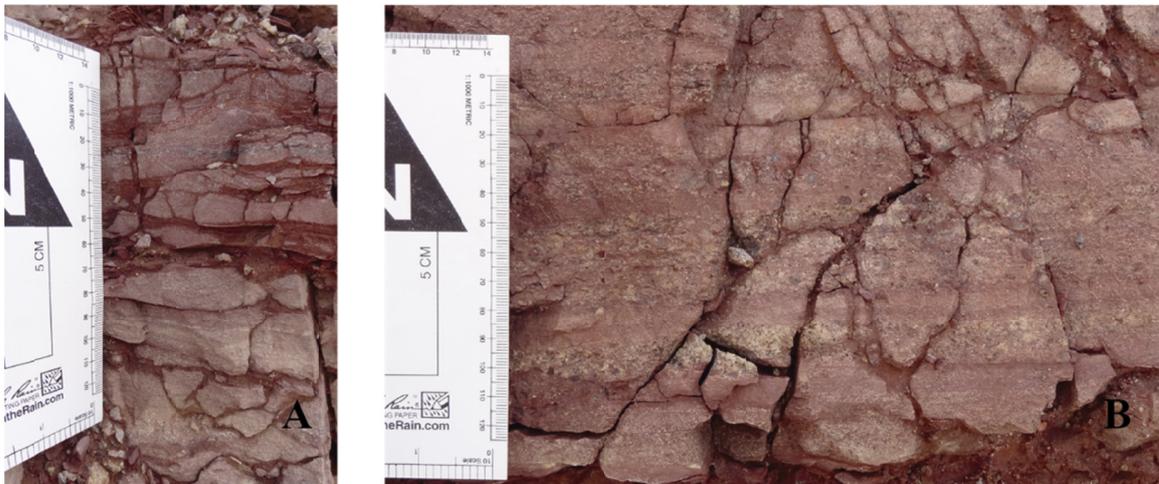


Figura 28: Areniscas con estratificación horizontal en la unidad 2. A) Se aprecia un ciclo granodecreciente con areniscas en la base y fangolitas en el techo. B) Clastos retrabajados por corrientes inmersos en láminas de areniscas.

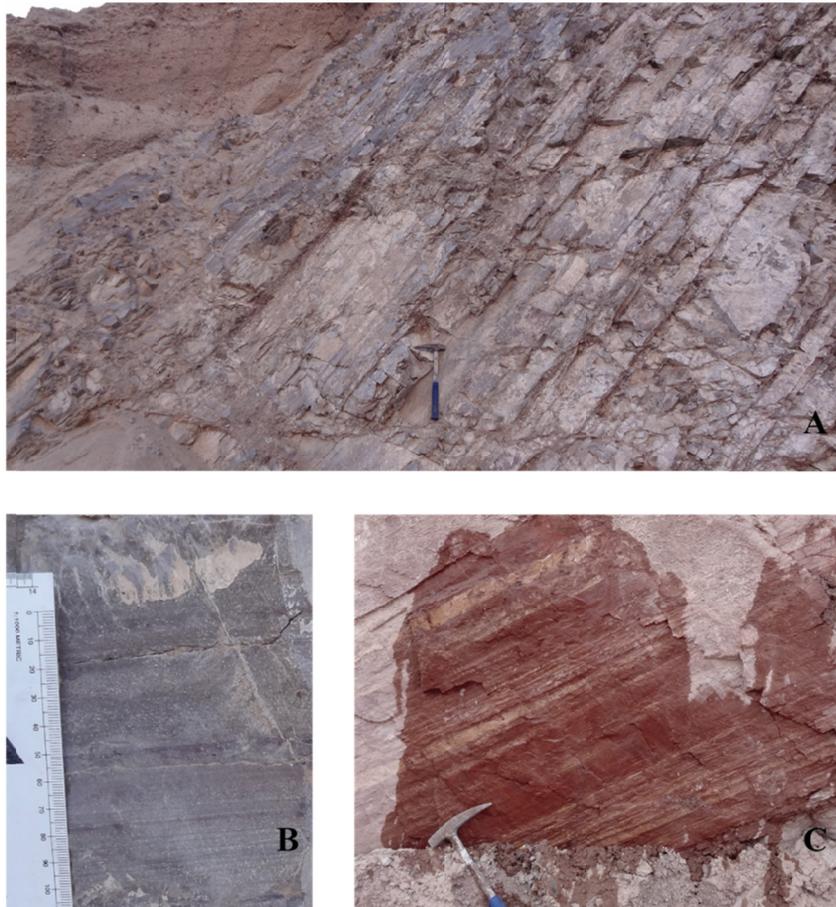


Figura 29: Areniscas con estratificación horizontal en las unidades 3 y 5. A y B) muestran esta facies en la unidad 5. C) En la unidad 3, la laminación se observa continua a lo largo de 2 a 4 m.

Interpretación:

Esta litofacies ocurre en 2 condiciones muy distintas. La más común es la de régimen alto de flujo, que representa la transición de un flujo sub-crítico a supercrítico. Esta fase es estable en areniscas de grano muy fino a medio y velocidades de ca. 1 m/seg y profundidades de 0,25 a 0,5 m. Sin embargo, también puede ocurrir a menores velocidades a profundidades más someras (Miall, 1996). Unidades de esta litofacies de varios metros de espesor pueden ser depositadas durante eventos dinámicos individuales como inundaciones repentinas (*flash floods*), donde las condiciones de flujo pueden permanecer en estado crítico por períodos de varias horas (Miall, 1996). Areniscas con estratificación horizontal en la unidad 4 pueden formarse en cambio en condiciones de régimen bajo.

Estas condiciones hidrodinámicas se presentan en flujos no confinados en los márgenes de abanicos aluviales (Nichols en Harvey *et al.*, 2005); y en la fase de *waning-flood* en un flujo hiperconcentrado (Köykkä, 2011).

3.3.1.5 Areniscas conglomerádicas con laminación y estratificación paralela e intercalaciones de fangolitas.

Esta facies se presenta en la unidad 3.

Litofacies:

Arenitas feldespáticas conglomerádicas de **grano medio a muy grueso, con laminación paralela y estratificación paralela** en ocasiones difusa; **con intercalaciones de fangolitas masivas centimétricas** (Fig. 30).

Las areniscas presentan madurez moderada, los clastos están pobremente seleccionados, y son sub-angulosos a sub-redondeados presentando esfericidad variable. El clasto de **tamaño máximo es de 5 cm**. Los guijarros son de composición andesítica. Las areniscas son de color gris y las fangolitas son rojizas.

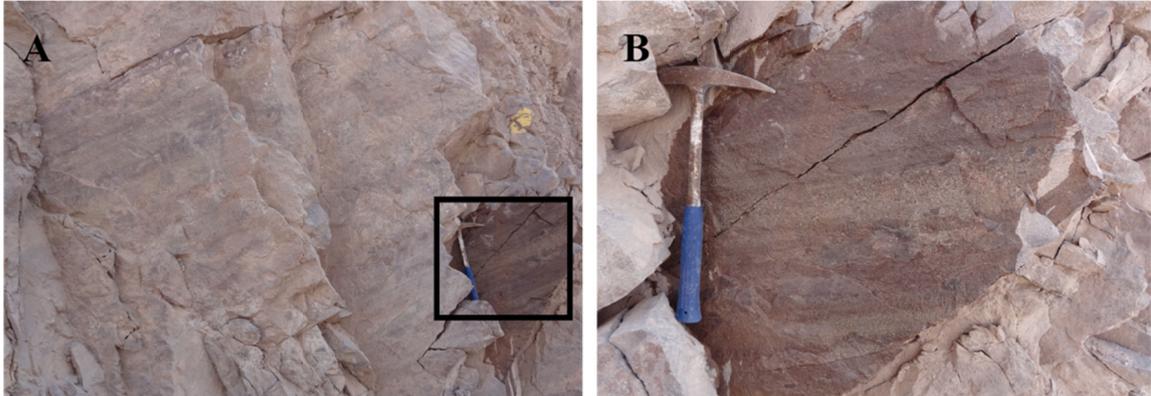


Figura 30: Areniscas con estratificación horizontal difusa en la unidad 3.

Interpretación:

Facies similares han sido interpretadas como producto de flujos de detritos pobremente confinados o no confinados, de arena y guijarros (Nichols en Harvey *et al.*, 2005). Alternativamente pueden corresponder a depósitos de *sheetfloods* no confinados (Harvey en Harvey *et al.* 2005) en la parte medial de un abanico aluvial. En las cuales las fangolitas indican la fase donde la corriente es más débil, permitiendo depositación desde suspensión de finos.

3.3.1.6 Conglomerados arenosos masivos y con estratificación paralela, con intercalaciones de fangolitas laminadas

Esta facies se presenta en la unidad 3 y en la unidad 8.

Litofacies:

Corresponde a **conglomerados matriz soportados, de matriz arenosa, masivos, y con estratificación paralela difusa** en los niveles superiores, los cuales pueden presentar también **intercalaciones de finos laminados** (Figs. 31 y 32).

En la unidad 3 se observa un para-conglomerado polimíctico (Fig. 31), la matriz es de tamaño arenisca fina a media con epidota y albita, la estratificación es gruesa, y las intercalaciones de finos son centimétricas. Los clastos son principalmente de composición ígnea, principalmente andesíticos con presencia subordinada de clastos de areniscas. Los clastos están pobremente seleccionados, son sub-angulosos a sub-redondeados y tienen baja esfericidad, el tamaño de clasto máximo es de 8 cm.

En la unidad 8 (Fig. 32), los clastos son de composición granítica, los más grandes pueden llegar a medir 20 cm y son sub-redondeados. La matriz en tanto es una litoarenita con clastos

angulosos, de baja esfericidad y mal seleccionados. En esta unidad se observan ciclos granodecrecientes, donde los niveles de menor granulometría pueden mostrar laminación horizontal difusa.

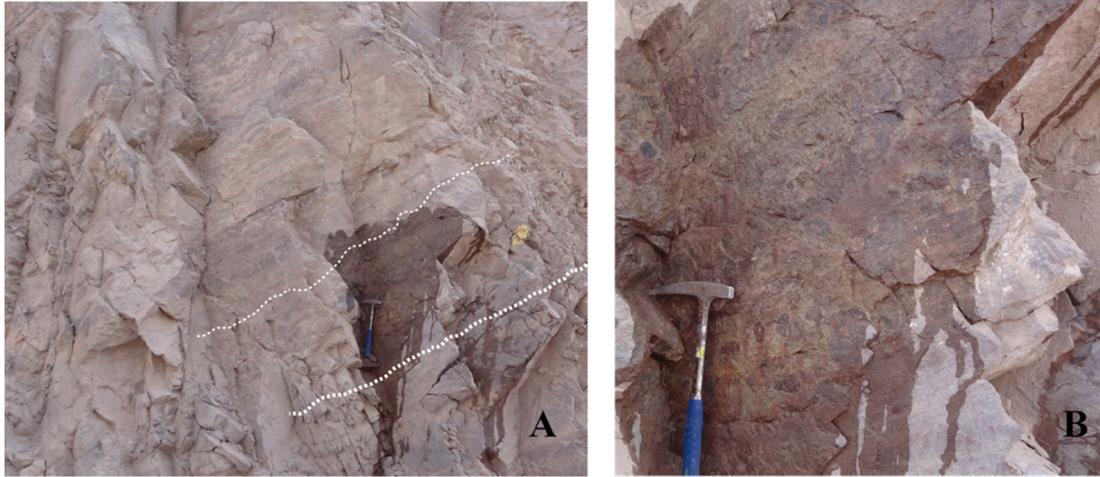


Figura 31: Conglomerados arenosos en la unidad 3. Son matriz soportados y están intercalados con areniscas conglomerádicas.

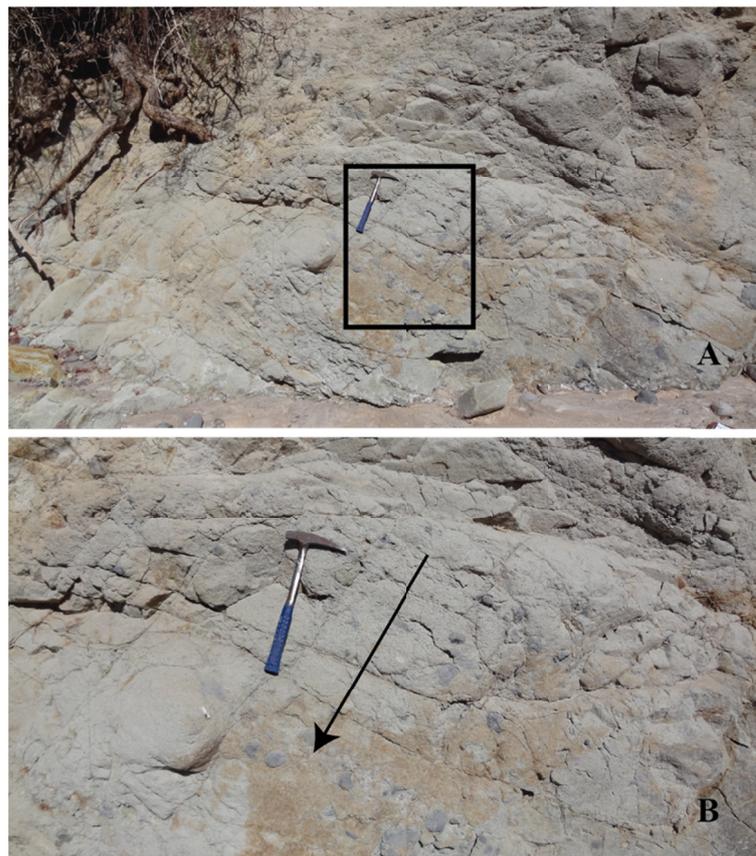


Figura 32: Conglomerados arenosos en la unidad 8. (A) conglomerados con estratificación difusa. (B) La flecha indica la tendencia granodecreciente.

Interpretación:

Características de esta facies tales como la ausencia de una estructura de clastos con una matriz de arena y finos con clastos pobremente seleccionados, estratos masivos o con gradación de clastos y/o matriz con contactos abruptos pero no erosivos, son típicos de flujos de detritos (Miall, 1996). Cada capa de conglomerados representa un episodio de flujo de detritos no cohesivo (Leleu *et al.*, en Harvey *et al.*, 2005).

La presencia de estratificación difusa en los niveles superiores con capas de finos intercalados y de gradación sugiere una disminución progresiva de las condiciones de energía, con el consecuente cambio en los mecanismos de transporte y depositación desde un flujo cohesivo y rico en sedimentos a uno con menor concentración donde son posibles flujos tractivos y depositación desde suspensión (Miall, 1996).

3.3.1.7 Fangolitas laminadas con intercalaciones de areniscas muy finas laminadas

Esta facies se presenta en la unidad 5.

Litofacies:

Corresponden a fangolitas finamente laminadas, dispuestas en paquetes de tamaño centimétrico a decimétrico; con intercalaciones de areniscas muy finas también laminadas (Fig. 33).

En las fangolitas los clastos están bien seleccionados, son sub-angulosos y de esfericidad variable, el clasto máximo observado es de 0,25 mm. Las intercalaciones de areniscas (arenitas feldespáticas), tienen clastos moderadamente seleccionados en cada capa, de baja esfericidad y sub-angulosos; el clasto más grande medido es de 2 mm.

El contacto entre las areniscas y fangolitas es en la mayoría de los casos nítido. Las areniscas tienen un color grisáceo, mientras que las fangolitas son de color rojizo y café oscuro.

Interpretación:

Indica condiciones de baja energía al momento de la depositación, con corrientes de tracción débiles e importante depositación por suspensión (Miall, 1996). La ausencia de estructuras de tracción en esta facies, indica acumulación en charcos o en lagunas con agua en suspensión (DeCelles *et al.*, 2011).



A



B

Figura 33: Fangolitas y areniscas laminadas, A) afloramiento en la unidad 5, B) Ciclos granodecrecientes, se indican los estratos de granulometría más fina.

3.3.1.8 Conglomerados de guijarros a bloques y conglomerados arenosos masivos

Esta facies se encuentra en la base de la unidad 6 y en la unidad 9.

Litofacies:

Corresponde a **conglomerados matriz soportados, masivos**, con **clastos de hasta 2 m de largo**, sub-redondeados, mientras que los clastos de menor tamaño son de un tamaño centimétrico a decimétrico y sub-angulosos, presentando **muy mala selección** (Fig. 34 y 35).

La composición de los clastos es andesítica y subordinadamente granítica. La matriz es de arenisca muy gruesa y presenta un color gris verdoso.

En la localidad de Quisama (Fig. 34, unidad 6); se observan paquetes masivos de hasta 20 m de potencia que contienen **lentes arenosos masivos** de escala métrica y 15 a 30 m de longitud. El contenido y tamaño máximo de los clastos disminuye hacia el techo de la sucesión, donde se observan clastos de 5 cm de tamaño máximo y las capas tienen hasta 2 m de potencia.

En la localidad de Retamilla (Fig. 35, unidad 9), el tamaño máximo de clasto es de 30 cm, con un promedio de 5 cm. En los niveles inferiores se aprecia **estratificación y estructura clasto soportada**, mientras que los superiores son **masivos y matriz soportados**, presentando de manera gradual **estratificación difusa y estratificación horizontal fina**.

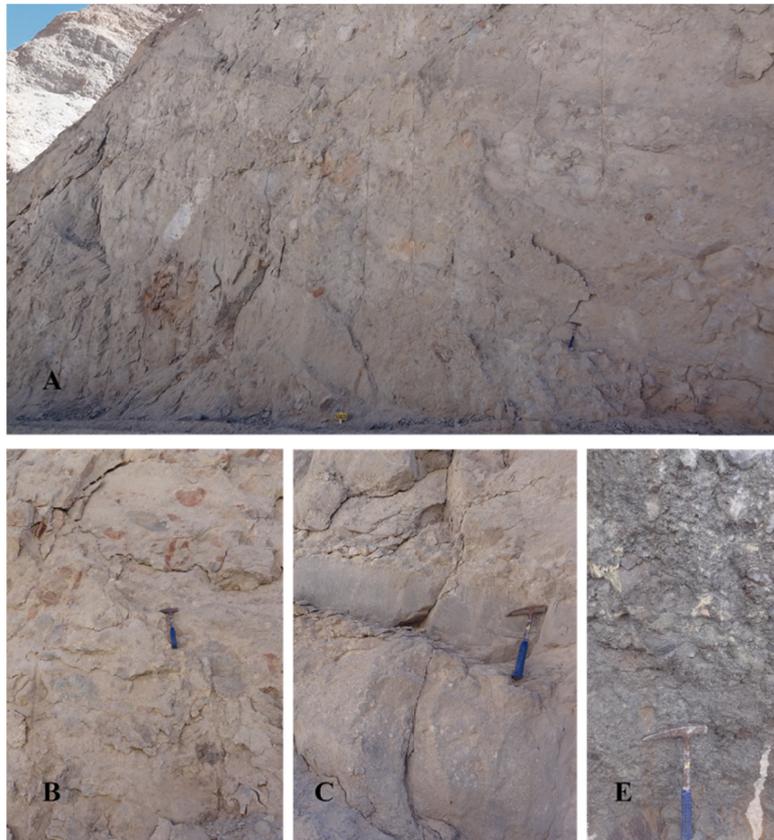


Figura 34: Fotografías de los conglomerados de la unidad 6, Quisama: A) Lentes de areniscas, de hasta 20 m de longitud intercalados con conglomerados de bloques; B) clastos sub-redondeados y sub-angulosos, indicadores de retrabajo por corrientes; C) Textura masiva de lentes de areniscas (al lado del martillo); D) textura clasto soportada de la base de algunos niveles conglomerádicos.

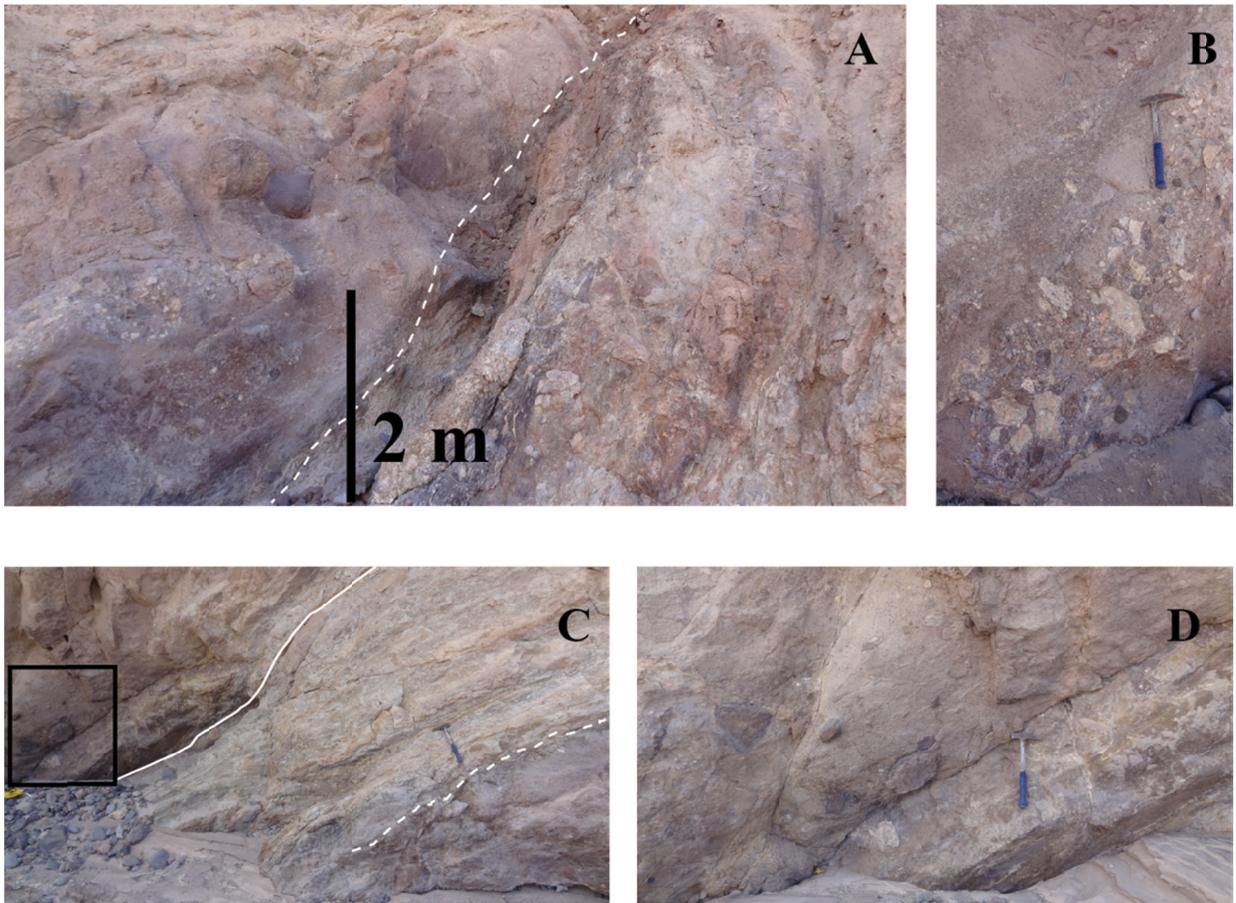


Figura 35: Fotografías de conglomerados masivos en la unidad 9: A) conglomerados en contacto con areniscas tabulares masivas; B) textura clasto soportada de la base de A); C y D) lente conglomerádico matriz soportado intercalado con areniscas tabulares.

Interpretación:

Los conglomerados observados en la Unidad 6, matriz soportados, con bloques y muy mala selección presentan las características de los depósitos de flujos de detritos con alta concentración de sedimentos denominados también flujos plásticos (Miall, 1996; Kallmeier *et al.*, 2010), en los cuales la matriz es lo bastante cohesiva como para sostener bloques grandes y ocurre escasa selección.

Estos flujos de detritos serían cohesivos y con matriz pobre en fango, hiperconcentrados y con raros flujos ricos en clastos (DeCelles, 2011; Siks y Horton, 2011; Carrapa *et al.*, 2012).

Las capas clasto soportadas corresponden a flujos de detritos pseudoplásticos ricos en clastos (*low strength and viscous pseudoplastic debris flow*) (Kallmeier *et al.*, 2010) y los lentes arenosos a la fracción arenosa de flujos hiperconcentrados más diluidos (Siks y Horton, 2011; Carrapa *et al.*, 2012).

Por otro lado los conglomerados de la unidad 9 de textura clasto soportada masiva representan flujos de detritos de baja densidad (*low strength*) que pueden ser tanto viscosos, laminares o turbulentos (Miall, 1996).

3.3.1.9 Areniscas conglomerádicas gruesas y muy gruesas con lentes arenosos

Litofacies:

Arenitas feldespáticas **masivas con lentes arenosos y conglomerádicos** muy mal seleccionadas. Los clastos son andesíticos, sub-angulosos a sub-redondeados y presentan **muy mala selección**; con un tamaño máximo de 20 cm (Fig. 36).

Las rocas tienen una coloración gris verdosa en el afloramiento. Hacia el techo de la sucesión se observa estratificación difusa y la coloración adquiere tonos más rojizos.

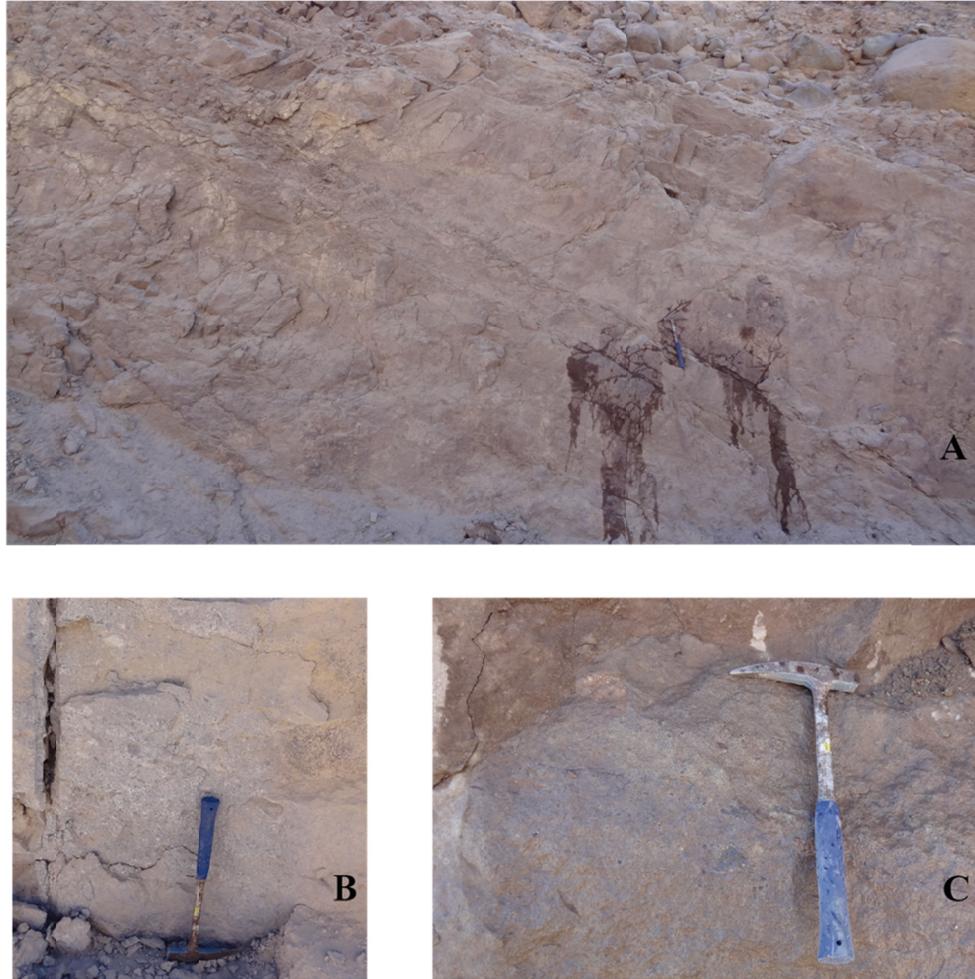


Figura 36: Fotografías de las areniscas masivas de la unidad 6: A) Afloramiento; B y C) textura masiva con clastos centimétricos aislados en la matriz.

Interpretación:

Las areniscas masivas sin otras estructuras son depósitos de flujos gravitacionales de sedimentos (Miall, 1996). La ausencia de estructuras sedimentarias en estas areniscas indicaría condiciones de rápida sedimentación, en períodos de duración insuficiente como para que se desarrollaran otras estructuras sedimentarias (Tucker, 2003). La presencia de bloques indica que la matriz tenía la cohesión y fuerza necesarias para soportarlos, y por ende el flujo de detritos tenía una alta densidad.

3.3.1.10 Areniscas laminadas con estructuras intraplegadas, intercaladas con areniscas conglomeráticas estratificadas

Esta facies se observa en las unidades 9 y 10 (Fig. 37).

Litofacies:

Litoarenitas de grano fino a medio y litoarenitas conglomeráticas subordinadas, de madurez moderada, las capas más finas pueden presentar laminación muy fina continua y laminación plegada en pliegues desacoplados, mientras que las más gruesas tienen estratificación fina, con lentes deformados y rellenos de chert, las capas conglomeráticas pueden tener clastos de hasta 20 cm de composición andesítica.

Los clastos son sub-angulosos, de selección moderada y esfericidad variable.

La característica más llamativa de esta facies es la deformación que presenta, la cual es interpretada como estructuras intraplegadas con patrones de deformación complejos. Los lentes rellenos de chert observados también se encuentran intensamente deformados. Además algunos conglomerados con clastos de fangolitas observados son interpretados como conglomerados intraformacionales.

En un afloramiento se observaron estructuras propias de flujos interpretadas como ondulitas lingüiformes y ondulitas, las cuales aunque aisladas dan mayor información acerca de las condiciones de depositación.

Interpretación:

Las areniscas con laminación fina y muy fina continua indican que las condiciones de depositación fueron de baja energía, con flujos relativamente lentos en régimen bajo de flujo, lo cual es confirmada por la presencia de ondulitas (Miall, 1996). Los niveles conglomeráticos indican la existencia de eventos de mayor energía, capaces de transportar los clastos más grandes; como flujos de detritos. Estos flujos retrabajaron sedimentos ya depositados (Fig 37, (J) y (K)).

Las estructuras intraplegadas indican deformación posterior a la acumulación de estos depósitos; cuando estos estaban semiconsolidados; causada por procesos de transporte gravitacional en masa en zonas de pendientes altas, asociados, posiblemente, a fallas activas cercanas. Luego esta facies es interpretada como sedimentos rápidamente acumulados, deformados por inestabilidad gravitacional sintectónica.

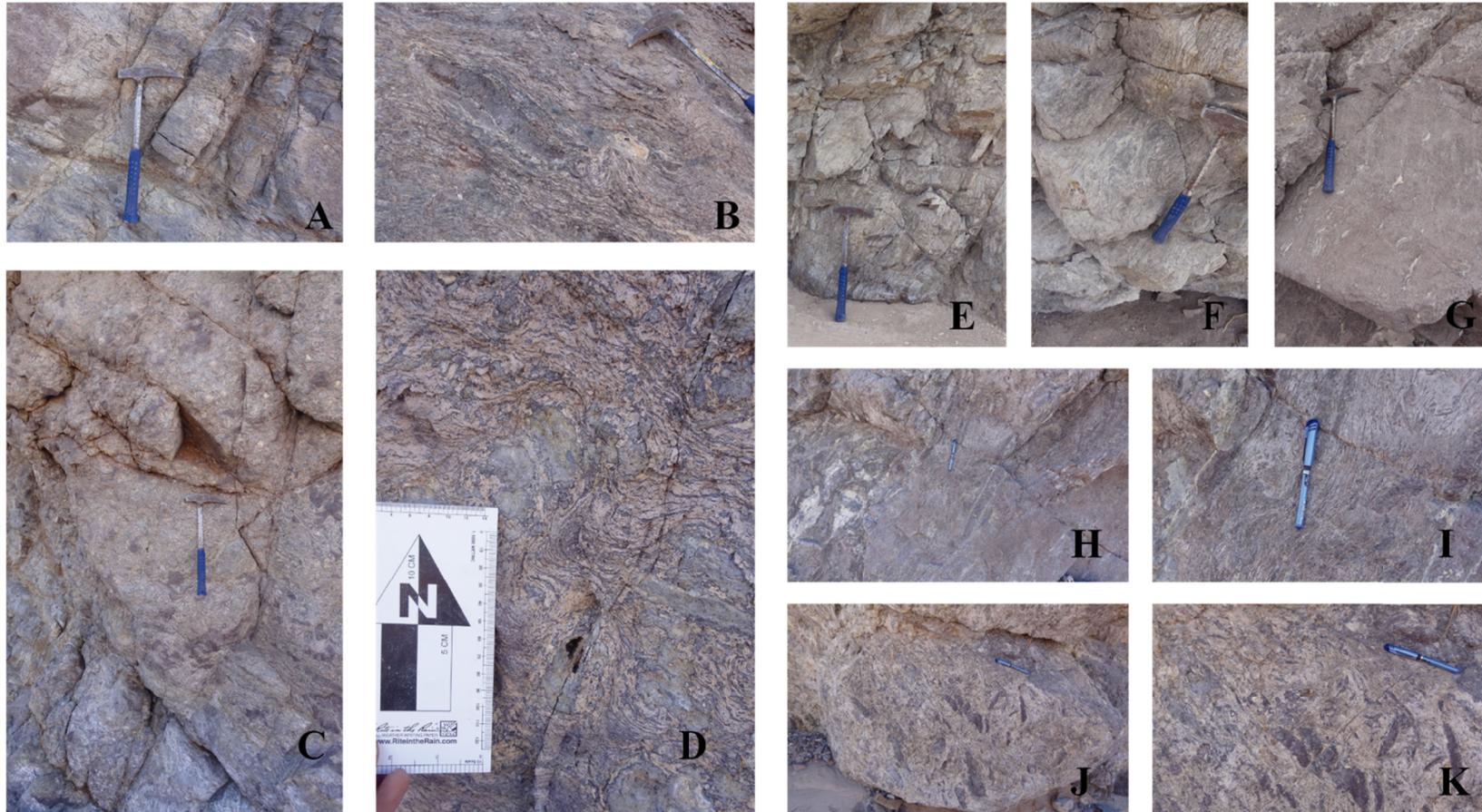


Figura 37: Areniscas laminadas con estructuras intraplegadas: A, B, C y D) muestran esta facies en la unidad 10, donde areniscas y fangolitas se encuentran deformadas. E) Afloramiento de esta facies en la unidad 9; F) Ondulitas lingüiformes y ondulitas en areniscas muy finas de esta facies; G, H e I) Deformación intraplegada afectando a lentes de chert; J y K) Estratos conglomerádicos con clastos de fangolitas, de niveles subyacentes, inmersos en una matriz arenosa.

3.4 Petrografía de las rocas sedimentarias

Se estudiaron varias secciones transparentes de areniscas tomadas en las cercanías de Moquella, Quisama y el centro de la quebrada de Retamilla.

Las características comunes de estas areniscas son:

Selección moderada a mala, clastos angulosos y sub-angulosos, y contenidos de matriz arcillosa mayores al 5%; lo cual indica inmadurez textural (Folk, 1951). Tienen clastos con tamaños de grano en el rango de arenisca media a arenisca muy fina.

La composición de los clastos es mayoritariamente inestable; con escaso cuarzo monocristalino (< 25%), alto contenido de feldespatos y líticos volcánicos (Fig. 38); porcentajes variables de minerales pesados (como óxidos de hierro, epidota y clorita); y matriz arcillosa con cemento de óxidos de hierro y calcita.

Las areniscas de Moquella y Quisama (Fig. 39) se caracterizan petrográficamente por ser arenitas y wackas feldespáticas con abundantes clastos de feldespatos y plagioclasas, varias de las cuales presentan mínimo retrabajo.

En tanto las areniscas de Retamilla (Fig. 40) corresponden a arenitas líticas con líticos volcánicos y sedimentarios; y con contenidos variables de cemento de calcita y óxidos de hierro.

El alto contenido de clastos inestables, con escaso grado de retrabajo y mala selección, sugieren procesos depositacionales en condiciones de rápida subsidencia, con altos niveles de energía y rápida acumulación (Folk, 1951).

Los fragmentos líticos observados (Fig. 41) son mayoritariamente volcánicos con escasos líticos sedimentarios, y presentan las siguientes texturas:

Líticos volcánicos felsíticos: son fragmentos formados por mosaicos microcristalinos anhedrales, de textura granular, compuestos de cuarzo y feldespato. Proviene de rocas volcánicas silíceas, ya sean lavas o tobas (Dickinson, 1970).

Líticos volcánicos microlíticos: contienen feldespatos subhedrales a euhedrales con patrones pilotaxíticos, traquíuticos o hialopilíticos y representan composiciones de lavas intermedias (Dickinson, 1970).

Líticos volcánicos con *lathwork*: contienen plagioclasas tabulares, en texturas intergranulares o intersertales y representan lavas basálticas (Dickinson, 1973).

En las areniscas de Moquella los líticos volcánicos más abundantes son los microlíticos, mientras que en Retamilla, predominan los felsíticos.

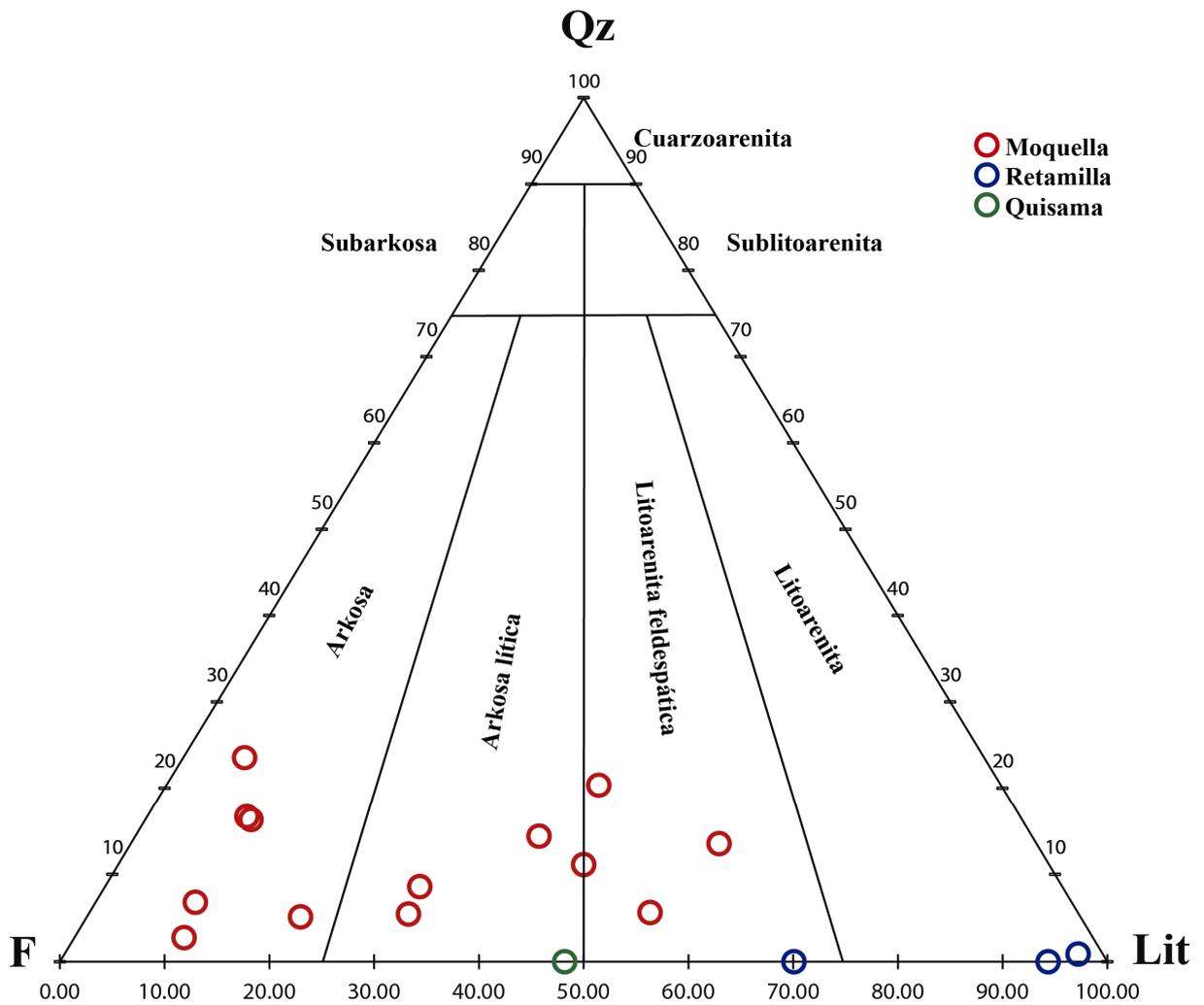


Figura 38: Clasificación de areniscas del área de Camiña, de acuerdo a Folk (1974). Las areniscas de Moquella se caracterizan por un mayor contenido de feldespatos relativa a las de Retamilla. También se aprecia el bajo contenido de cuarzo de todas las muestras del área de estudio.

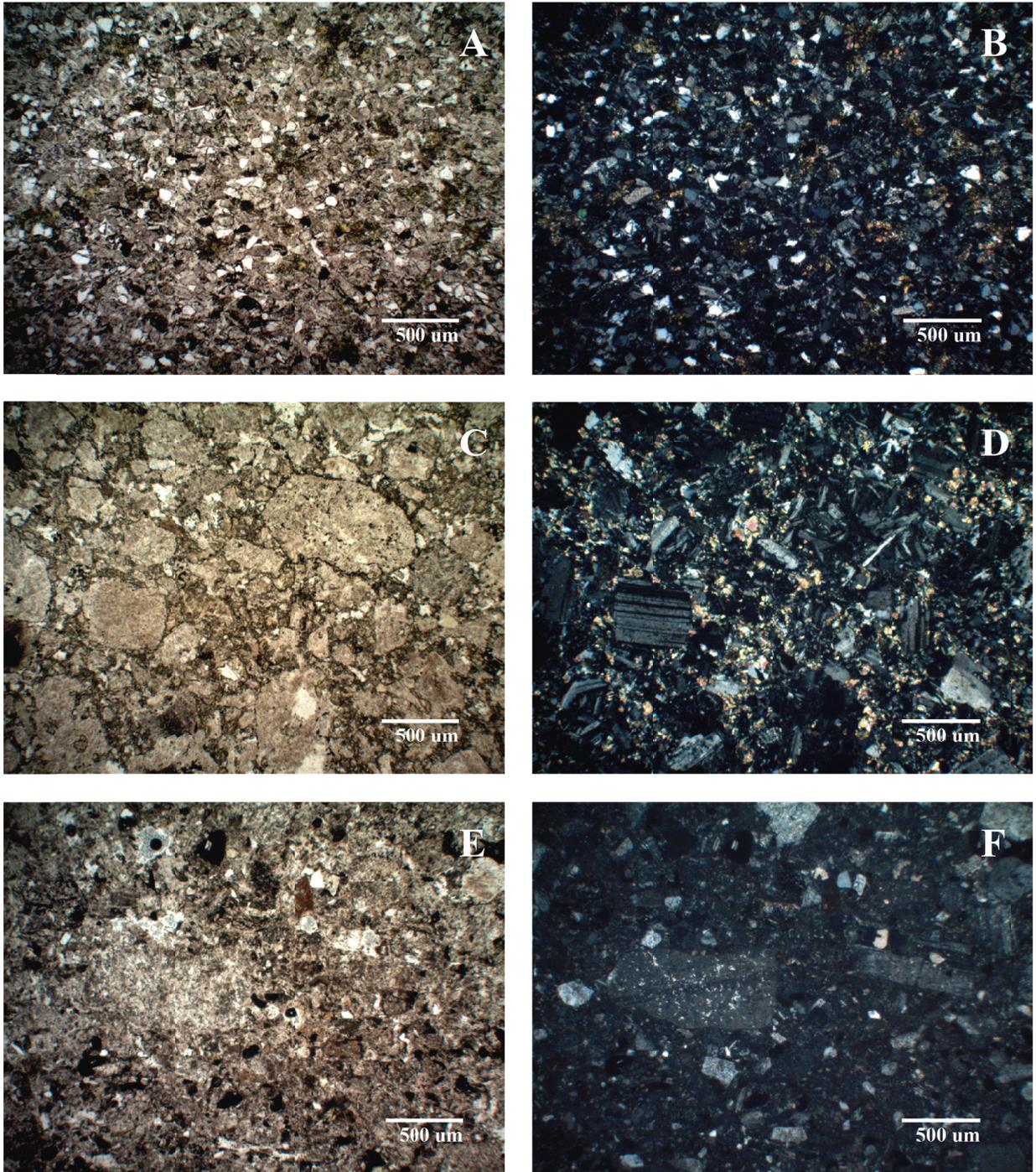


Figura 39: Areniscas de Moquilla; fotografías a nicoles paralelos y cruzados; A y B) Arenita feldespática (muestra C 36 Af), notar clastos angulosos; C y D) Arenita feldespática con cristales de plagioclasa y feldespato potásico mostrando escaso retrabajo (muestra C 37 Am); E y D) Wacka feldespática, con abundante matriz de arcilla (muestra C 44 Ac).

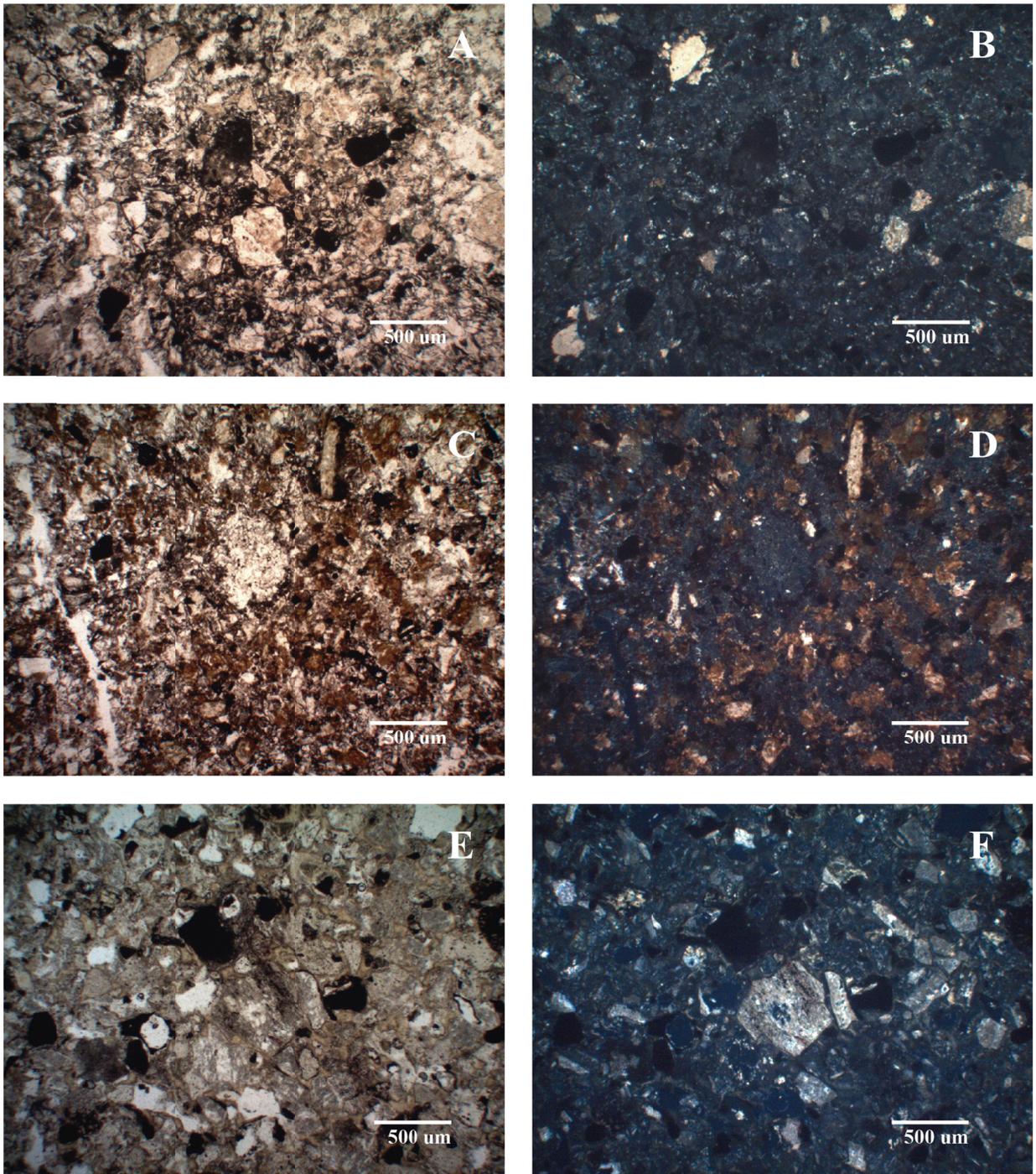


Figura 40: Areniscas de Retamilla, fotografías a nicoles paralelos y cruzados; las tres muestras corresponden a areniscas líticas. A y B) Muestra C 47; C y D) Muestra LP 4; E y F) Muestra LP 3.

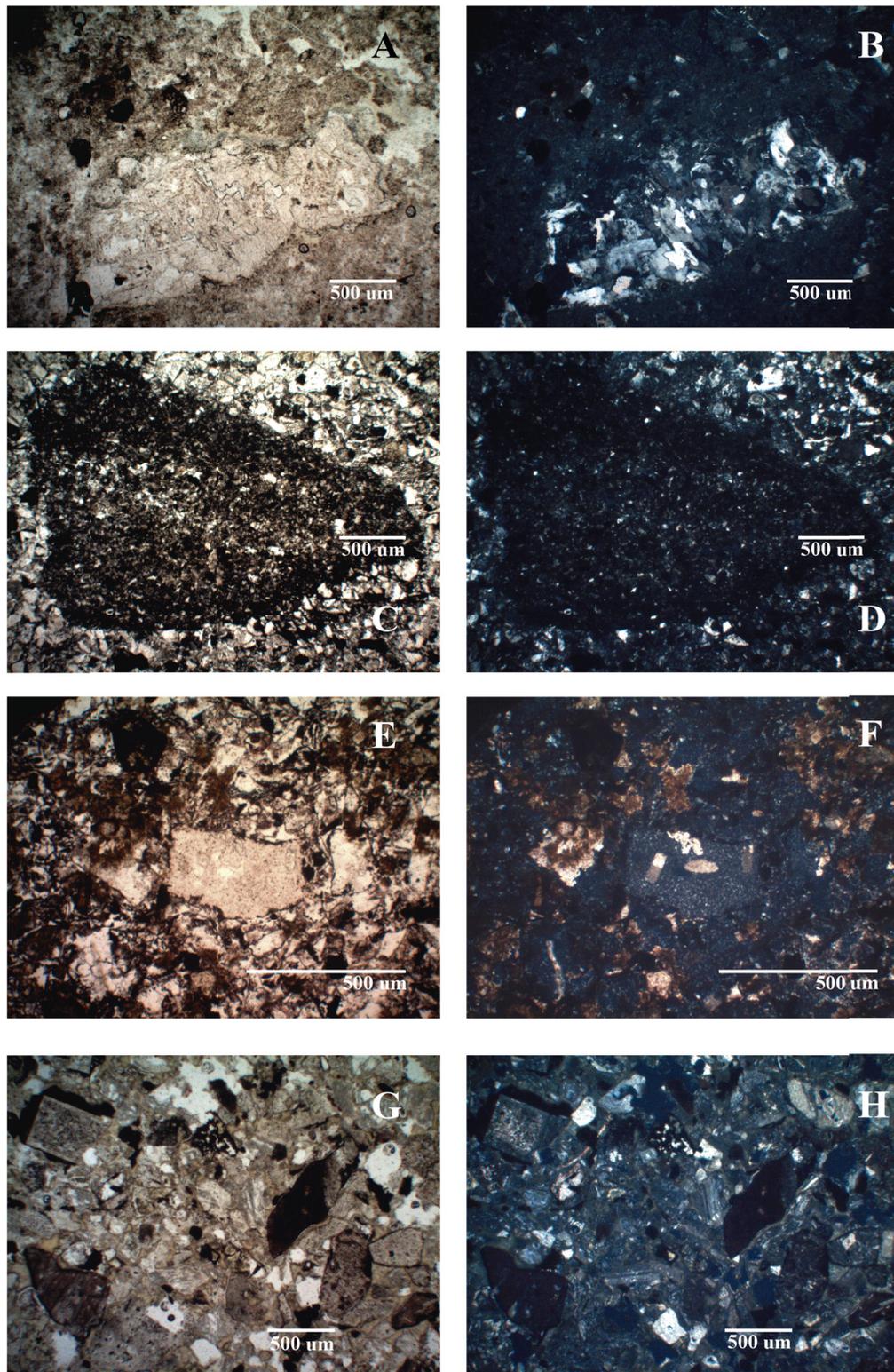


Figura 41: Fragmentos líticos de las areniscas del área de Camiña. Fotografías a nicols paralelos y cruzados. A y B) Clasto de composición andesítica de una arenisca de Moquilla (muestra C 44). C y D) Clasto volcánico microlítico de la matriz de un conglomerado de Quisama (muestra C 64). E y F) Clastos volcánicos con textura microlítica; en areniscas con cemento de óxidos de hierro y calcita en Retamilla (muestra LP 3). G y H) Clastos sedimentarios en areniscas de Retamilla (muestra LP 4).

3.5 Análisis de procedencia

Se estimaron los contenidos modales de los minerales presentes en las areniscas siguiendo la metodología de Dickinson y Gazzi (Ingersoll *et al.*, 1984); la cual minimiza el efecto del tamaño de grano y permite comparar areniscas de distintas granulometrías. Pero no se tiñeron las secciones transparentes para distinguir feldespatos.

El esqueleto detrítico de las areniscas se encuentra bien preservado; pues la mayoría de los granos de feldespatos y de los fragmentos líticos se encuentran frescos y bien conservados; con excepción de los de areniscas de la quebrada Retamilla; que mostraban un mayor grado de alteración post-depositacional, con mayores contenidos de calcita.

El diagrama de discriminación de procedencia tectónica (Fig. 42) muestra que las areniscas de la zona de estudio se proyectan en los campos de basamento alzado, arco transicional y arco no disectado.

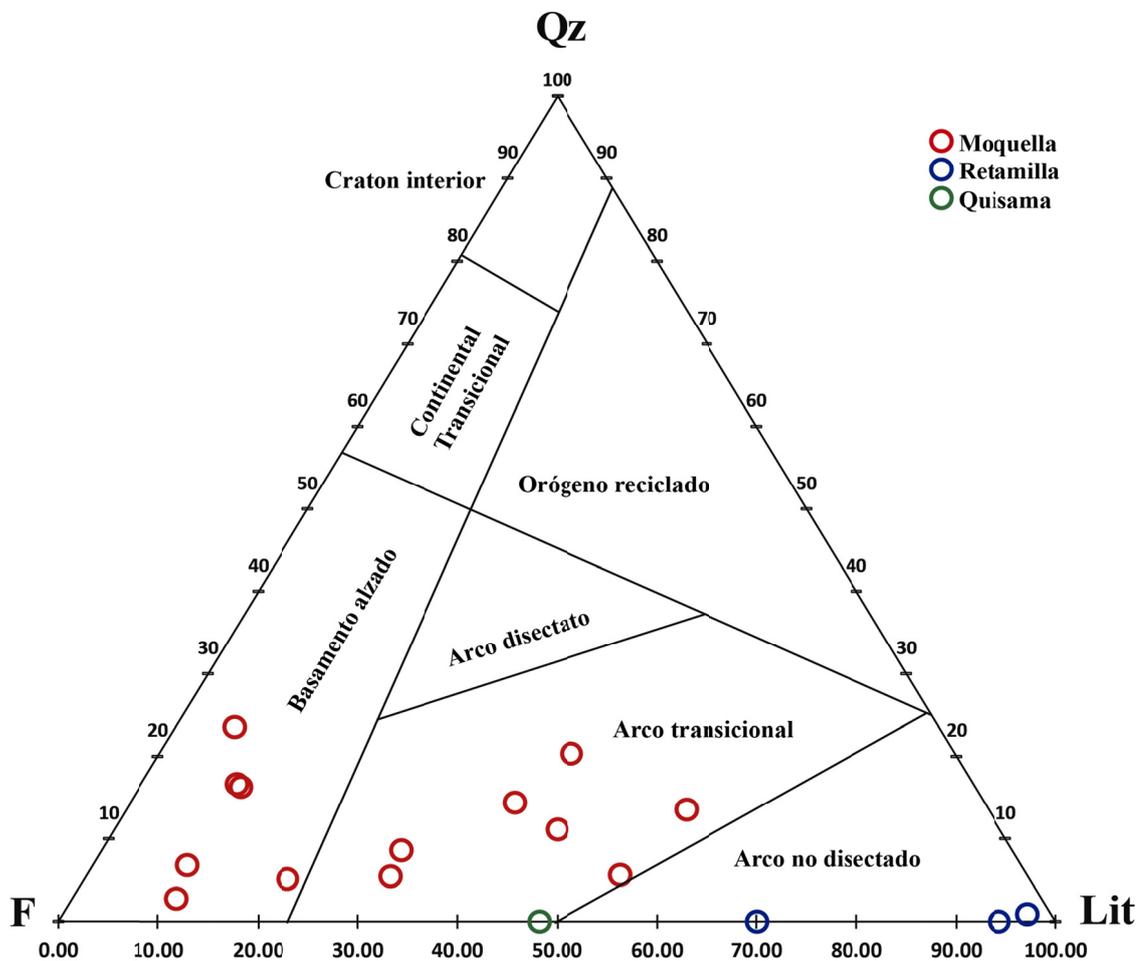


Figura 42: Diagrama de proveniencia Qz-F-Lit (Cuarzo, Feldespatos y Fragmentos Líticos) según Dickinson *et al.* (1983). Este patrón indica en primera instancia aportes desde un bloque continental y de un arco magmático.

3.6 Rocas ígneas

En el área de estudio afloran rocas ígneas extrusivas e intrusivas (Fig. 7). Las rocas extrusivas corresponden a lavas andesíticas interestratificadas con los depósitos pre-neógenos sedimentarios; sin embargo, las relaciones de contacto entre ambos no son nítidas en ninguno de los afloramientos estudiados.

En tanto, rocas ígneas intrusivas conforman franjas acotadas a las laderas de las quebradas de Camiña y Retamilla; que intruyen a las sucesiones estratificadas pre-neógenas y están cubiertas en discordancia por los depósitos estratificados de edad neógena y por depósitos de remociones en masa. Los cuerpos intrusivos se encuentran agrupados en dos unidades distintas con base en la mineralogía y texturas observadas (Fig. 43).

3.6.1 Lavas andesíticas

Corresponden a andesitas, con textura porfírica y estratificación masiva gruesa y mal definida. Afloran en las inmediaciones de Quistagama, y en la parte superior de la ladera norte de la quebrada de Retamilla (Fig. 7).

Se encuentran intercaladas de manera aparentemente concordante con capas sedimentarias clásticas, sin ser posible una distinción clara entre los paquetes de ambas litologías a escala de mapa; por eso estas rocas se integran a la sucesión pre-neógena estratificada.

Petrográficamente corresponden a andesitas porfíricas (Fig. 44), con cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasas (80-90%); y feldespato potásico, cuarzo y piroxenos, subordinados. La matriz está formada por microcristales de feldespatos y vidrio. Y la textura dominante es porfírica con fenocristales de plagioclasas, de tamaño centimétrico.

3.6.2 Unidad intrusiva I

Se ubica en la parte oriental del área de estudio, aflorando al este del poblado de Camiña, en las quebradas de Camiña y Retamilla (Fig. 7). Corresponde a un cuerpo plutónico, de fábrica isótropa y fanerítica.

Litología: Los tipos petrográficos observados son granito y monzodiorita cuarcífera (Fig. 45).

Granito: de grano fino, con textura fanerítica inequigranular, compuesto de feldespatos, cuarzo y plagioclasas, con contenidos subordinados de anfíbolos, biotitas y piroxenos. Muestra texturas de cristalización de feldespatos y cuarzo en equilibrio.

Monzodiorita cuarcífera: de grano fino, textura fanerítica inequigranular, con cristales de plagioclasas, feldespato, cuarzo y en menor medida anfíbolos. Predominan en el borde occidental del cuerpo, indicando una gradación composicional, con menor contenido de sílice.

Ambas litologías presentan alteración filica pervasiva de baja intensidad.

Las texturas de esta unidad muestran rocas cristalinas y con evidencias de cristalización en equilibrio y en profundidad (Best, 2003), a diferencia de las de la unidad intrusiva II.

3.6.3 Unidad intrusiva II

Aflora al oeste de la Falla Quisama (Fig. 7), en las quebradas de Camiña y Retamilla, en la zona media del área de estudio. Corresponde a un cuerpo pórfidico masivo, con bordes difusos asociados a zonas de alteración argílica. Sin embargo las relaciones de contacto de esta unidad son difíciles de distinguir, la estructura masiva y la presencia de intercalaciones de lavas

andesíticas plantea la posibilidad de que gran parte de la unidad corresponda a lavas y no a un cuerpo intrusivo.

Litología: Los tipos petrográficos observados son monzodiorita cuarcífera, monzodiorita y diorita (Fig. 46).

Monzodiorita cuarcífera: de grano muy fino, textura inequigranular de plagioclasas y cristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo y piroxenos y anfíbolos subordinadas. Con una matriz de feldespatos y cuarzo microcristalinos.

Monzodiorita: de grano fino, con textura porfídica de plagioclasas y feldespatos.

Diorita: de grano fino, texturas hipocristalina y porfídica de plagioclasas, con cristales de plagioclasas y en menor medida feldespatos, cuarzo y piroxenos.

En general presentan alteración fílica pervasiva de intensidad moderada y abundante matriz microcristalina (60-80%).

Las texturas observadas sugieren un emplazamiento más somero para esta unidad, consistente con un enfriamiento más rápido (Best, 2003), mayor grado de alteración, y en general una composición menos diferenciada.

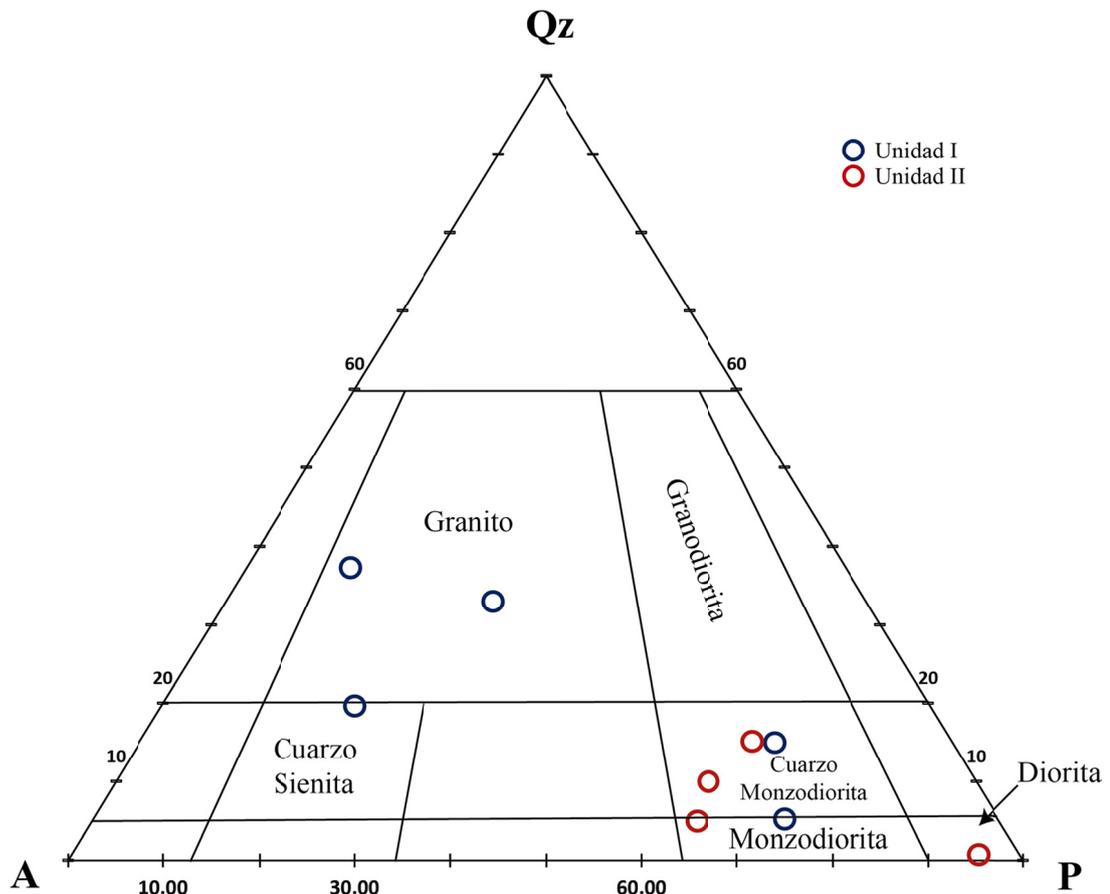


Figura 43: Clasificación modal de las unidades intrusivas. La unidad I se caracteriza en términos generales por mayores contenidos de cuarzo y feldespatos alcalinos, y condiciones más profundas de cristalización. La unidad II en tanto, tiene mayores contenidos de plagioclasa y menor cantidad de sílice, indicios de una composición menos diferenciada y texturas que reflejan un emplazamiento más somero.

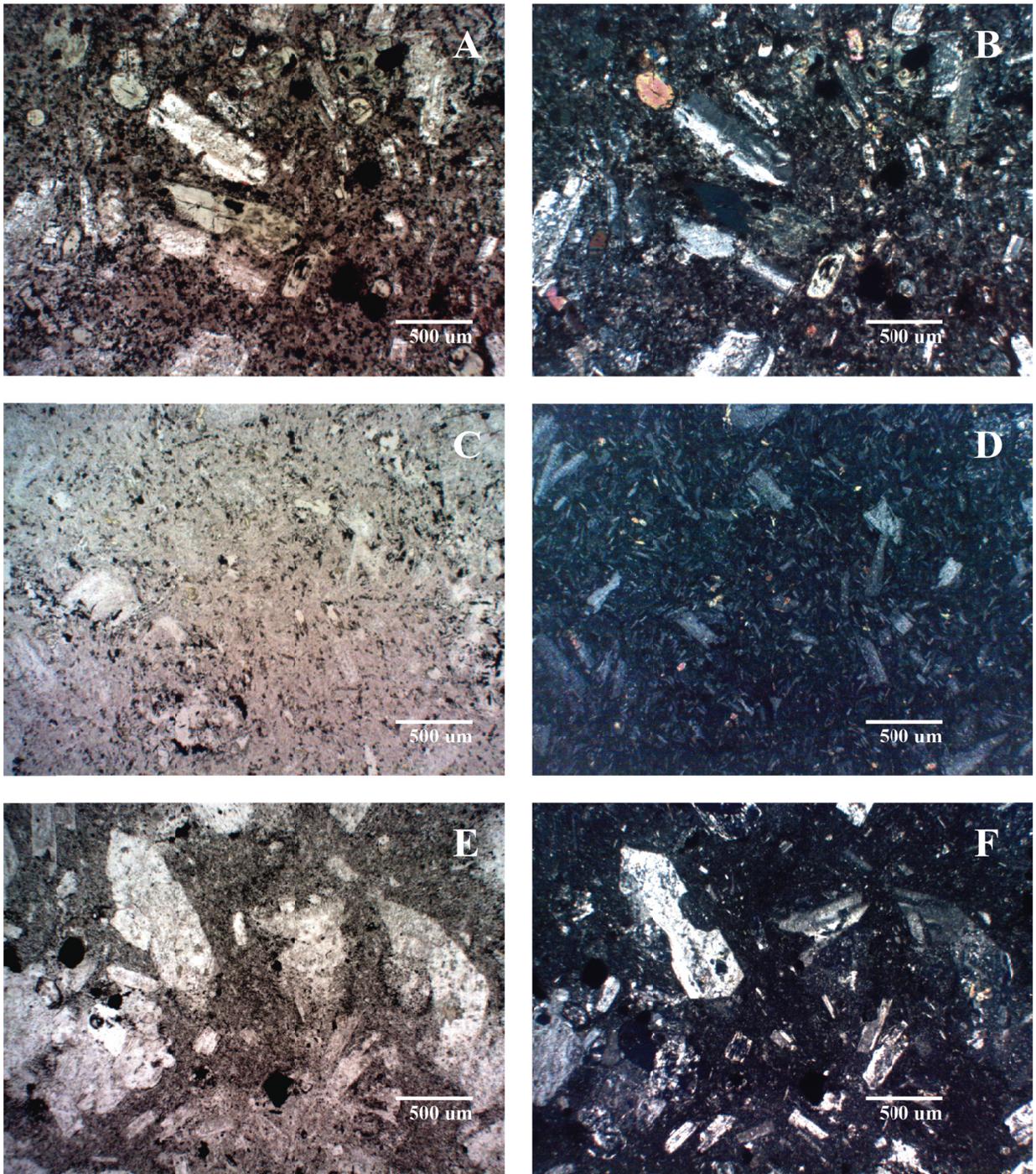


Figura 44: Andesitas porfíricas de la quebrada de Camiña, fotografías a nicols paralelos y cruzados. Se observa la textura porfírica de plagioclasas con cristales de tamaño centimétrico, matriz de vidrio y microlitos y el contenido subordinado de minerales ferromagnesianos; que caracterizan a estas rocas. A y B) Muestra C 63; C y D) Muestra C 82; E y F) Muestra C 102.

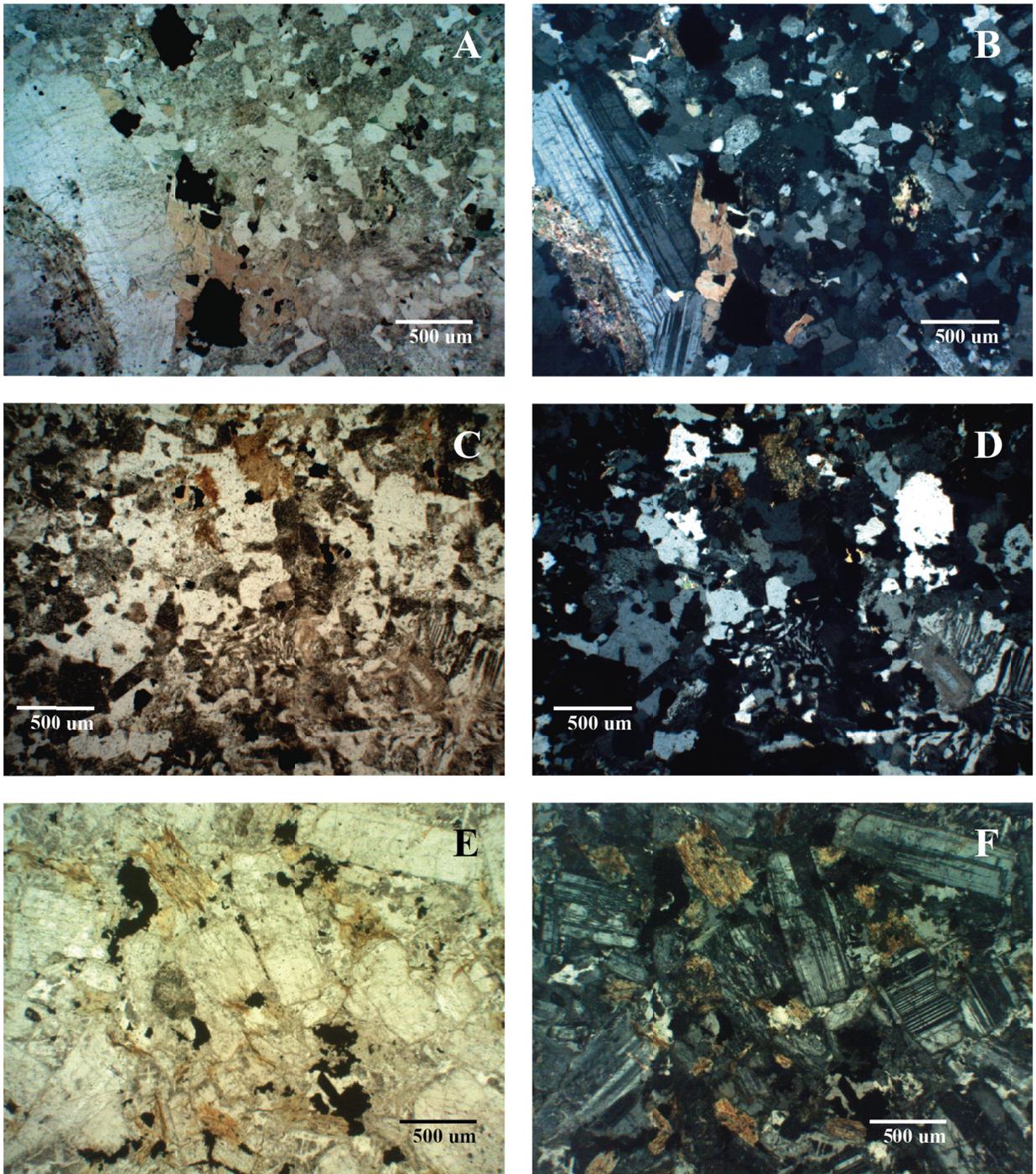


Figura 45: Unidad intrusiva I; fotografías a nicols paralelos y cruzados. A y B) Granito de anfíbola (muestra C 2). C y D) Granito de Biotita (muestra C 3). E y F) Monzodiorita cuarcifera (muestra C 72). Las rocas de esta unidad muestran texturas faneríticas y de cristalización en equilibrio (ver por ejemplo D).

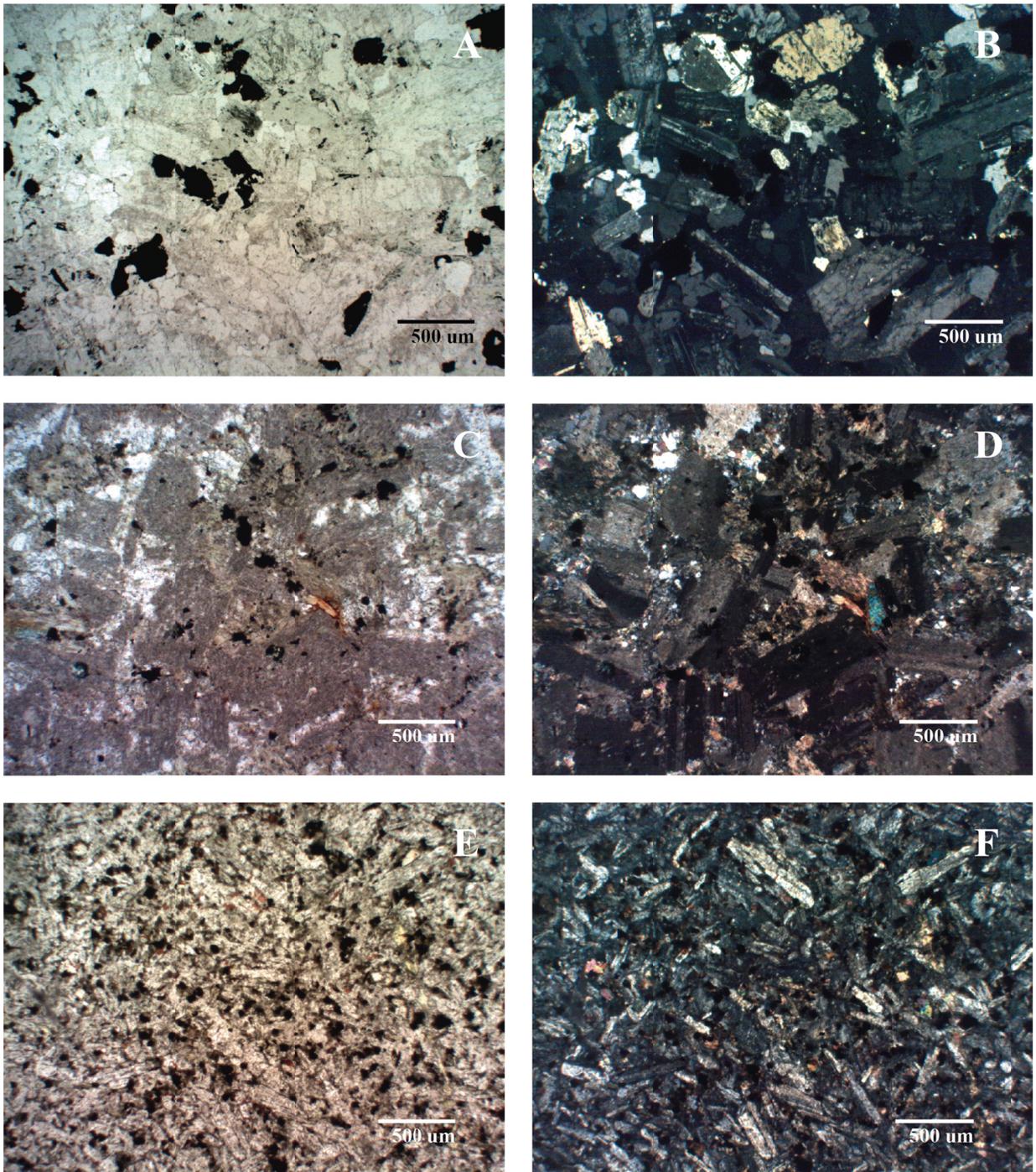


Figura 46: Unidad intrusiva II; fotografías a nicols paralelos y cruzados. A y B) Monzodiorita cuarcifera de piroxeno (muestra C 21); C y D) Monzodiorita de piroxeno (muestra C 23); E y F) Diorita porfírica (muestra C 120). Las texturas de estas rocas muestran rasgos más epizonales que las de la unidad intrusiva I.

3.6.1 Edad de las rocas intrusivas en el área de Camiña

Las relaciones de contacto de estas rocas indican que el emplazamiento de estas ocurrió posterior a la depositación de las rocas sedimentarias estratificadas pre-neógenas y antes de la acumulación de la Formación. Altos de Pica. Considerando lo anterior; el emplazamiento de estos cuerpos ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Terciario temprano (Camus y Fam, 1971).

Además para unidades ígneas de similares relaciones de contacto, ubicadas más al sur y en la misma latitud; se han reportado edades restringidas al Cretácico Tardío (Blanco *et al.*, 2012), por lo cual la edad de estas rocas puede acotarse al período del Cretácico Tardío al Oligoceno Tardío.

3.7 Distribución de facies

A fin de establecer y comparar la distribución de facies a lo largo del área de estudio, se realizó una recopilación de los datos obtenidos a lo largo de la quebrada de Retamilla (Fig. 47 (A) y Fig. 49). Con base en las observaciones de las estructuras y coloración de estos afloramientos, se determinaron las características de las principales asociaciones de facies observadas. Estas se separan en dos tipos:

1. Asociación de facies de areniscas y fangolitas: Los afloramientos más representativos se encuentran en las inmediaciones del puente de Moquilla (Fig. 47 (B) y (C)) y en el área de Camiña (Fig. 47 (G) y Fig. 48). Son de coloración verdosa y rojiza, característica de areniscas y finos, respectivamente; y presentan estratificación muy fina a media, la cual puede observarse en la mayoría de los afloramientos. El ambiente de depositación interpretado para estos depósitos corresponde a sistemas fluviales trenzados en condiciones medias para las areniscas; y lacustre distal para las fangolitas.

2. Asociación de facies de conglomerados y sedimentos muy gruesos: Los afloramientos típicos se encuentran en las cercanías de la falla Quisama (Fig. 47 (E) y (F)). Tienen una coloración de tonos grises y rojos; y estratificación masiva y gruesa a muy gruesa. El ambiente de depositación interpretado corresponde a la parte proximal de un abanico aluvial; dominado por flujos de detritos.

En la quebrada de Retamilla se observa de manera dominante areniscas estratificadas, con intercalaciones subordinadas de conglomerados y fangolitas; lo cual es coherente con las observaciones realizadas en la quebrada de Camiña. Esta sucesión es interpretada como depósitos de ríos trenzados de carácter medio con intercalaciones menores de flujos de detritos.

Las relaciones estratigráficas entre las asociaciones de facies definidas son distintas a ambos lados de la Falla Quisama:

Al oeste; de base a techo, existe una tendencia granocreciente; desde las facies lacustres más finas de Moquilla, hasta las conglomerádicas más gruesas de Quisama; con un aumento, bien marcado, de la granulometría y espesor de los estratos (Fig. 49).

Al este, existe una tendencia granodecreciente; con una disminución en el tamaño de grano y del espesor de los estratos; desde facies proximales de un abanico aluvial a facies intermedias y de carácter fluvial. Estas transiciones pueden observarse en la Fig. 47 (D) y (F).

Además entre Quistagama y Quisama se tienen intercaladas en la sucesión sedimentaria, estratos masivos de lavas andesíticas, de espesor variable; los cuales también se observan en menor medida al este de Quisama. Esto indica que al momento de la sedimentación existía volcanismo activo.

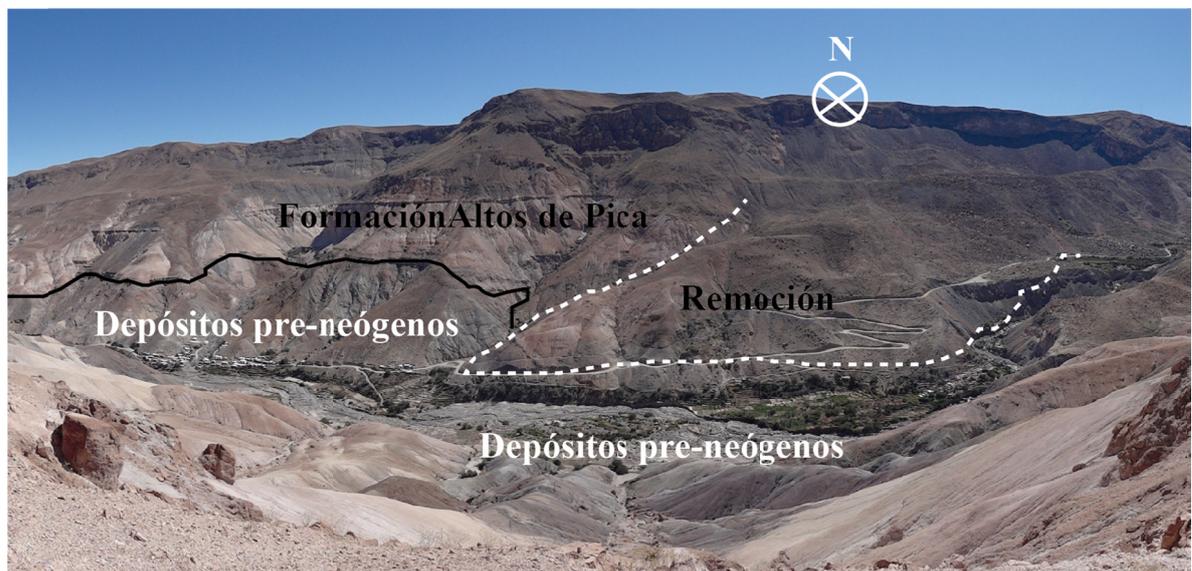


Figura 48: Facies en Camiña, corresponden a areniscas estratificadas con intercalaciones menores de fangolitas.

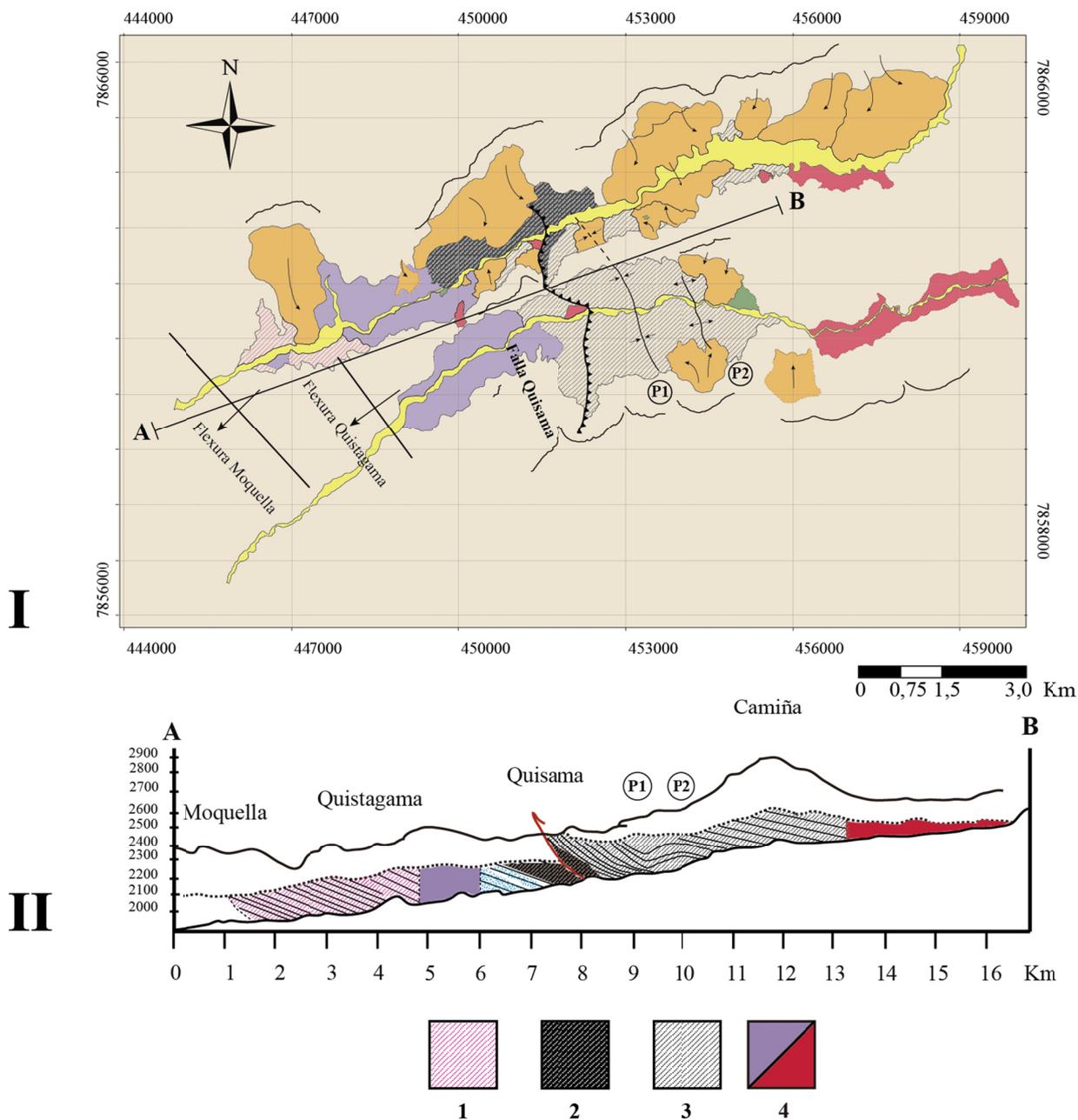


Figura 49: I) Mapa de distribución de facies. II) Perfil de distribución de facies en el área de estudio. 1) Areniscas y fangolitas; 2) Conglomerados; 3) Areniscas; 4) Lavas andesíticas e intrusivos; 5) Intrusivos.

4 ESTRUCTURAS

Las estructuras observadas en el área de estudio tienen un rumbo aproximado NNO-SSE y presentan vergencia al oeste, en su conjunto forman parte del WTS (Muñoz y Charrier, 1996; Farías et al., 2005; Charrier *et al.*, 2013). Se pueden separar en aquellas que solo deforman a la sucesión pre-neógena; y en las que deforman tanto a la sucesión pre-neógena como a sucesión neógena o Formación. Altos de Pica.

Luego se distinguen dos eventos de deformación:

Deformación pre-neógena, la cual se manifiesta en los pliegues de la sucesión pre-neógena y en la discordancia angular observada entre los depósitos pre-neógenos y la Formación Altos de Pica.

Deformación neógena, se expresa en la Falla Quisama y en las Flexuras de Moquilla y Quistagama.

El estilo estructural de ambos eventos es compresivo; la ubicación de todas las estructuras se muestra en la Figs. 50 y 51.

A continuación se describen estas estructuras:

4.1 Estructuras pre-neógenas

Estas estructuras se observan en la Fig. 55.

4.1.1 Discordancia angular entre depósitos pre-neógenos y Formación Altos de Pica

Se observa en toda el área de estudio, donde la Formación. Altos de Pica de manto subhorizontal, se encuentra sobreyaciendo en discordancia angular a los depósitos pre-neógenos (Figs. 50, 51, 54 y 55).

4.1.2 Pliegue sinclinal

Se encuentra inmediatamente al este de la Falla Quisama (Figs. 50 y 51), tiene rumbo NNO-SSE; su traza es observable por 2 Km y tiene una longitud de onda de 1 Km. Su limbo occidental se encuentra deformado por la Falla Quisama, presentando un manto más pronunciado que el limbo oriental (ver mapa fuera de texto).

4.1.3 Pliegue anticlinal

Se encuentra ubicado al este del pliegue sinclinal anteriormente mencionado (Figs. 50 y 51), tiene rumbo NNO-SSE, su traza es observable por 1,7 Km y tiene una longitud de onda de 1,7 Km.

4.2 Estructuras neógenas

4.2.1 Flexuras Moquilla y Quistagama

Son dos pliegues monoclinales de rumbo NNO-SSE; que alzan los bloques ubicados al este con respecto a aquellos ubicados al oeste de las estructuras (Fig. 51).

La Flexura Moquilla tiene una orientación N35°O, con un único limbo que manta 45°O (Herrera, 2013), y corresponde a un pliegue causado por la propagación de una falla ciega con vergencia al oeste; que produce un desnivel topográfico de ca. 700 m (Pinto, 1999; Pinto et al. 2004).

La Flexura Quistagama se encuentra al oriente de la Flexura Moquilla y tiene un rumbo subparalelo a esta. Se encuentra marcada por un desnivel topográfico de 100 m y su único limbo manta 15° al oeste (Herrera, 2013).

Estratos de crecimiento en la Formación Altos de Pica asociadas a ambas flexuras, indican que la depositación de esta unidad fue sintectónica y permiten asignar a la Flexura Moquilla un intervalo de actividad entre los 25 y los 8-9 Ma (Pinto, 1999).

El alzamiento producido por la acción de estas estructuras en conjunto con la disección fluvial permite que los depósitos pre-neógenos afloren en las laderas de las quebradas de Camiña y Retamilla.

4.2.2 Falla Quisama

Corresponde a una falla inversa de rumbo N30°O, con un manteo de 35°, la cual acentúa la deformación pre-neógena del pliegue sinclinal, ubicado al este de esta falla; y alza la sucesión pre-neógena hasta ponerla en contacto por falla con la Formación Altos de Pica (Figs. 50 y 53). El rechazo de esta falla es de 110 m y su despegue se ubicaría dentro de la sucesión pre-neógena (Herrera, 2013).

La Falla Quisama tendría un período de actividad similar a las flexuras de Moquella y Quistagama, pues deforma a los mismos depósitos.

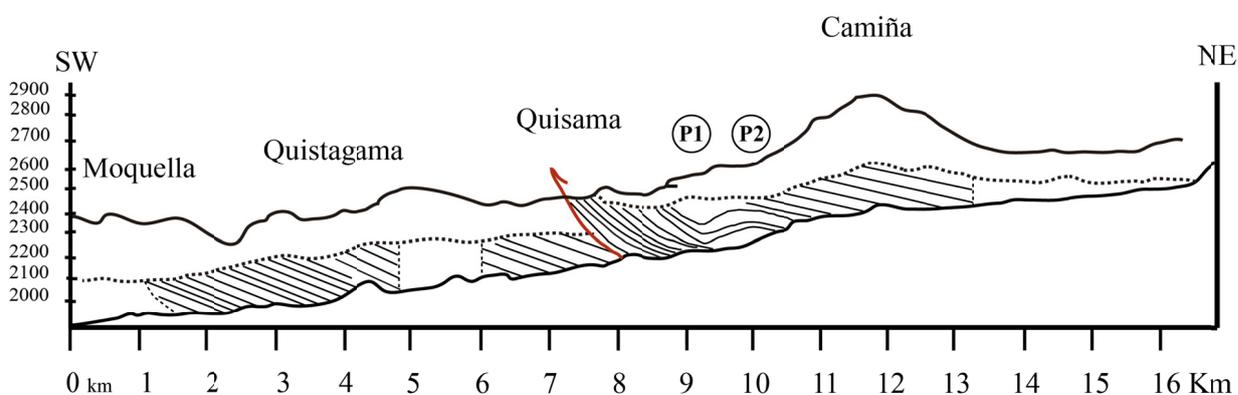


Figura 50: Perfil esquemático del área de estudio. Las estructuras de oeste a este son: 1) la Flexura Moquella; 2) la Flexura Quistagama; 3) la Falla Quisama; 4) pliegue sinclinal y anticlinal de la sucesión pre-neógena (P1 y P2 respectivamente). La traza del perfil se indica en la Fig. 51.

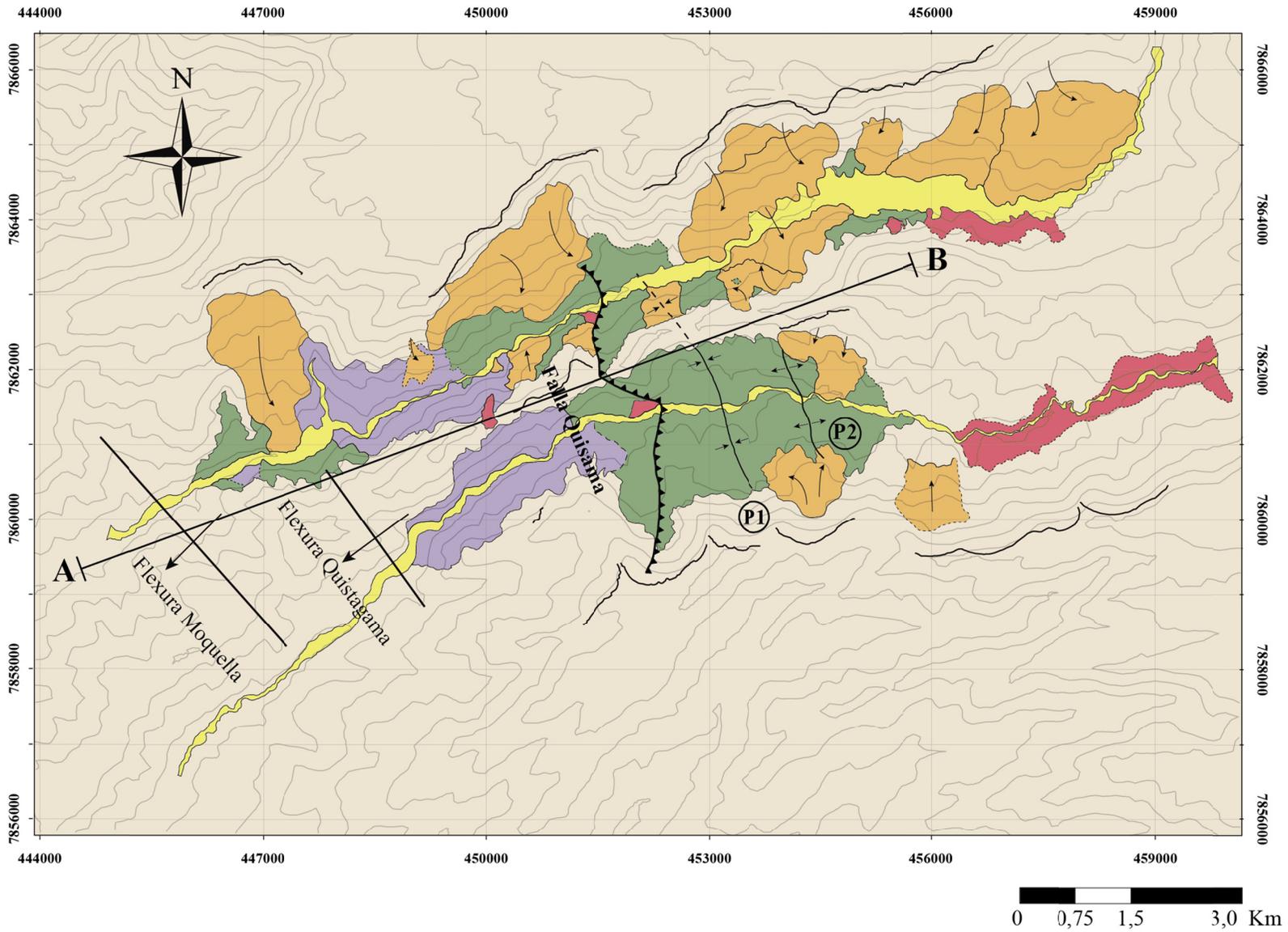


Figura 51: Estructuras en el área de estudio. De oeste a este: Flexura Moquella, Flexura Quistagama, Falla Quisama, Pliegue sinclinal (P1) y Pliegue anticlinal (P2). Se indica además la traza del perfil A-B (Fig. 49).

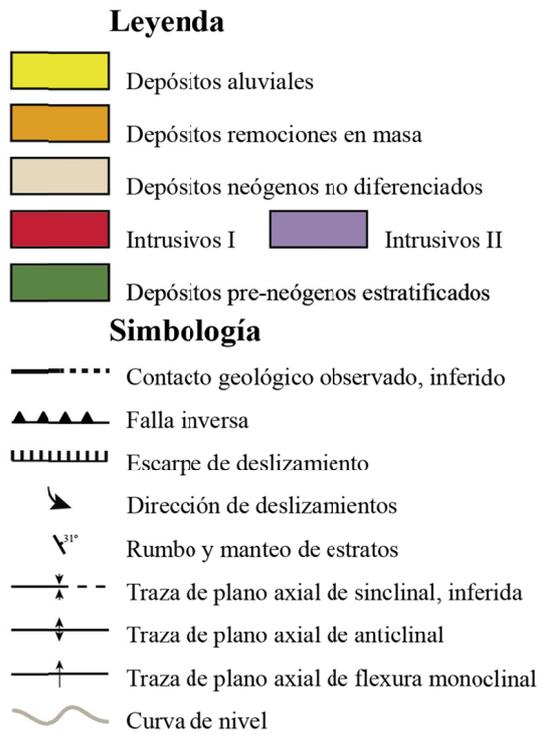


Figura 52: Leyenda del mapa de estructuras (Fig. 51).

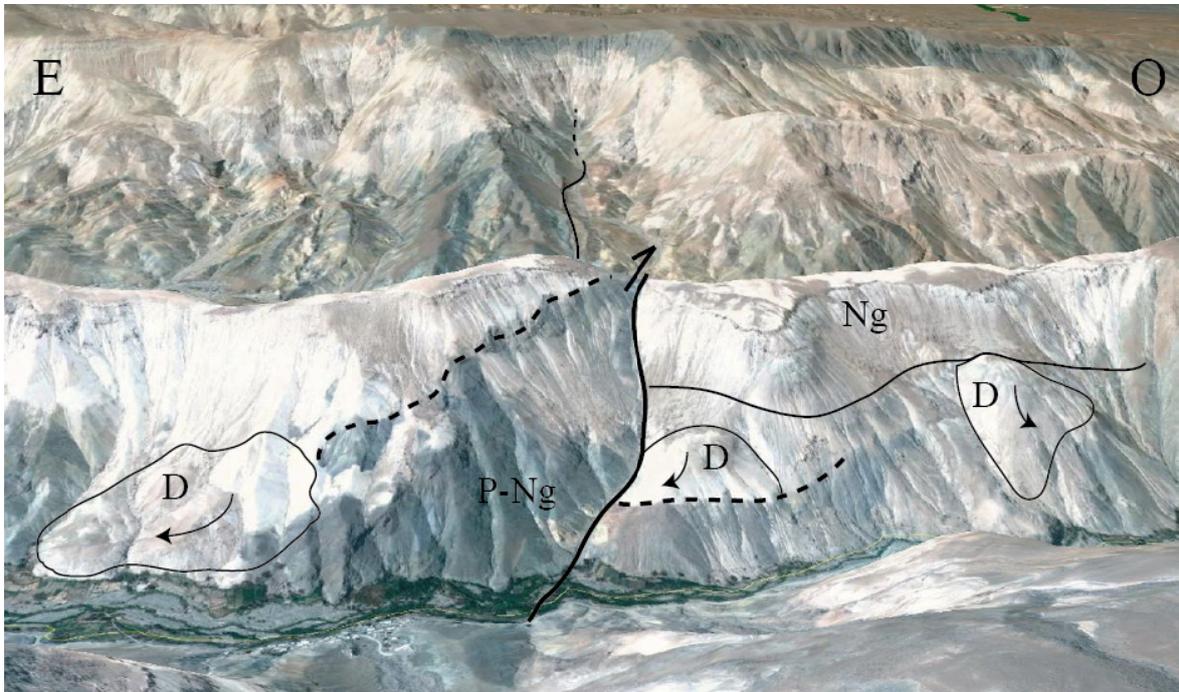


Figura 53: Falla Quisama. Se indica la traza de la falla. Abreviaturas: P-Ng: sucesión pre-neógena; Ng: Formación Altos de Pica; D: depósitos de remociones en masa. Las flechas indican las direcciones de deslizamiento de las remociones.

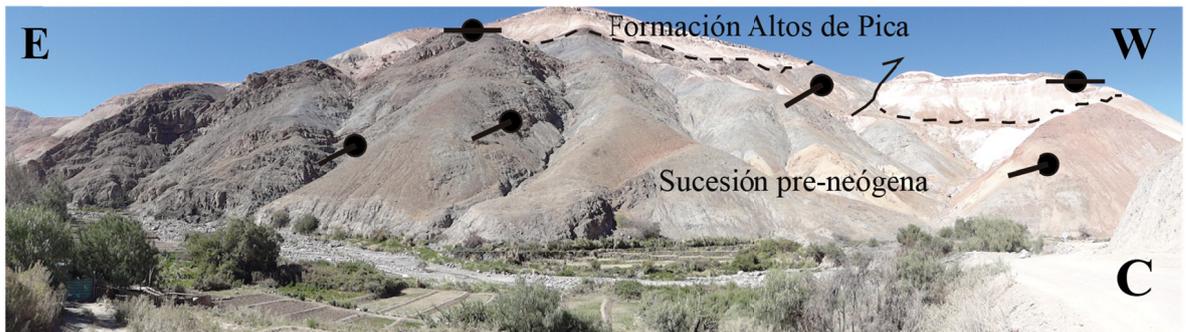
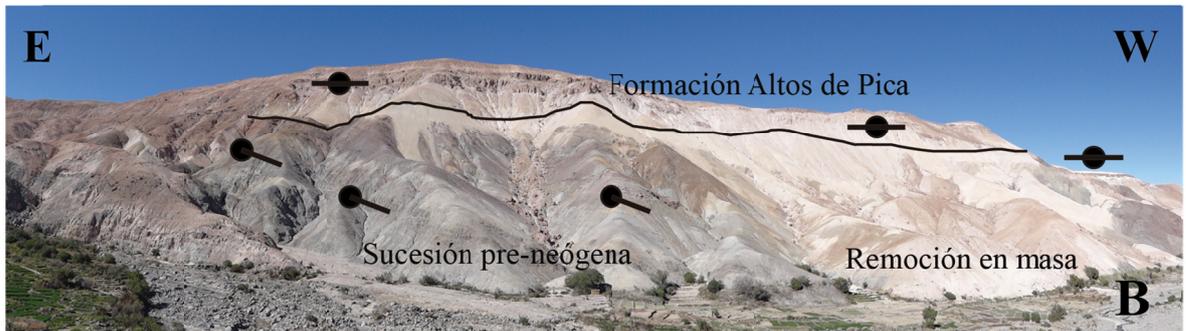


Figura 54: Estructuras del área de Camiña: A) Discordancia angular entre Formación. Altos de Pica y sucesión pre-neógena en la ladera norte de la quebrada Retamilla. B) Discordancia angular entre Formación Altos de Pica al oeste de Camiña. C) Falla Quisama, se puede ver el progresivo aumento de la inclinación de los estratos de la sucesión pre-neógena; y el contacto por falla de ésta con la Formación Altos de Pica. (1) y (2) indican manteos de las unidades.

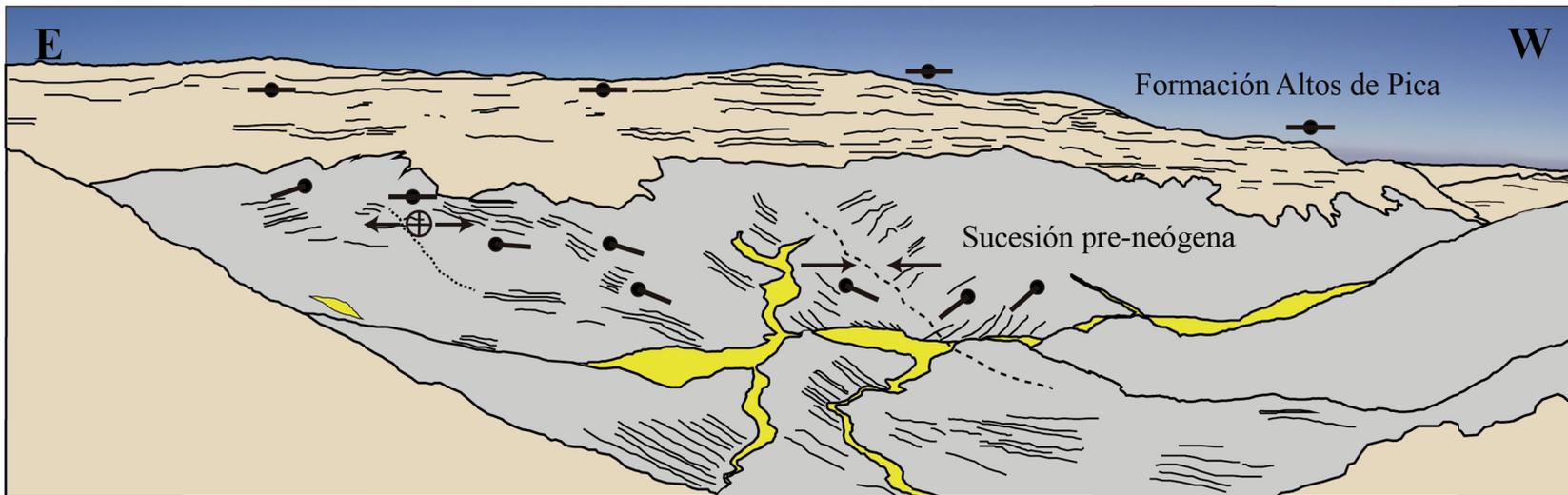


Figura 55: Discordancia angular entre la Formación Altos de Pica y la sucesión pre-neógena. Se distingue el anticlinal y sinclinal que deforman a la sucesión pre-neógena.

5 DISCUSIONES

5.1 Asociaciones de facies y ambiente de depositación

El objetivo de este estudio estratigráfico y sedimentológico es reconstruir las condiciones de depositación de las rocas estudiadas, estableciendo una configuración coherente con los antecedentes observados. Para ello se presenta la interpretación de los procesos de depositación de la sucesión pre-neógena, las asociaciones de facies y el estilo del sistema depositacional interpretado.

5.1.1 Procesos de depositación

A partir de la respuesta depositacional específica (litofacies) es posible reconocer los procesos de depositación característicos de cada ambiente sedimentario. El propósito de esta sección es revisar algunos de los procesos inferidos a partir de las litofacies registradas en el área de estudio (Tabla 2).

Las litofacies L2 a L9 se asocian a procesos de flujos de sedimentos. En estos flujos, la condición hidrodinámica del fluido, laminar o turbulenta; y la concentración de sedimentos transportados; son los factores más importantes en los procesos de depositación de sedimentos clásticos (Miall, 1996).

Se reconocen:

1. Flujos turbulentos, con baja concentración de sedimentos, en los que el transporte y depositación son producidos por tracción y escasa suspensión.

Sedimentos depositados por estos flujos pueden mostrar: desarrollo de selección, texturas clasto soportadas, clastos imbricados, gradación, desarrollo de lechoformas y laminación de sedimentos.

Cabe mencionar que en conglomerados, los clastos depositados por corrientes de tracción comúnmente muestran imbricación. Esta es una característica de ríos trenzados que transportan gravas (Miall, 1996).

2. Flujos con alta viscosidad, asociados a altas concentraciones de sedimentos que disminuyen la turbulencia, produciendo flujos laminares. Los granos son soportados por flotabilidad en una matriz densa. Estos flujos se conocen como flujos gravitacionales de sedimentos (*sediment gravity flows*) (Blair y McPherson, 1994; Miall, 1996).

Los flujos gravitacionales tienen alta capacidad, alta competencia y son flujos turbulentos, lo cual se refleja en mantos de sucesiones con estratificación paralela de régimen alto (Blair y McPherson, 1994). Estos flujos en su mayoría son no confinados, lo cual causa un rápido decrecimiento de la velocidad, competencia y capacidad conforme menguan; lo cual produce rápida depositación con texturas angulosas y pobremente seleccionadas.

Estos flujos se subdividen en los siguientes tipos:

- Flujos hiperconcentrados: de densidad intermedia (70-40% de concentración de sedimentos). Acumulan depósitos masivos o pobremente estratificados, que pueden mostrar gradación, imbricación de clastos y texturas generalmente clasto soportadas.

El tamaño de grano de estos depósitos varía de arena a guijas, aunque no es extraño que contengan guijarros y bloques (Svendsen *et al.*, 2003). A diferencia de los flujos de detritos

pueden presentar desarrollo de selección, gradación y de estructuras de tracción causadas por turbulencia (Svendsen *et al.*, 2003).

- Flujos de detritos: son de alta densidad (más de 70% de concentración de sedimentos). Caracterizados por depósitos masivos, sin estructuras ni gradación y pobremente seleccionados que pueden contener bloques.

Los procesos de flujo en masa son comunes en ambientes áridos, aunque no exclusivos de estos (Harvey *et al.*, 2005). Son independientes del clima y están, más bien, influenciados por la disponibilidad de sedimentos y la inclinación de la pendiente (Blair y McPherson, 1994).

Son comunes en abanicos aluviales, ríos, y ambientes volcánicos y glaciales, donde las altas concentraciones de sedimentos son favorecidas por el abundante aporte de sedimentos y por eventos de flujos de gran magnitud (Blair y McPherson, 1994; Svendsen *et al.*, 2003).

Estos eventos son dinámicos, la concentración de sedimento puede disminuir a causa de la depositación de la carga transportada, o aumentar por pérdida de agua por filtración. Luego un mismo evento puede acumular depósitos con facies características de todos los procesos descritos anteriormente (Svendsen *et al.*, 2003).

Tabla 2: Síntesis de facies sedimentarias y volcánicas observadas en el área de estudio. Modificado de Miall (1996); Harvey *et al.* (2005); Hadlari *et al.* (2006); DeCelles *et al.* (2011); Köykkä (2011); Siks y Horton (2011) y Carrapa *et al.* (2012).

Lito facies		Descripción	Interpretación
Finos laminados.	L 1	Areniscas muy finas y fangolitas con laminación fina.	Deposición desde suspensión en charcos y lagos.
Areniscas con estratificación horizontal.	L 2	Areniscas, muy finas a gruesas. Localmente conglomerádicas. Con laminación paralela plana y estratificación cruzada de bajo ángulo (<15°).	Deposición en régimen de flujo alto (<i>upper flow regime</i>); con corrientes unidireccionales fuertes (>100 cm/s) o muy someras. En areniscas gruesas a muy gruesas indican régimen de flujo bajo (<i>lower flow regime</i>).
Areniscas con intercalaciones de fangolitas.	L 3	Areniscas y fangolitas con estratificación centimétrica y laminación horizontal.	Flujo no confinado en los márgenes de un abanico aluvial. Ciclos de <i>waning-floods</i> en flujos hiperconcentrados.
Areniscas con estructuras intraplegadas.	L 4	Laminación paralela o masiva, con estructuras intraplegadas.	Deformación en sedimentos rápidamente acumulados por inestabilidad gravitacional.
Areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal.	L 5	Areniscas conglomerádicas. Forman mantos, pueden presentar estratificación horizontal y gradación.	Flujos de detritos pobremente confinados o no confinados, de arena y guijjaros. Alternativamente depósitos de <i>sheet floods</i> poco confinados.
Areniscas masivas.	L 6	Areniscas finas a gruesas. Masivas o con laminación difusa. Tabulares.	Flujos hiperconcentrados, <i>slurry flows</i> . Deposición desde <i>sheet floods</i> en ambientes fluviales distales.
Conglomerados arenosos.	L 7	Estratos de conglomerados amalgamados. Mala selección, clastos de tamaño guijarro, clasto max. menor a 50 cm. Matriz de arena y fangolita.	Cada capa representa un episodio de flujo de detritos no cohesivo. Escasa o limitada inundación post-flujo resulta en lavado de material fino.
Conglomerados matriz soportados masivos.	L 8	Conglomerados de guijjaros a bloques, matriz soportados, masivos. Desorganizados y sin estratificación. Con contactos bien definidos, ligeramente erosivos y lateralmente extensivos. Con escasos lentes arenosos.	Flujos de detritos cohesivos con matriz pobre en fango. En abanicos aluviales flujos hiperconcentrados, con raros flujos ricos en clastos.
Conglomerados clasto soportados masivos.	L 9	Capas individuales de conglomerados de guijjaros a bloques, clasto soportados, con mala selección. Sin estratificación. Con forma de lentes.	Deposición desde flujos de detritos ricos en clastos.
Lavas andesíticas.	L 10	Lavas porfíricas andesíticas con estratificación masiva.	Volcanismo efusivo de composición intermedia.

5.1.2 Asociaciones de facies

Los sedimentos estudiados son en su mayoría texturalmente inmaduros, sin lavado de las arcillas, con muy mala selección, y sin retrabajo. La mala selección y el predominio de clastos angulosos son interpretados como indicadores de un ambiente sedimentario de alta energía y con tiempos breves de transporte de sedimentos. Estas características son coherentes con ambientes aluviales y fluviales (Folk, 1974); donde los procesos de madurez textural no tienen el tiempo necesario para ser efectivos.

Además la ausencia de contenido fosilífero, el color rojizo de varias litologías, y el registro de litofacies realizado; permiten descartar sedimentación marina en el área de estudio.

Las consideraciones anteriores junto con los procesos depositacionales inferidos, muestran que la acumulación de los depósitos pre-neógenos en el área de Camiña; ocurrió en un ambiente sedimentario clástico continental.

A continuación se presentan las asociaciones de facies definidas:

5.1.2.1 Asociación fluvial y lacustre

Descrita al oriente de Moquella. Las litofacies de esta asociación son L1, L2; L3 y L5. Corresponden a ciclos granodecrecientes de areniscas y finos con estatificación horizontal y escasas intercalaciones de conglomerados.

Las areniscas se acumularon por la acción de corrientes con flujos de régimen alto y bajo, junto con intercalaciones subordinadas de flujos hiperconcentrados diluidos (Svendsen *et al.*, 2003; Siks y Horton, 2011; Köykkä, 2011).

Los finos son interpretados como depósitos lacustres interdigitados con los depósitos fluviales; y acumulados por suspensión desde aguas quietas; donde las intercalaciones de areniscas indican aportes intermitentes desde flujos (Kwon *et al.*, 2011).

5.1.2.2 Asociación de abanicos aluviales

Definida en los alrededores de Quisama; las litofacies que la conforman son L5, L7; L8, L9 y L10. Conformadas por capas de conglomerados y areniscas, amalgamados y sin finos; con intercalaciones de andesitas.

Las litofacies son indicadores de flujos de detritos y flujos hiperconcentrados; los niveles arenosos se depositaron al decaer estos eventos, o por flujos ricos en arena (Kwon *et al.*, 2011). La ausencia de contactos erosivos en las bases de los paquetes son también coherentes con flujos de carácter laminar y muy densos (Svendsen *et al.*, 2003).

Las características de estos depósitos sugieren un ambiente de abanico aluvial dominado por flujos en masa, a lo largo del margen de una cuenca controlada por fallas (Blair y McPherson, 1994; Kwon *et al.*, 2011), y además con ocurrencia de episodios de volcanismo efusivo contemporáneo a esta sedimentación.

5.1.2.3 Asociación de ríos trezados arenosos

Observada en quebrada Retamilla; las litofacies que la constituyen son L6, L7, L9 y L4. Los afloramientos se componen de areniscas masivas tabulares con intercalaciones de areniscas y finos laminados y conglomerados subordinados.

Esta asociación representa depósitos de un río arenoso trezado, con pobre canalización y abundantes aportes de arena (Miall, 1996; Kwon *et al.*, 2011). Las areniscas tabulares de esta asociación son atribuibles a *sheetfloods* arenosos en un ambiente fluvial distal.

Todas estas asociaciones de facies sugieren la ausencia de un drenaje canalizado y también de vegetación escasa, posiblemente en un clima árido (Miall, 1996; Köykkä, 2011).

5.1.3 Estilos fluviales

Los siguientes antecedentes acotan las condiciones de los estilos fluviales donde se desarrollan las asociaciones de facies interpretadas, al relacionar la granulometría y geometría de los depósitos estudiados.

La mayor parte de la sedimentación en sistemas fluviales ocurre en canales, sin embargo estos no se observaron en el área de estudio. La dificultad en definir canales, puede deberse a afloramientos desfavorables o al hecho de que los canales del sistema fluvial hayan sido móviles y/o con formas de mantos.

Las litofacies descritas están formadas mayoritariamente por arena y gravas.

Las facies de areniscas con estratificación horizontal (L2), indicadoras de *upper flow regime*, son importantes en regiones proximales de los sistemas fluviales (Miall, 1996).

Cuando estas facies se observan en cuerpos de arena de varios metros de espesor, son consideradas un indicador de sedimentación por inundaciones repentinas (*flash floods*), un estilo de descarga, que ocurre típicamente en ríos efímeros (Miall, 1996). Estos depósitos son característicos de ríos tipo “*Bijou Creek*” (Miall, 1977); donde se presentan en rellenos de canales efímeros o en planicies aluviales áridas.

Este predominio de flujos no canalizados es una característica común de las partes medias a distales de planicies de ríos trezados (*braidplain*) con cargas dominadas por arenas y gravas (Miall, 1996).

Los depósitos de conglomerados observados (litofacies L7, L8 y L9) presentan morfologías de mantos, con bases irregulares y no erosivas; típicas de flujos de sedimentos amalgamados. Estas morfologías o elementos (*sensu* Miall, 1985; Miall, 1995) son denominadas *sediment gravity-flow deposits*, y tienen características texturas desordenadas, con bases irregulares y no erosivas similares a las de los depósitos de Quisama. Se forman por flujos de detritos y con alta concentración de sedimentos.

Los estilos fluviales que presentan características similares a las de los depósitos observados son:

Ríos trezados de gravas, dominados por flujos gravitacionales de sedimentos

Se asocian a corrientes de alta energía, los derivados del atenuamiento de estas corrientes conforman la sucesión típica de este estilo fluvial (Fig. 56 (A)). Los depósitos subordinados de areniscas y finos indican sedimentación en bajos niveles de caudal y en aguas estancadas respectivamente. La forma tabular de las capas conglomerádicas y sus bases no erosivas son típicas de este estilo de sedimentación dominado por flujos de detritos.

Este estilo es reconocido en la sucesión de conglomerados y areniscas gruesas de Quisama; la cual correspondería a la parte proximal de un abanico aluvial.

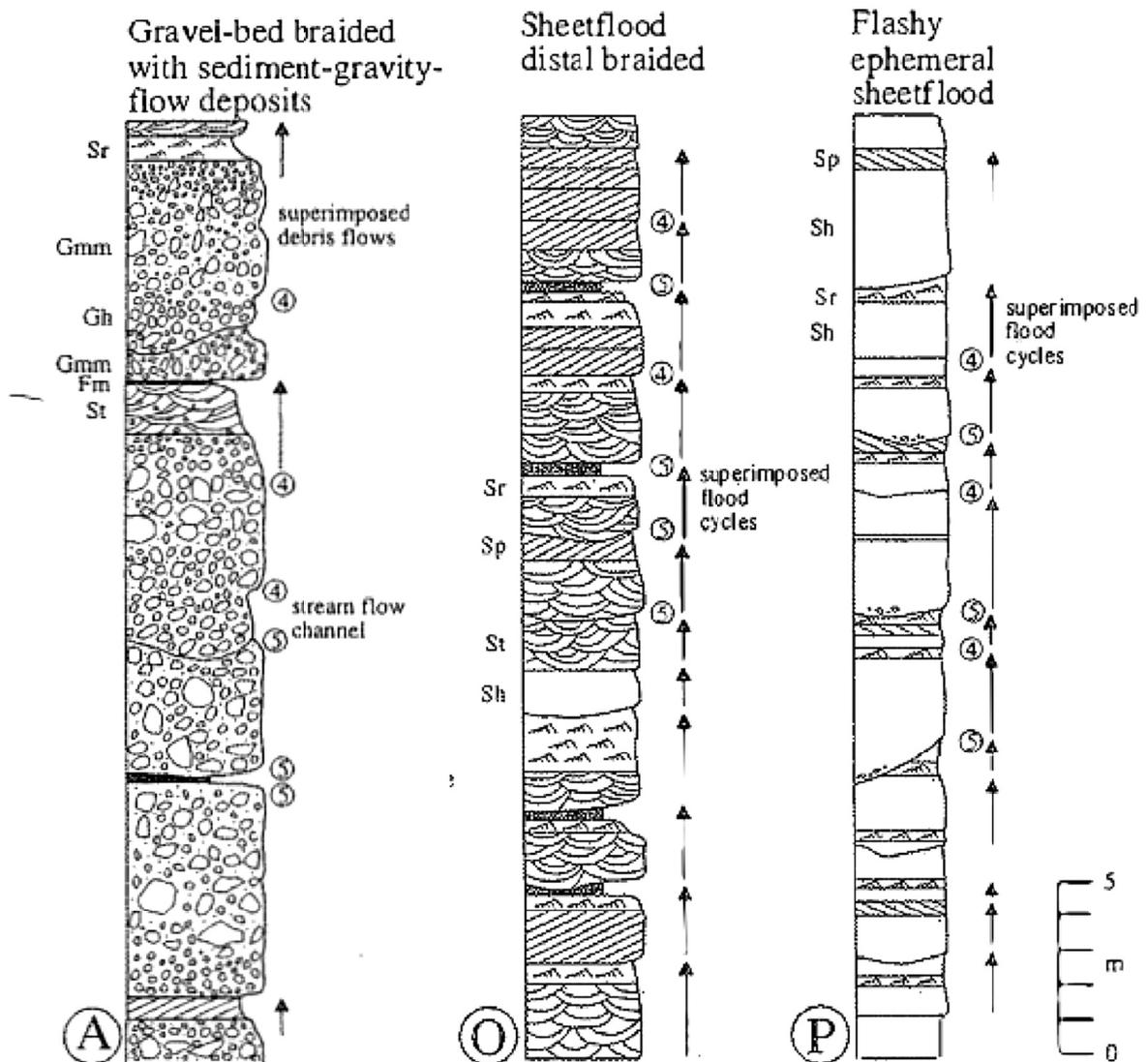


Figura 56: Modelos de estilos fluviales que reflejan condiciones similares a las de los depósitos del área de Camiña. Tomado de Miall (1996). Cada uno de estos modelos muestra un perfil ideal, las variaciones locales observadas enfatizan la necesidad de hacer secciones en 2 y 3 dimensiones de los afloramientos estudiados.

Ríos trezados “Sheetflood distal braided river”

Corresponden a ríos trezados en planicies aluviales distales. Este estilo es característico de regiones con corrientes efímeras (*flash floods*) donde se forma un patrón de canales someros entrelazados, pobremente definidos. Los depósitos de estos ríos están dominados por litofacies arenosas con escasos finos; comúnmente asociados a depósitos de charcas y dunas en ambientes áridos (Fig. 56 (B)).

Las sucesiones descritas en Moquilla y Retamilla muestran algunas de estas características, si bien incluyen en algunas secciones, más facies finas que el modelo ideal antes descrito.

Ríos efímeros “flashy, ephemeral, sheetflood, sand-bed river”

Corresponden al tipo “*Bijou Creek*” (Miall, 1977) dominado por depósitos de inundaciones repentinas (*flash floods*). A diferencia del modelo anterior, las descargas efímeras producen la acumulación preferente de litofacies indicadoras de condiciones de régimen transicional a alto (como L2 y L3) estas facies típicamente tienen forma de mantos de areniscas laminadas (Fig. 56 (C)), también denominadas *laminated sand sheets* por Miall.

En este último estilo es también común la ausencia de canales y es posible reconocer ciclos de inundación como los observados en Moquella.

De acuerdo a Miall (1996), Blair y McPherson (1994), Köykkä (2011) y Sicks y Horton (2011), todos estos estilos fluviales son compatibles con un ambiente aluvial y con la planicie asociada a este ambiente. Se observan tanto características de un abanico de gravas, dominado tanto por procesos de flujos de detritos, como por ríos trenzados arenosos, con depositación ligada a inundaciones repentinas. Estas dos variedades tienen escalas de 5 a 30 Km, con pendientes muy inclinadas a suaves (Stanistreet y McCarthy, 1996), las cuales son consistentes con la extensión de los afloramientos observados.

Aunque no se dispone de datos de paleocorrientes que confirmen el patrón distributivo típico de un abanico aluvial, las litofacies se consideran evidencia suficiente para sustentar esta reconstrucción del ambiente depositacional, la cual se presenta en la Fig. 57.

Una implicancia importante es que el ambiente de abanico aluvial y los sistemas fluviales trenzados asociados, requieren de relieves elevados para su desarrollo (Blair y McPherson, 1994; Eberth *et al.*, 2006).

Además, el hecho de que estos depósitos que normalmente tienen escaso potencial de preservación se hayan conservado, sugiere que estos sedimentos, se acumularon en las inmediaciones de bloques alzados delimitados por fallas de alto ángulo en áreas donde el relieve y el drenaje asociados proveyeron las condiciones necesarias para los procesos sedimentarios observados (Blair y McPherson, 1994).

Lo anterior permite afirmar que durante la depositación de la sucesión pre-neógena en el área de Camiña, estos depósitos estuvieron cercanos a las fallas que limitaban los márgenes de la cuenca, y además que hubieron persistentes condiciones de subsidencia en esta cuenca (Kwon *et al.*, 2011).

Esta interpretación es coherente con observaciones actualísticas que muestran que las cuencas con mayor potencial de preservación de depósitos aluviales, son de carácter extensional, entre las cuales destacan por ejemplo las cuencas de tras arco y antearco asociadas a sistemas extensionales y transtensionales (Blair y McPherson, 1994).

5.1.4 Distribución de facies

Las facies observadas a lo largo de la quebrada de Camiña, conforman a grandes rasgos un ciclo grano- y estratocreciente desde Moquella a Quisama, y una tendencia grano y estratodecreciente desde Quisama a Camiña. Lo anterior indica una progradación y posterior retrogradación del sistema de ríos trenzados y abanicos aluviales interpretados, en directa relación con la actividad tectónica del borde de cuenca.

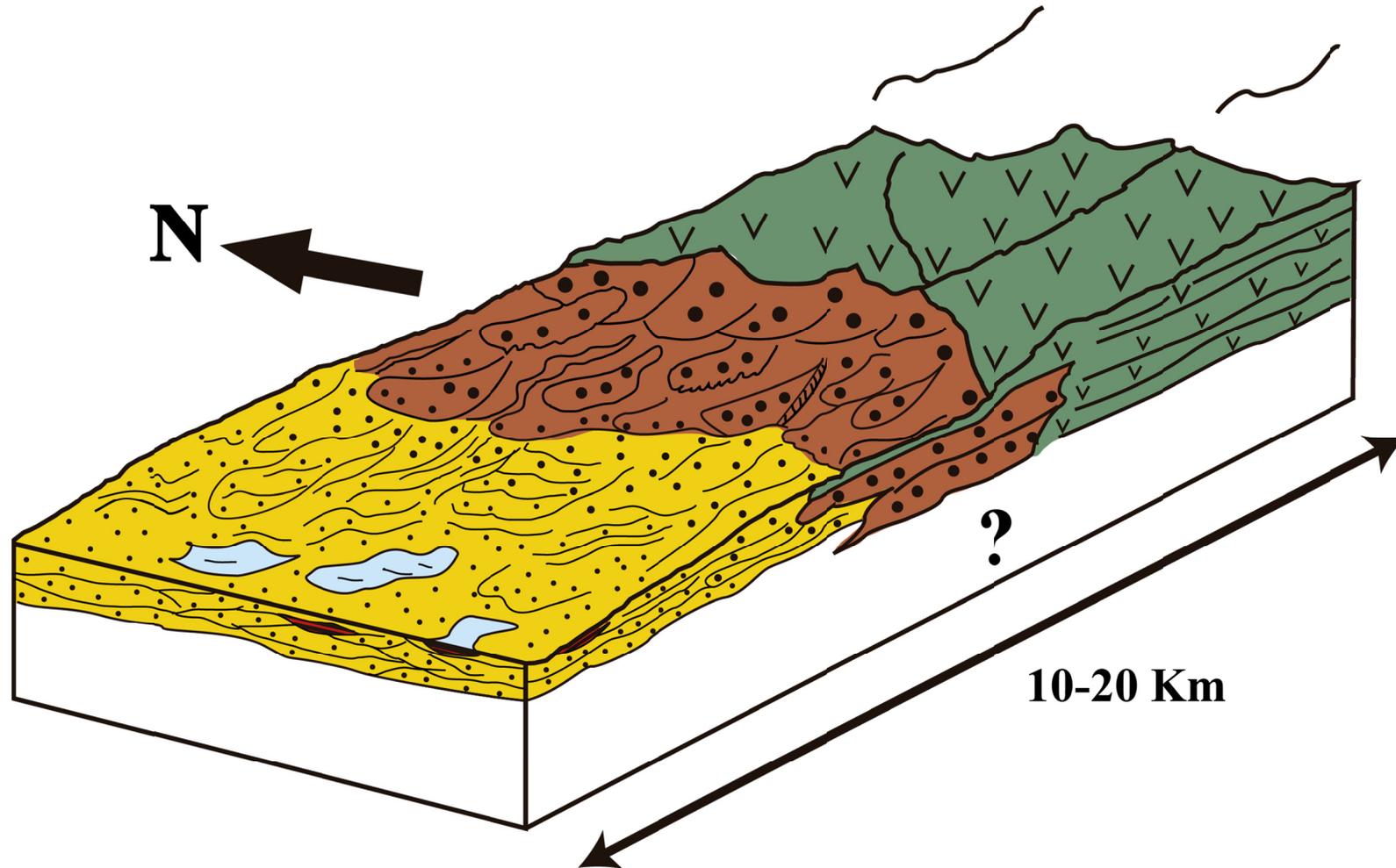


Figura 57: Modelo de facies esquemático de los depósitos pre-neógenos en el área de Camiña. Se aprecia la gradación granulométrica observada en la distribución de facies en terreno y la interdigitación de los distintos estilos fluviales descritos en un ambiente aluvial, que varía de proximal a distal, contemporáneo con volcanismo efusivo andesítico. En el esquema las litologías principales indicadas son: lavas andesíticas (color verde), conglomerados y areniscas conglomerádicas (color café), areniscas (color amarillo) y fangolitas (color rojo).

5.2 Proveniencia

La composición detrítica de sedimentos está controlada por cuatro factores: proveniencia, transporte, ambiente depositacional y diagenesis (Ingersoll *et al.*, 1984). La proveniencia de sedimentos está controlada por todos los aspectos del área de origen incluyendo litología, clima y relieve. En áreas de intensa actividad tectónica y/o magmática, la litología original es el factor predominante por sobre el clima y relieve (Dickinson, 1970).

La composición modal de areniscas terrígenas refleja la procedencia desde varios tipos de terrenos caracterizados por su configuración tectónica. Las tres categorías principales de procedencia son denominadas “bloques continentales”, “arcos magmáticos” y “orógenos reciclados” (Dickinson *et al.*, 1983).

La petrografía de las areniscas del área de Camiña (Fig. 38) muestra que son areniscas feldespáticas y subordinadamente líticas feldespáticas o líticas, con alto contenido de feldespatos, con significativas cantidades de cristales de plagioclasa con escaso retrabajo y bajo contenido de cuarzo (ca. 20 %) en relación al de feldespatos. Los fragmentos líticos son volcánicos felsíticos y de composición andesítica.

Los ambientes tectónicos de proveniencia de estos sedimentos son un arco transicional y un arco no disectado (Figs. 42 y 58 (A)), los cuales corresponden a variantes de un arco magmático (Dickinson, 1983).

Dentro de arcos magmáticos activos, las fuentes de sedimentos están mayoritariamente en la cubierta volcánica que cubre el arco y en los plutones graníticos de las raíces del arco. Las areniscas litofeldespáticas y feldepáticas líticas con composiciones variables entre la parte central e inferior del triángulo QFL derivan de este ambiente (Dickinson *et al.*, 1983).

Los esqueletos más líticos son principalmente areniscas volcanoclásticas derivadas de arcos no disectados, las menos líticas se asocian a un grupo transicional, mientras que las más cuarzo-feldespáticas son areniscas volcano-plutónicas derivadas de arcos magmáticos disectados donde la erosión ha expuesto los batolitos ubicados bajo la cobertura volcánica.

Además, algunas muestras (Figs. 42 y 58 (A)) caen en el campo de proveniencia de bloque continental. Las areniscas feldespáticas y arkosas de este campo, estarían derivadas desde zonas de basamento alzado donde la erosión ha cortado profundamente la corteza continental. (Dickinson *et al.*, 1983). Estas zonas ocurren a lo largo de franjas de rifts incipientes, zonas de fallas transformantes (de rumbo), corrimientos profundos y zonas de tectonismo intenso. (Dickinson *et al.*, 1983).

Este patrón plantea dos alternativas:

1. Hay un aporte parcial de sedimentos desde un bloque continental y un arco magmático.
2. El ambiente dominante fue el de un arco magmático, y las muestras que se grafican en el bloque continental pueden explicarse por el método de Gazzi & Dickinson, el cual tiende a sobreestimar el contenido de feldespatos y cuarzo en detrimento del contenido de líticos (Ingersoll *et al.*, 1984).

Sin embargo, las areniscas arkósicas derivadas de plutones de arcos magmáticos son gradacionales a similares areniscas derivadas de bloques de basamento alzados. Cuando esta superposición composicional ocurre, ambos tipos de arkosas son indistinguibles por métodos petrográficos (Dickinson *et al.*, 1983).

Por otro lado de acuerdo a Miall (1996), Dickinson (1970) y Gazzi & Dickinson (1973), sin importar el método de procedencia empleado, señalan que las proporciones de fragmentos líticos son un mejor indicador de la litología original que el diagrama QFL (Ingersoll *et al.*, 1984). De hecho el contenido de líticos volcánicos permite diferenciar con claridad entre los ambientes de “arco no disectado” y “basamento alzado”, (Ingersoll *et al.*, 2007) (Fig. 59 (A)).

En las areniscas del área de Camiña, los fragmentos líticos más abundantes son de composición volcánica con presencia minoritaria de clastos sedimentarios e ígneos intrusivos (Fig. 41). Los clastos volcánicos muestran una composición intermedia con textura porfirica y afanítica con escaso contenido de cuarzo.

Lo anterior indica que la fuente de estos sedimentos corresponde a rocas ígneas de composición intermedia, primariamente lavas andesíticas (Dickinson, 1970), con un menor aporte de rocas sedimentarias de grano fino y rocas ígneas intrusivas.

El alto contenido de feldespatos (Fig. 58 (B)) indica un importante aporte desde intrusivos o lavas alcalinos con contenido intermedio de sílice (Folk, 1974), mientras que las plagioclasas son más abundantes en rocas volcánicas (Dickinson, 1970). La proporción modal observada de estos minerales sugiere que el arco tenía un magmatismo de carácter intermedio (Marsaglia *et al.*, 1992; Ingersoll, 2012).

Además señala que los sedimentos se acumularon en condiciones de escasa meteorización química, lo cual se puede deber a una rápida velocidad de acumulación o a un clima seco y árido desfavorable para la meteorización de feldespatos.

Al considerar los antecedentes anteriores y el patrón que exhiben las muestras estudiadas, se puede afirmar con seguridad que es típico de un ambiente de arco magmático (Fig 59 (B)) (Wetje, 2006; Garzanti *et al.*, 2007).

Se puede refinar el estado evolutivo del arco magmático contemporáneo a la sedimentación pues las composiciones de las areniscas indican el grado de disección experimentada por los arcos magmáticos (Ingersoll *et al.*, 2007).

Las areniscas derivadas de arcos activos, no disectados, tienen un alto contenido de detritos volcánicos; en cambio las areniscas derivadas de arcos inactivos, disectados, presentan prevalencia de detritos plutónicos.

Los arcos provenientes de arcos no disectados, presentan las siguientes características: altas razones de plagioclasas relativas al contenido total de feldespatos y bajas concentraciones de cuarzo, con contenido variable de micas y minerales densos accesorios. Los fragmentos líticos (afaníticos de composición policristalina) son dominantes y exhiben texturas diagnósticas de un origen volcánico o hipoabisal; todas las características anteriores son indicativas de aportes volcánicos (Kretchmer, 1987; Ingersoll y Cavazza, 1991; Marsaglia, 1991; Marsaglia y Ingersoll, 1992; Ingersoll *et al.*, 1993; Ingersoll *et al.*, 2007)

En contraste la composición detrítica de una arenisca proveniente de un arco disectado, tiene características que indican aportes plutónicos, definida por bajas razones de plagioclasas con respecto al contenido total de feldespatos y concentraciones variables de micas y minerales accesorios. Los granos monocristalinos son dominantes mientras que los fragmentos líticos son subordinados con granos metamórficos y volcánicos localmente significativos (Dickinson, 1985).

La disección del arco ocurre cuando cesa el volcanismo al superar los procesos erosivos a los eruptivos. Esto puede ocurrir por ejemplo al cambiar la geometría del slab subductante (Keith,

1978). El fin del magmatismo produce un alzamiento isostático al erodarse la cobertura volcánica, exponiéndose rocas metamórficas y plutónicas.

Los arcos transicionales tienen una composición intermedia entre un arco volcánico (no disectado) y un arco plutónico (disectado).

Con respecto a la escala del muestreo realizado, este es de primer orden (Ingersoll *et al.*, 2012) y corresponde a muestrear un drenaje local. Sin embargo, Ingersoll *et al.* (2007) observó que los arcos magmáticos proveen de composiciones uniformes de areniscas, independiente de la escala de muestreo; por lo cual estos resultados son confiables.

En conclusión, las areniscas del área de Camiña provienen del ambiente tectónico de arco magmático transicional con actividad volcánica contemporánea a la sedimentación, con contenidos intermedios de sílice.

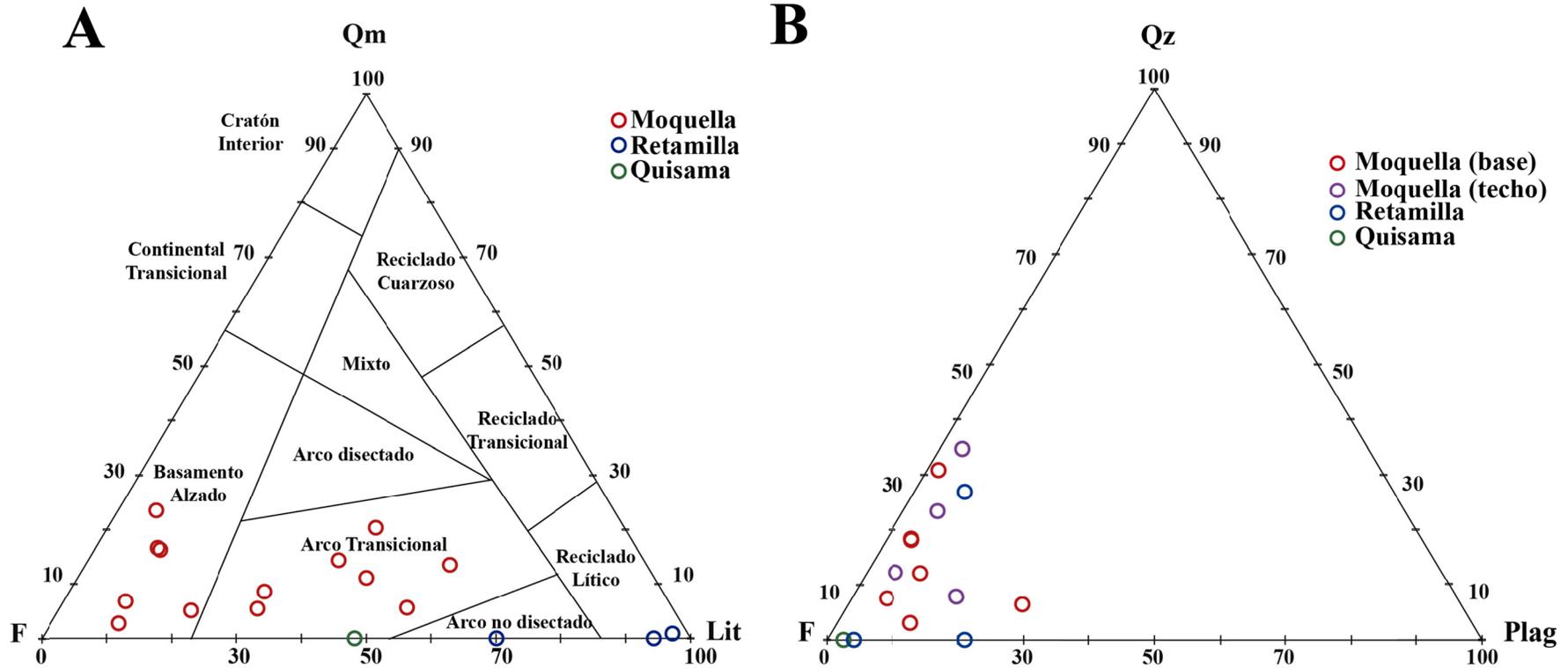


Figura 58: Diagramas de proveniencia (I). A) Diagrama QmLitF (cuarzo monocristalino, fragmentos líticos y feldspatos) Tomado de Dickinson *et al.* (1983). B) Diagrama QPF, usado para deducir la mineralogía de las rocas ígneas originales; muestra composiciones intermedias ricas en feldspatos; tomado de Marsaglia *et al.* (1992).

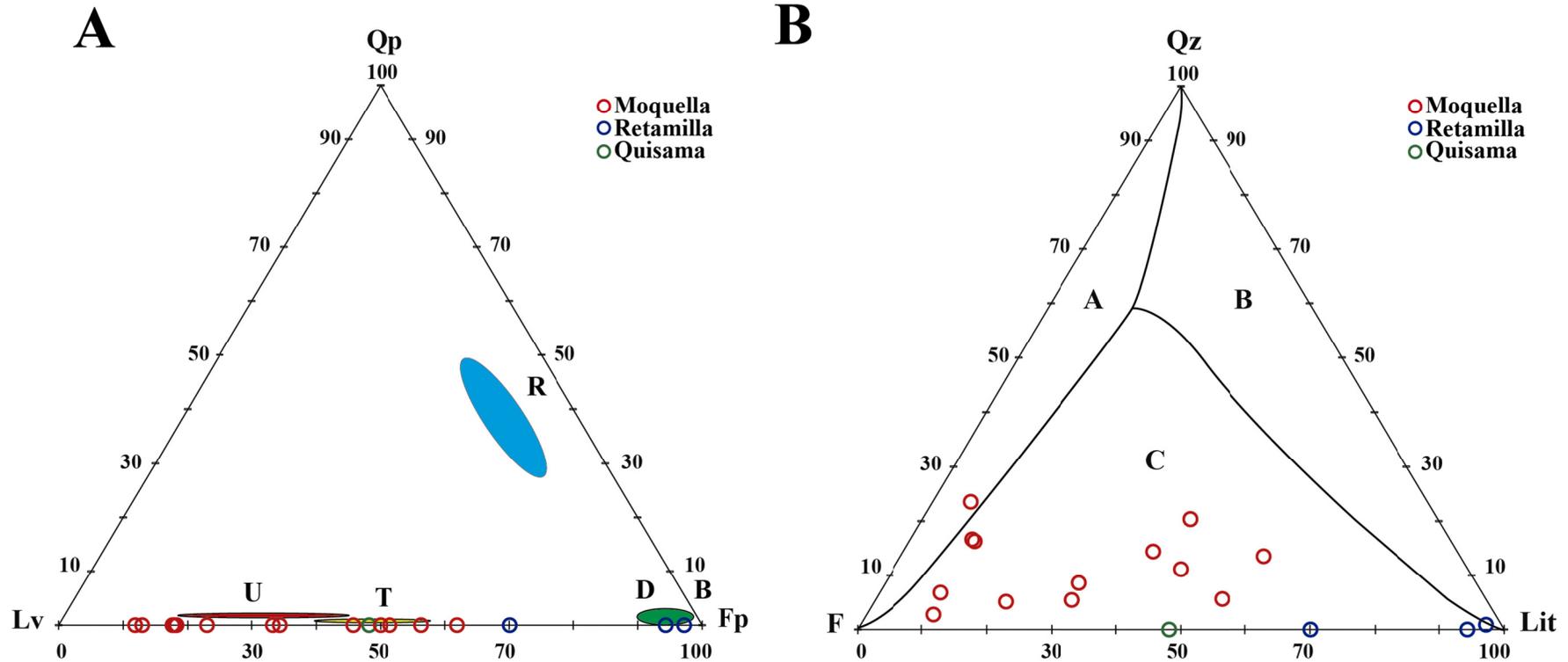


Figura 59: Diagramas de proveniencia (II). A) Diagrama QpFpLv (cuarzo policristalino, plagioclasas y líticos volcánicos) tomado del modelo actual stico de Ingersoll *et al.* (2012); este diagrama permite distinguir claramente entre ambientes de arco no disectado (U), transicional (T), disectado (D), basamento alzado (B) y orógeno reciclado (R). La abundancia relativa de los detritos volcánicos indica la proximidad a un margen continental activo, con aportes desde un arco magmático. B) Diagrama QFL (Wetje, 2006), este diagrama representa de manera más precisa los campos de bloque continental (A), orógeno reciclado (B) y arco magmático (C). En este diagrama la composición de las areniscas de los depósitos pre-neógenos en el área de Camiña refleja una proveniencia de arco magmático.

5.3 Correlaciones y significado regional

La sucesión pre-neógena en el área de Camiña presenta relaciones estratigráficas similares (Tabla 1) a las de las Formaciones Cerro Empexa (Cretácico Superior alto); Chusmiza (Jurásico Superior-Cretácico Superior?) y Panjuacha (Cretácico Superior). Todas estas unidades se disponen en discordancia angular bajo la Formación Altos de Pica (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior). En ausencia de dataciones, las correlaciones a realizar son litoestratigráficas.

En el área de Camiña la sucesión pre-neógena aquí descrita; corresponde a lutitas, areniscas y conglomerados con facies aluviales y de ríos trenzados, e intercalaciones de lavas andesíticas. Estas facies fueron depositadas en una cuenca cercana a un arco volcánico transicional (*sensu* Dickinson *et al.*, 1983).

Las Formaciones Chusmiza y Panjuacha, afloran al sur de Camiña (19°20'S), entre los 19°30'-20°15'S, corresponden a unidades sedimentarias continentales con intercalaciones de lavas y tobas, depositadas en un arco volcánico con actividad efusiva y explosiva (Harambour, 1990). De acuerdo a Tomlinson (comunicación personal, 2013) las Formaciones Panjuacha y Chusmiza representan facies de la Formación Cerro Empexa, con variaciones locales en el estilo de volcanismo y sedimentación clástica.

Estas unidades representan condiciones de depositación similares, ligadas estrechamente a la interacción de procesos de sedimentación clástica y magmatismo de arco.

Dadas la similar litología (especialmente por las condiciones inferidas del magmatismo) y posición estratigráfica de estas unidades; se puede afirmar con certeza que son correlacionables entre sí (Fig. 60).

Estos antecedentes permiten correlacionar los depósitos observados en Camiña con la Formación Cerro Empexa.

La única unidad continental en la Región de Tarapacá con un significado distinto es la Formación Chacarilla (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), la cual subyace en discordancia angular a la Formación Cerro Empexa y es interpretada como el registro de sedimentación continental en un ambiente fluvial distal (Galli y Dingman, 1962; Blanco *et al.*, 2012). No se disponen de argumentos suficientes para descartar una correlación entre la Formación Chacarilla y los depósitos pre-neógenos de Camiña.

Con base en estos antecedentes se considera razonable asignar a la sucesión pre-neógena del área de Camiña a la Formación Cerro Empexa, y es recomendable, pues evita la proliferación de unidades de igual interpretación.

Para entender el significado regional de la Formación Cerro Empexa se reseñará escuetamente la evolución paleogeográfica de las unidades litoestratigráficas de la Región de Tarapacá durante el Mesozoico.

A grandes rasgos, es posible reconocer dos etapas con diferentes paleogeografías a partir de los afloramientos de unidades mesozoicas de la Precordillera (Fig. 60).

La primera etapa, dominada por tectónica extensional y subsidencia, duró desde el Sinemuriano a Oxfordiano (Harambour, 1990; Charrier *et al.*, 2007; Blanco *et al.*, 2012). Las Formaciones Quebrada Coscaya, Longacho, Duplijsa y Majala representan esta etapa.

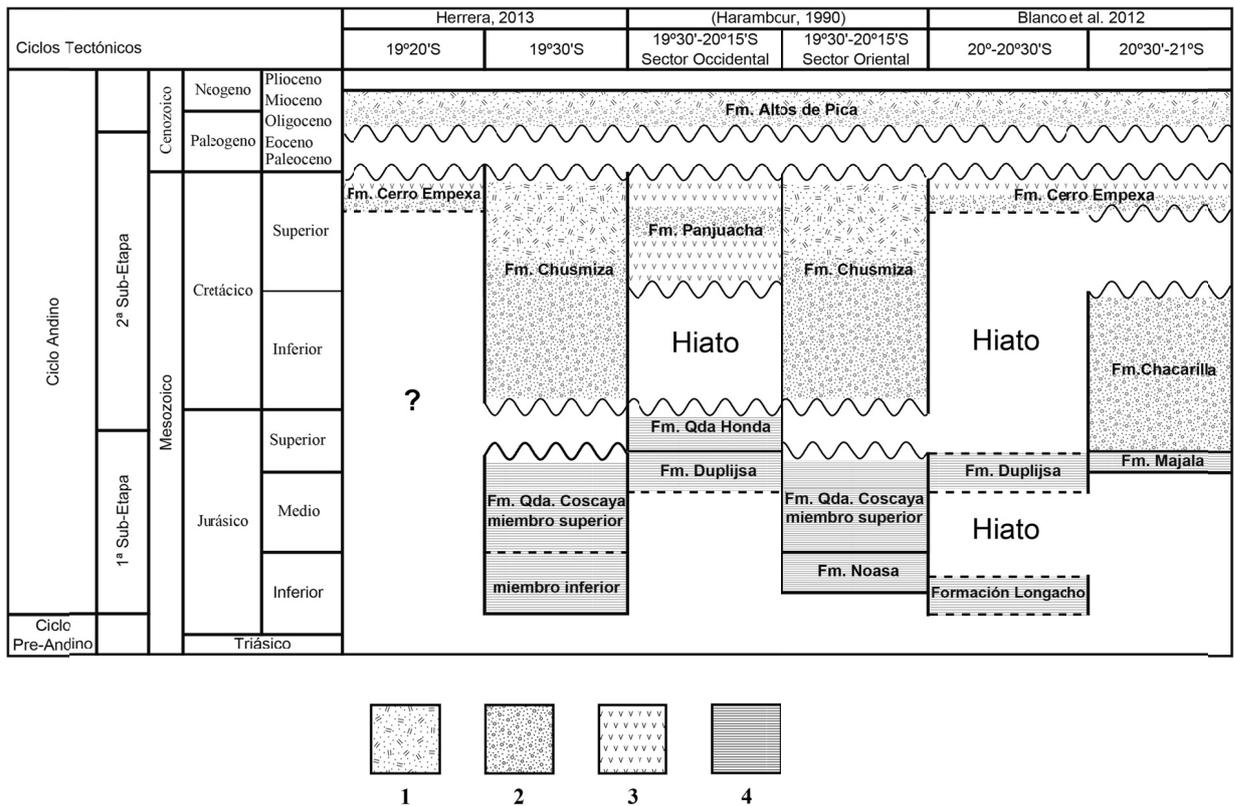


Figura 60: Cronoestratigrafía generalizada de las unidades mesozoicas en la Precordillera de la Región de Tarapacá. Leyenda: 1. Ignimbritas; 2. Depósitos sedimentarios continentales; 3. Lavas andesíticas y dacíticas; 4. Depósitos sedimentarios marinos.

El arco magmático se encontraba en la actual ubicación de la Cordillera de la Costa, y la acumulación de las unidades, ocurría en condiciones marinas profundas; en el Sinemuriano y más someras en el Oxfordiano, evidenciando una regresión marina extensa al final de esta etapa (Charrier *et al.*, 2007; Blanco *et al.*, 2012).

La somerización de la cuenca y la transición a sedimentación continental son registradas por la Formación Chacarilla, durante el Jurásico Tardío. De acuerdo a Blanco *et al.* (2012) existe un hiato depositacional dentro del Cretácico Inferior en esta región; ocasionado por un pulso compresivo que deformó a la Formación Chacarilla y causó la discordancia angular entre esta unidad y la Formación Cerro Empexa (Blanco *et al.*, 2012). Este evento compresivo se correlaciona con la denominada fase tectónica peruana (Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007; Blanco *et al.*, 2012).

La segunda etapa, está asociada a la migración del arco magmático y dominada por sedimentación continental. El arco magmático migró hacia el este de la Cordillera de la Costa, localizándose en la actual Depresión Central (Scheuber *et al.*, 1994; Charrier *et al.*, 2007).

La sedimentación en esta etapa ocurrió en condiciones tectónicas extensionales en cuencas de intrarco durante el Cretácico Tardío; donde se acumularon las Formaciones Cerro Empexa, Panjuacha y Chusmiza (Charrier *et al.*, 2007; Blanco *et al.*, 2012). Estas unidades se encuentran deformadas a escala regional; por un pulso compresivo acaecido en el límite entre el Cretácico y el Terciario, interpretado como la fase orógena 'KT' por Cornejo *et al.* (2003).

Luego a escala regional la Formación Cerro Empexa muestra un evento depositacional asociado al emplazamiento del arco magmático durante el Cretácico Tardío, ocurrido en cuencas extensionales, rellenas con facies volcánicas, efusivas y extrusivas; y facies sedimentarias clásticas (Charrier *et al.*, 2007; Blanco *et al.*, 2012). Las relaciones entre facies volcánicas y sedimentarias estuvieron condicionadas por la localización de los centros de emisión (Blanco *et al.*, 2012), lo cual explica la variación de facies a escala regional observada para esta unidad.

6 CONCLUSIONES

De acuerdo a la posición estratigráfica, a las facies observadas y al ambiente depositacional inferido, la sucesión pre-neógena estudiada, se designa con el nombre de Formación Cerro Empexa. La Formación Cerro Empexa en el área de Camiña representa una sucesión sedimentaria depositada por abanicos aluviales y ríos trezados efímeros, con intercalaciones de volcánicas, acumulada en las inmediaciones del arco magmático, durante el Cretácico Tardío.

Las rocas de la Formación Cerro Empexa en el área de Camiña corresponden a una sucesión de fangolitas, areniscas y conglomerados, con intercalaciones de lavas andesíticas, la cual subyace en discordancia angular a la Formación Altos de Pica, su base no se encuentra expuesta en el área de estudio.

Se distinguieron tres asociaciones de facies:

1. Asociación fluvial y lacustre, conformada por areniscas y fangolitas estratificadas, depositadas por ríos trezados distales con intercalaciones lacustres.
2. Asociación de abanicos aluviales, conformada por areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados con estratificación masiva, depositadas por ríos trezados dominados por flujos de detritos.
3. Asociación de ríos trezados arenosos, formada por areniscas tabulares con intercalaciones subordinadas de conglomerados y fangolitas.

Estas asociaciones representan estilos fluviales coexistentes en un ambiente aluvial, donde depósitos de flujos de detritos gradan distalmente a mantos de arena con canales pobremente definidos e intercalaciones lacustres.

Las areniscas de la Formación Cerro Empexa corresponden a arenitas y wackas, feldespáticas y lítico-feldespáticas, la textura y composición de estas muestra inmadurez textural e inestabilidad composicional. El análisis de procedencia de la composición modal de las areniscas, indica que la fuente de estos sedimentos, fue un arco magmático transicional de composición intermedia.

Las estructuras que deforman a la Formación Cerro Empexa, en el área de Camiña, evidencian dos eventos de deformación:

1. Deformación pre-neógena, que se observa en los pliegues de la Formación Cerro Empexa y en la discordancia angular entre esta y la Formación Altos de Pica.
2. Deformación neógena expresada en las flexuras de Moquilla y Quistagama, y en la Falla Quisama.

7 REFERENCIAS

- Alvarez, J., 1960:** Informe geológico zona Aroma-Chismiza. Informe inédito, Archivo Técnico Empresa Nacional del Petróleo (Santiago).
- Best, M.G., 2003:** Igneous and Metamorphic Petrology. Blackwell Science Ltd. 758 pp.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994:** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sediment Res A64*: 450-489.
- Blanco, N., Tomlinson, A., Moreno, K., Rubilar, D., 2000:** Importancia estratigráfica de las icnitas de dinosaurios presentes en la Formación Chacarilla (Jurásico-Cretácico Inferior), Región de Tarapacá, Chile. *Proceedings 9th Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 1: 441-445
- Blanco, N., Vásquez, P., Sepúlveda, F.A., Tomlinson, A.J., Quezada, A., Ladino, M., 2012:** Levantamiento geológico para el fomento de la exploración de recursos minerales e hídricos de la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá (20°-21°S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-12-50, 246 p., 7 mapas escala 1:100.000, Santiago.
- Cecioni, G., García, F., 1960:** Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. *Boletín N° 6*, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 28 p.
- Charrier, R., Vicente, J. C., 1970:** Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the central and austral sectors of the Southern Andes. *Upper Mantle Symposium*, 2: 451-470, Buenos Aires
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007:** Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: *The Geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons, W.; eds.). Geological Society, London, Special Publications, pp. 21-114.
- Charrier, R., Herail, G., Pinto, L., Garcia, M., Riquelme, R., Farias, M., Muñoz, N., 2013.** Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 1, 235-264.
- Cornejo, P., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2003.** The "K-T" compressive deformation event in northern Chile (24-27°S): X Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas, Thematic Session ST1, pp. 1-13.
- Eberth, D.A., Britt, B.B., Kenneth, R.S., Stadtman, K.L., Brinkman, D.B., 2006:** Dalton Wells: Geology and significance of debris-flow-hosted dinosaur bonebeds in the Cedar Mountain Formation (Lower Cretaceous) of eastern Utah, USA, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236: 217-245.

- Dickinson, W., 1970:** Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 2, 695-707.
- Dickinson, W., 1985.** Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. *In:* Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of arenites*. North Atlantic Treaty Organization – Advance Study Institutes (NATO-ASI), Series C, 148, 331-361.
- Dickinson, W., Beard, I.S. Brackenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Kuepp, R.E., Lidnberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983:** Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dingman, R., Galli, O., 1965:** Geology and ground-water resources of the Pica area; Tarapacá Province, Chile. United States Geological Survey, Bulletin N° 1109, 113 p.
- Espiñeira, D., Fuenzalida, G., Garrido, I., Harambour, S., Nuñez, R., Prieto, X., Siña, A., Soffia, J., 1984:** Geología de la quebrada de Tarapacá entre Pacjica y Laonzana, y de los cerros de Juan de Morales. Informe inédito, Curso de Geología de Campo, Semestre 1984, Departmaneto de Geología y Geofísica, Universidad de Chile, 103p.
- Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J.; Pinto, L.;Hérail, G. 2002:** Active Late Cenozoic flexures in the Precordillera in Northern Chile: correlation with shallow seismic activity, and implications for the uplift of the Altiplano. *Eos Transactions, American Geophysical Union (AGU)*, 83, 47, 1136.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinoid , J. & Heráil, G. 2003:**Deformación por flexuras en la Precordillera de la Región de Aroma (19°25p –19°45 p S): Correlaciones con la sismicidad superficial e implicancias para el alzamiento del borde occidental del Altiplano. In Congreso Geológico Chileno, No. 10, Actas (CD), Sesión temática No. 4. Concepción.
- Farías, M., Charrier, R., Comte, D., Martinod, J. & Hérail, G. 2005:** A Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: evidence from the depositional, tectonic, and geo-morphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30pS). *Tectonics*, 24.
- Folk, R., 1951:** Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 21, 3, 127-130.
- Folk, R., 1974.** *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, Texas, Hemphill Publishing Co. 182 p.
- Galli, O., 1957:** Las formaciones geológicas en el borde occidental de la Puna de Atacama, sector de Pica, Tarapacá. *Revista Minerale*s, 5, 6, 14-26.
- Galli, O., Dingman, R., 1962:** Cuadrángulos Pica, Alca, Matilla y Chacarilla. *Carta Geológica de Chile* N°s 2, 3, 4 y 5, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 125 p.

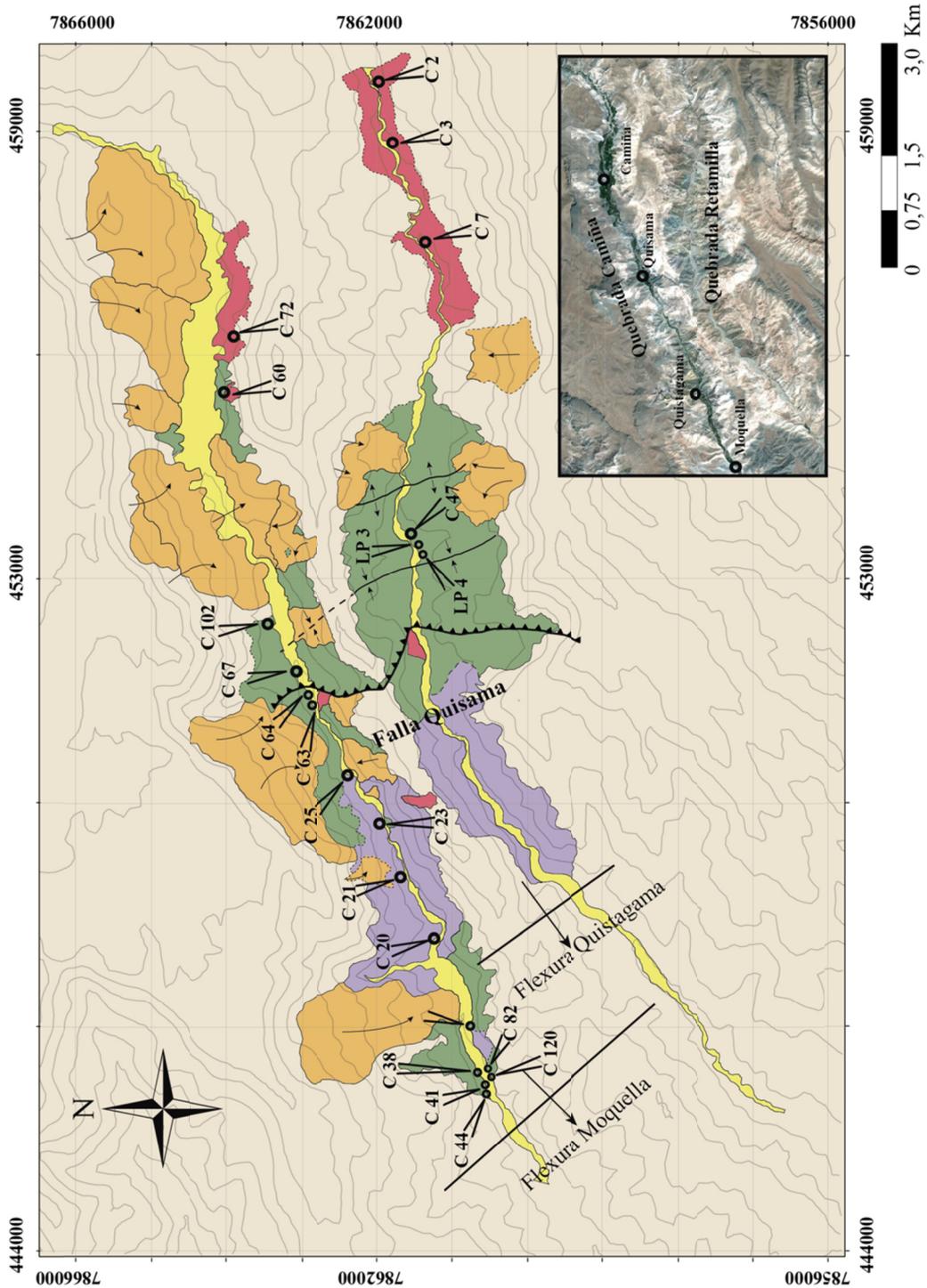
- Galli, O., 1968:** Cuadrángulo Juan de Morales. Carta Geológica de Chile N°18, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 53p.
- García, F., 1967:** Geología del Norte Grande de Chile. Simposium sobre el Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, Publicación N°3, 138 p.
- García, M., 2001:** Evolution oligo-néogène de l'Altiplano Occidental (arc et avant-arc des Andes d'Arica, 18° –19°S). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation. PhD Thesis, University Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Garzanti, E., Doglioni, D., Vezzoli, G., Andò, S., 2007** Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance *The Journal of Geology*, Vol. 115, No. 3, pp. 315-334.
- Hadlari, T., Rainbird, R.H., Donaldson, J.A., 2006.** Alluvial, eolian and lacustrine sedimentology of a Paleoproterozoic half-graben, Baker Lake Basin, Nunavut, Canada. *Sedimentary Geology*, 190, 47-70.
- Harambour, S., 1990.** Geología pre-Cenozoica de la Cordillera de los Andes entre las quebradas Aroma y Juan de Morales. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M., (eds.) 2005.** Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 251 pp.
- Herrera, S.S. 2013:** Configuración y Evolución Estructural Post-Oligocena de la Precordillera de Camiña, Región de Tarapacá, Chile (19°14'-19°32'S/69°13'-69°38'W). Memoria para optar al título de geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Ingersoll, R.V. , Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. and Sares, S., 1984.** The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi Dickinson point counting method. *J. Sed. Petrol.*, 54, 103–116.
- Ingersoll, R.V., Eastmond; D.J., 2007:** Composition of modern sand from the Sierra Nevada, California; U.S:A.: Implications for actualistic petrofacies of continental margin magmatic arcs. *Journal of Sedimentary Research*, 2007, v. 77, 784–796
- Ingersoll, R., 2012.** Composition of modern sand and Cretaceous sandstone derived from the Sierra Nevada, California, USA, with implications for Cenozoic and Mesozoic uplift and dissection. *Sedimentary Geology* 280 (2012), p. 195-207.
- Keith, S.B., 1978.** Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. *Geology*, 6, 516-521.
- Kwon, C.W., Jeong, J.O., Sohn, Y.K., 2011.** Sedimentary records of rift to pull-apart tectonics in the Miocene Eoil Basin, SE Korea. *Sedimentary Geology* 236, pp. 256–271.

- Maksaev, V., 1978:** Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo cerro Palpana. Carta Geológica de Chile N°31 (1:50.000), Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- Marsaglia K., Ingersoll R., Packer B., 1992;** Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone. *Tectonics*, Vol. 11, No. 5, p. 1028-1044.
- Miall, A.D., 1977:** A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci Rev* 13: 1-62
- 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. Springer-Verlag, New York. 599 p.
- Muñoz, N., Elgueta, S., Harambour, S., 1988:** El sistema Jurásico (Fm. Livilcar) en el curso superior de la quebrada de Azapa, I Región: Implicancias paleogeográficas. V Congreso Geológico Chileno, I: A403-A417.
- Muñoz, N., 1989:** Geología y estratigrafía de las Hojas Baquedano y Pampa Unión, II Región, Antofagasta, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.
- Muñoz, N., Sepúlveda, P., 1992.** Estructuras compresivas con vergencia al oeste en el borde oriental de la Depresión Central, Norte de Chile (19 ° 15'S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 241-247.
- Muñoz, N., Charrier, R., 1996.** Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, Nos. 3-4, p. 171-181.
- Parraguez, G., 1998.** Sedimentología y geomorfología producto de la tectónica cenozoica, en la Depresión Central, Pampa de Chaca, I Región Tarapacá, Chile. Memoria de Título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 108 p
- Pérez, G., 1972:** Cuadrángulo Pachica. Inédito N°1356, Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Pinto, L., 1999.** Evolución tectónica y geomorfológica de la deformación cenozoica del borde occidental del Altiplano y su registro sedimentario entre los 19° 08'-19° 27'S (Región de Tarapacá, Chile). Memoria de Título y Magíster en Geología (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 125 p.
- Pinto, L., Hérial, G., Charrier, R., 2004:** Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en el borde occidental del plateau andino en la zona de Moquella (19°15 p S, Norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*, 31(1), 19-44.

- Rust, B. R., 1979:** Coarse alluvial deposits. In Walker, R. G., ed., *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint Series 1: 9-22.
- Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I., 1966.** Geología y recursos minerales del Departamento de Arica. Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 21, 119 p. Santiago.
- Sayés, J., 1978:** Cuadrángulo Guaviña. Inédito N° 2073, Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K., 1994.** Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 121–139.
- Silva, L.I., 1977:** Hojas Pisagua y Zapiga, I Región. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, N°24.
- Smoje, I., 1989:** Estratigrafía y facies del sistema Jurásico en la Precordillera, entre las latitudes de Pica y Quillagua. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. 164 p.
- Svendsen, J., Stollhofen, H., Krapf, C.B.E., Stanistreet, I., 2003:** Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology* 160, pp. 7–31.
- Thomas, A., 1967:** Cuadrángulo Mamiña. Carta Geológica de Chile N° 17, Instituto de Investigaciones Geológicas. 49p.
- Thomas, A., 1970:** Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Provincia de Tarapacá. Carta Geológica de Chile N°s 21 y 22, Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Thornburg, T. M., and Kulm, L. D., 1987.** Sedimentation in the Chile Trench: petrofacies and provenance. *J. Sediment. Petrol.* 57:55–74
- Tomlinson, A., Martin, M. W., Blanco, N., Pérez de Arce, C., 2001.** U-Pb and K-Ar geochronology from the Cerro Empexa Formation, 1 st and 2 nd Regions, Precordillera, northern Chile. III South American Symposium on Isotope Geology, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile, Extended Abstracts, 632–635.
- Vergara, H., 1978:** Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del Cuadrángulo Volcán Miño. Carta Geológica de Chile N°32, Instituto de Investigaciones Geológicas.

Anexos

A. Mapa con ubicación de muestras descritas en anexo.



Mapa de muestras descritas en el anexo, para leyenda ver Fig. 51 en texto.

B. Petrografía de rocas ígneas

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C2

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C2	7861451	455970	WGS 84-19 S	Retamilla

Clasificación	Granito Porfirico de Anfibola
----------------------	--------------------------------------

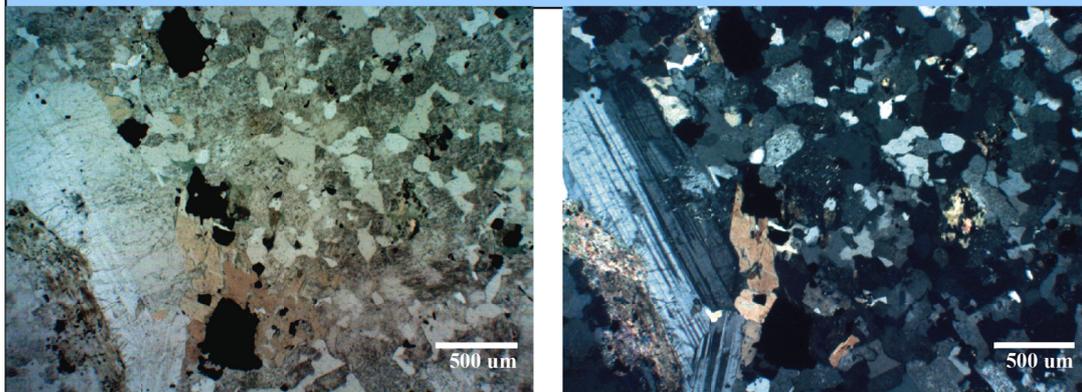
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, anfibolas, cuarzo y feldespato potásico.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas y feldespatos. Fenocristales: 15%; Matriz: 85%

a) Mineralogía primaria	%	Características
Feldespato Potásico	35	Cristales anhedrales y subhedrales, de 0,2-0,5 mm, alterados a sericita y arcillas.
Cuarzo	30	Cristales anhedrales, de 0,2 mm.
Plagioclasa	25	Cristales euhedrales y subhedrales, con fenocristales de 4 mm.
Anfibolas	10	Cristales subhedrales, de 1 - 2 mm, alterados por clorita.
Piroxenos	<1	Cristales anhedrales, de 0,2 - 1 mm, alterados por clorita.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Arcillas	5	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Opacos	5	Anhedrales.
Sericita	2	Alterando feldespatos potásicos y plagioclasas.
Epidota	1	Alterando a plagioclasas y máficos.
Clorita	1	Alterando a minerales máficos y rellenando vetillas.
	14	La alteración es pervasiva y de baja intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografia de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C3

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C3	7861876	458911	WGS 84-19 S	Retamilla

Clasificación	Granito de Biotita
----------------------	---------------------------

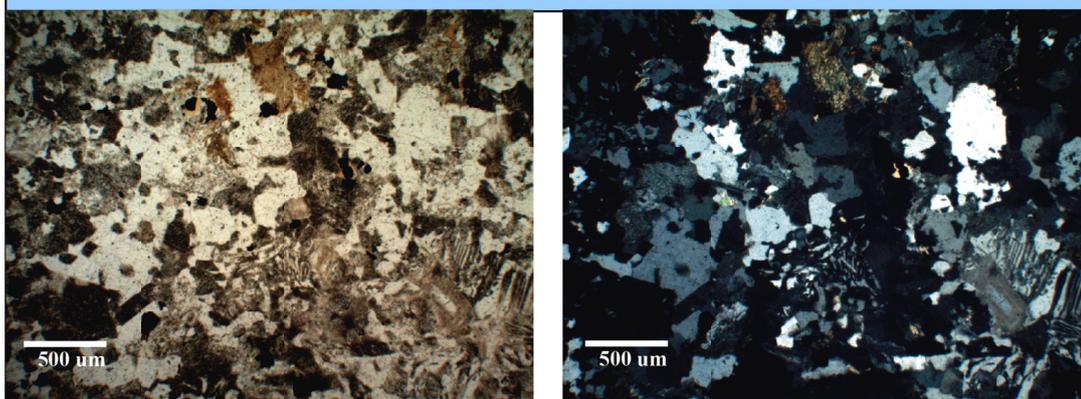
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, anfíbolos, cuarzo, feldespato potásico, biotitas y anfíbolos.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas y feldespatos. Fenocristales: 5%; Matriz: 95%

a) Mineralogía primaria	%	Características
Feldespato Potásico	48	Cristales anhedrales y subhedrales, de 0,2 - 1 mm, argilizados.
Cuarzo	35	Cristales anhedrales, de 0,2 - 0,4 mm.
Plagioclasa	10	Cristales subhedrales con macla albitica, de 1 - 4 mm, argilizadas.
Bitotitas	5	Cristales subhedrales, de 0,1 mm.
Anfíbolos	2	Cristales anhedrales y subhedrales.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Arcillas	7	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Opacos	3	Anhedrales.
Sericita	1	Alterando a fenocristales de feldespatos potásicos y plagioclasas.
	11	La alteración es pervasiva y de baja intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C7

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C7	7861445	457577	WGS 84-19 S	Retamilla

Clasificación	Monzodiorita cuarcífera de Anfibola
----------------------	--

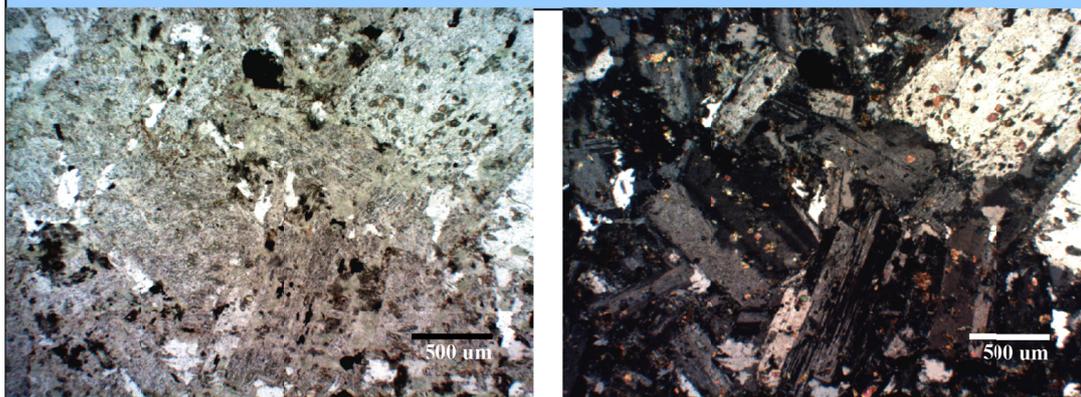
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, anfíbolas, cuarzo y feldespato potásico.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas. Fenocristales: 10%; Matriz: 90%.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	65	Cristales subhedrales a euhedrales, de 0,5 - 4 m, argilizadas y alteradas por epidota y clorita.
Feldespato Potásico	18	Cristales anhedrales y subhedrales, de 0,5 mm, argilizados.
Cuarzo	15	Cristales anhedrales, de 0,1 mm.
Anfíbolas	2	Cristales subhedrales, de 0,01 mm, en agregados aciculares.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Opacos	5	Anhedrales.
Arcillas	3	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Epidota	2	Alterando plagioclasas.
Clorita	2	Alterando a minerales máficos y rellenando vetillas.
Zeolitas	1	Alterando matriz.
	13	La alteración es pervasiva y de baja intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C20

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C20	7861325	448229	WGS 84-19 S	Quistagama

Clasificación	Monzodiorita cuarcífera de Piroxeno
----------------------	--

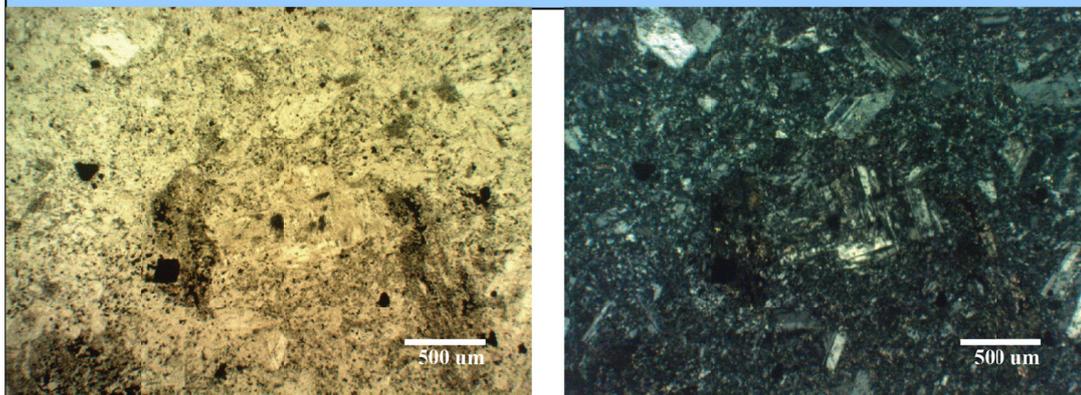
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, anfíbolos, cuarzo, feldespato potásico y piroxeno.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas y feldespatos. Fenocristales: 15%; Matriz: 85% La matriz es de feldespatos indiferenciados y cuarzo de grano muy fino (0,02 mm).

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	62	Cristales subhedrales a euhedrales, de 0,7 mm, con macla de albita.
Feldespato Potásico	20	Cristales anhedrales, de 0,02 - 0.1 mm, argilizados.
Cuarzo	15	Cristales anhedrales, de 0,1 mm, muy abundante en la matriz.
Piroxenos	2	Cristales anhedrales relictos de 2 mm.
Anfíbolos	1	Cristales subhedrales relictos.
100		

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Opacos	7	Anhedrales.
Arcillas	5	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Epidota	5	Alterando plagioclasas.
Sericita	5	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
22		

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C21

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C21	7861698	449049	WGS 84-19 S	Quistagama

Clasificación	Monzodiorita cuarcífera de Clinopiroxeno
----------------------	---

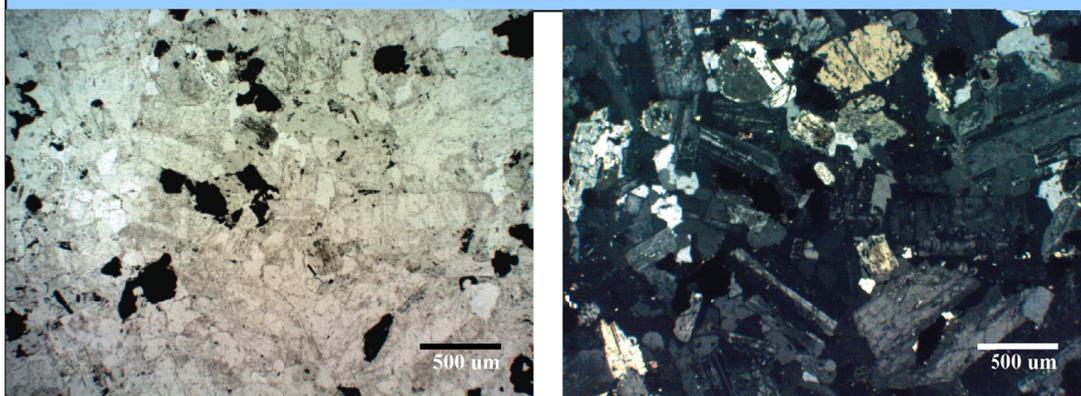
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y clinopiroxeno.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	60	Cristales euhedrales y subhedrales con macla de albita, de 1 - 4 mm, sericitizadas.
Feldespato Potásico	27	Cristales anhedrales y subhedrales, de 0,3 - 1 mm, alterados a sericita y arcillas.
Cuarzo	10	Cristales anhedrales, de 0,5 mm.
Clinopiroxenos	3	Cristales subhedrales, de 1 mm.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Arcillas	7	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Opacos	5	Anhedrales.
Sericita	5	Alterando feldespatos potásicos y plagioclasas.
Epidota	<1	
	17	La alteración es pervasiva y de baja intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C23

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C23	7861990	449797	WGS 84-19 S	Entre Quistagama y Quisama

Clasificación	Monzodiorita de Piroxeno
----------------------	---------------------------------

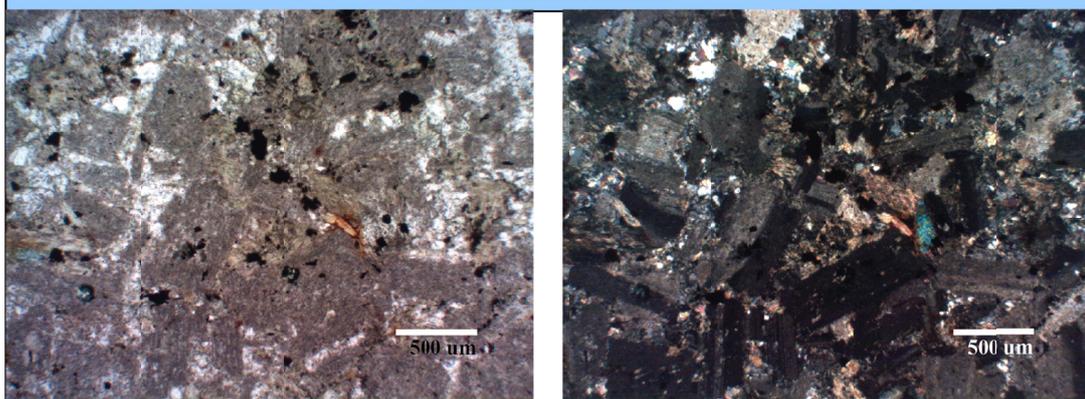
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y piroxenos.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas y feldespatos.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	60	Cristales subhedrales, de 0,5 - 1 mm, argilizadas.
Feldespato Potásico	30	Cristales anhedrales y subhedrales, de 0,1 - 1 mm, argilizados.
Cuarzo	5	Cristales anhedrales, de 0,9 mm.
Piroxenos	5	Cristales subhedrales, de 0,1 mm, cloritizados.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Arcillas	3	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Epidota	2	Diseminada en la matriz.
Opacos	2	Anhedrales.
	7	La alteración es pervasiva y de moderada intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C25

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C25	7862470	450413	WGS 84-19 S	Al oeste de Quisama

Clasificación	Andesita porfírica
----------------------	---------------------------

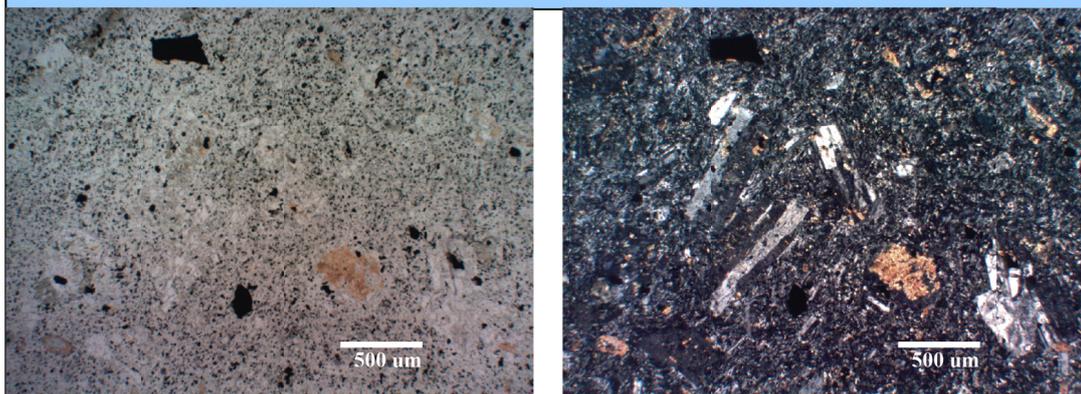
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Hipocrystalina	Cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y piroxenos.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas. Matriz de grano muy fino de feldespatos de 0,1 mm

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	86	Cristales subhedrales, de 0,4 - 0,5 mm, en fenocristales y cúmulos.
Feldespato Potásico	7	Cristales anhedrales y subhedrales, de 0,1 mm.
Cuarzo	5	Cristales anhedrales, de 0,1 - 0,2 mm.
Piroxenos	2	Cristales subhedrales, de 0,3 mm.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Biotitas	10	Intenso pleocroísmo de amarillo a naranja intenso, observada en cúmulos y vetillas.
Opacos	3	Anhedrales y disseminados en la matriz.
	13	La alteración es potásica de alta temperatura y de carácter pervasiva.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C60

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C60	7864114	455564	WGS 84-19 S	Camiña

Clasificación	Granito porfírico de piroxeno
----------------------	--------------------------------------

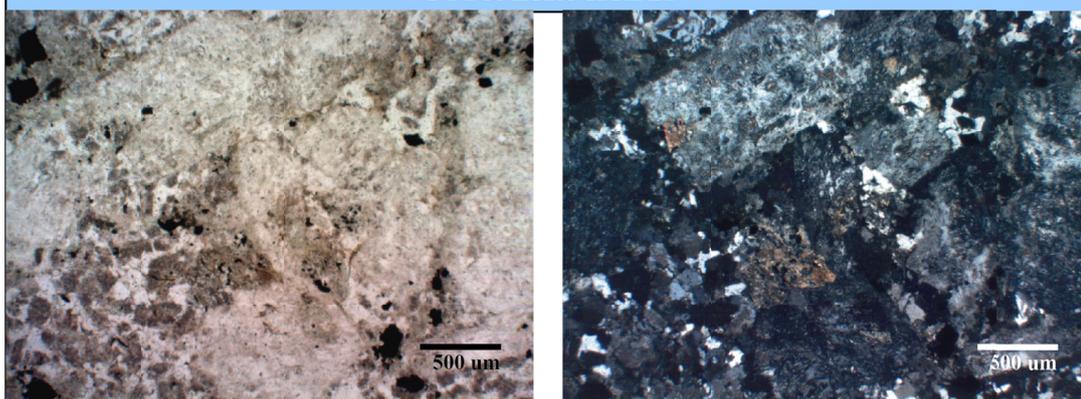
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y piroxenos.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas y feldespatos. Fenocristales : 10%; Matriz: 90%.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Feldespato Potásico	60	Cristales anhedrales, en matriz y fenocristales.
Plagioclasa	20	Cristales subhedrales, fenocristales de 1 - 1,5 mm.
Cuarzo	20	Cristales anhedrales, en matriz sin fenocristales
Piroxenos	<1	Cristales anhedrales relictos.
	100	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Sericita	5	Alterando a feldespatos.
Arcillas y Zeolitas	3	Alterando a feldespatos.
Opacos	3	Anhedrales y diseminados en la matriz.
Biotita	<1	
	11	La alteración es filica y pervasiva.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C63

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C63	7862957	451361	WGS 84-19 S	Al oeste de Quisama

Clasificación	Andesita Porfírica Piroxénica
----------------------	--------------------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

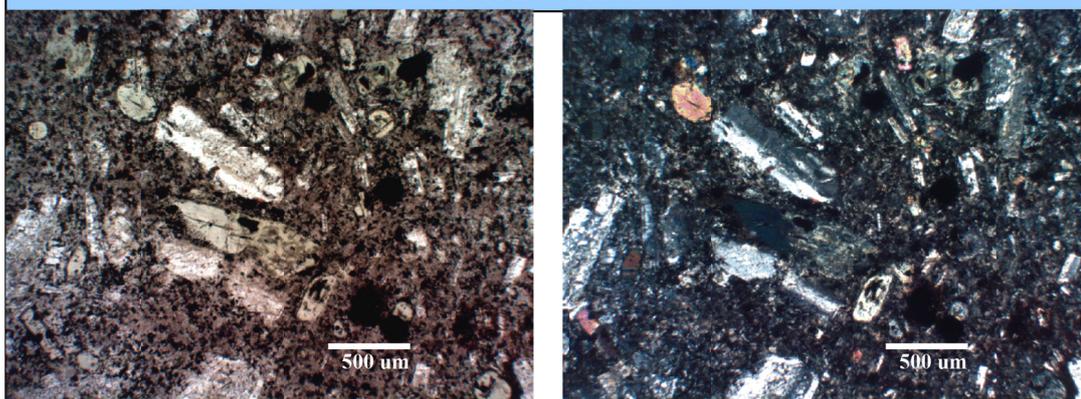
Texturas	Observaciones
Hipocristalina	Con cristales de plagioclasa, feldespato, cuarzo y piroxenos.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas y piroxenos. Fenocristales : 25%; Matriz: 75% Los cristales de la matriz tienen un tamaño de 0,2 mm.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	81	Cristales subhedrales, con fenocristales de 3 cm y microlitos en la matriz de 0,2 mm.
Piroxenos	7	Cristales anhedrales de clinopiroxenos (5%) y ortopiroxenos (2%), con fenocristales de 1 mm.
Feldespatos	<5	Cristales anhedrales, presentes en la matriz.
Cuarzo	<2	Cristales subhedrales, de 0,1 - 1,5 mm.

88

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Opacos	7	Óxidos de Hierro
Arcillas	3	Diseminada en la matriz y alterando a plagioclasas y feldespatos.
Sericita	1	Alterando a plagioclasas y feldespatos.
Epidota	1	Alterando a feldespatos.
	12	Alteración filica de baja intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C72

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C72	7863987	456309	WGS 84-19 S	Camiña

Clasificación	Monzodiorita cuarcífera
----------------------	--------------------------------

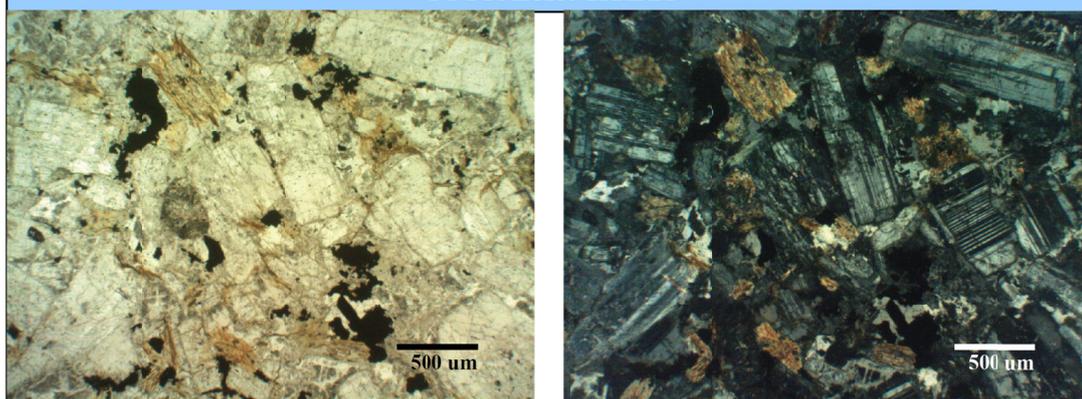
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Holocristalina	Cristales de plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico.
Seriada	Textura inequigranular de plagioclasas.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	65	Cristales subhedrales, de 1 - 3 mm, y microlitos de 0,15 mm.
Feldespato Potásico	20	Cristales anhedrales.
Cuarzo	5	Cristales anhedrales, de grano muy fino en matriz.
	90	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Arcillas	5	Alterando a feldespatos.
Biotita	3	De alta temperatura, en cúmulos.
Calcita	2	En vetillas.
Sericita	<1	Alterando a feldespatos.
Clorita	<1	Alterando a Biotitas.
	10	La alteración es filica y pervasiva.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C82

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C82	7860605	446476	WGS 84-19 S	Al este de Moquella

Clasificación	Andesita Porfírica
----------------------	---------------------------

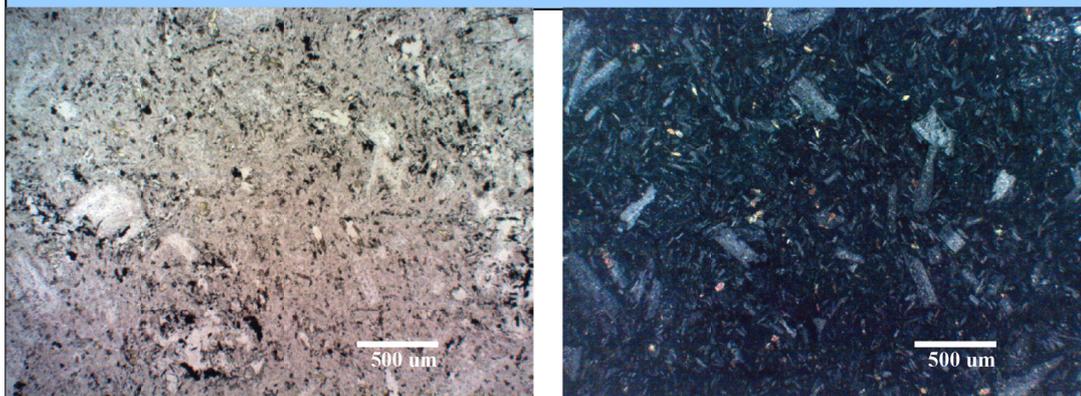
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Hipocristalina	Con cristales de plagioclasa.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas. Fenocristales : 15%; Matriz: 85% La matriz contiene microcristales de plagioclasa de 0,12 mm.
Traquítica	Plagioclasas orientadas.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	90	Cristales subhedrales, de 0,1 - 1,5 mm.
	90	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Epidota	3	En cúmulos y diseminada en la matriz.
Opacos	2	Anhedrales.
Sericita	2	Alterando a plagioclasas.
Clorita	1	Diseminada en la matriz.
Zeolitas	<1	Diseminada en la matriz.
	8	Alteración filica de baja intensidad.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C85

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C85	7860838	447051	WGS 84-19 S	Al oeste de Quistagama

Clasificación	Andesita Porfírica
----------------------	---------------------------

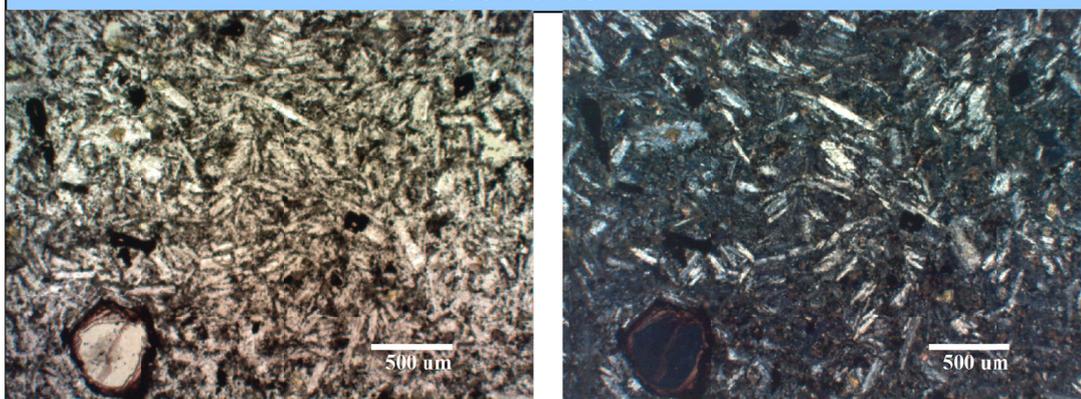
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Hipocristalina	Con cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas. Fenocristales : 25%; Matriz: 75% La matriz es vítrea y contiene abundantes microlitos.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	90	Cristales subhedrales, de 0,1 - 1,5 mm.
Feldespato potásico	<5	Cristales anhedrales, en matriz y de tamaño microcristalino.
Cuarzo	<1	Cristales anhedrales, en matriz y de tamaño microcristalino.
	90	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Opacos	4	Hematita
Arcillas	3	Diseminada en la matriz.
Sericita	3	Alterando a fenocristales de plagioclasas.
	10	

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C102

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 102	7863540	452439	WGS 84-19 S	Al este de Quisama

Clasificación	Andesita Porfírica
----------------------	---------------------------

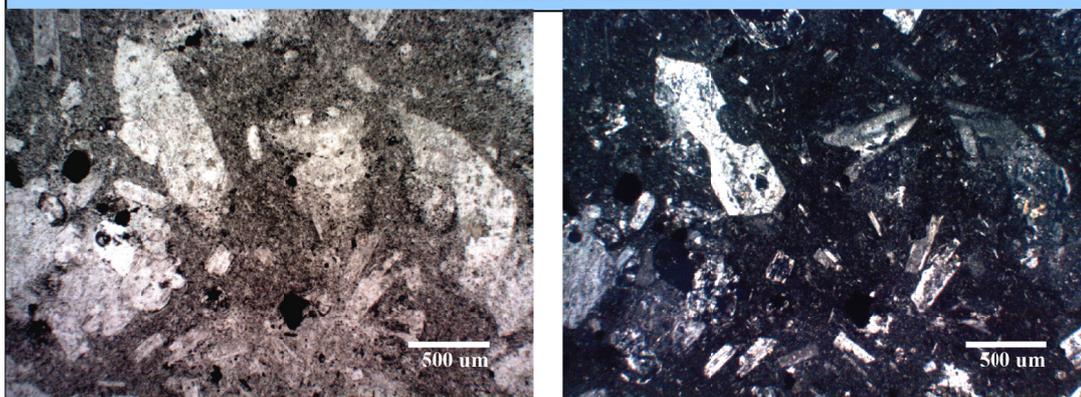
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Hipocrystalina	Con cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas. Fenocristales : 30%; Matriz: 70% La matriz contiene microcristales de plagioclasa y arcillas.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	90	Cristales subhedrales, microlitos de 0,1 mm y fenocristales de 0,5 - 2 mm.
Feldespato potásico	<5	Cristales anhedrales, en matriz y de tamaño microcristalino.
Cuarzo	<1	Cristales anhedrales, en matriz y de tamaño microcristalino.
	90	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Arcillas	4	Diseminada en la matriz.
Sericita	3	Alterando a fenocristales de plagioclasas.
	7	

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C120

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C120	7860560	446367	WGS 84-19 S	Moquella

Clasificación	Diorita Porfírica
----------------------	--------------------------

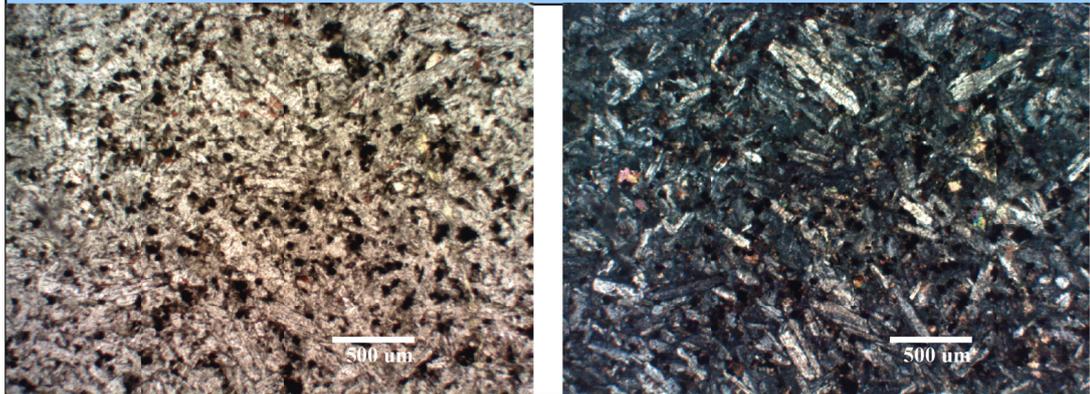
DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Hipocristalina	Con cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico.
Porfírica	Textura inequigranular de plagioclasas. Fenocristales : 40%; Matriz: 60% La matriz contiene microcristales de feldespatos.

a) Mineralogía primaria	%	Características
Plagioclasa	90	Cristales subhedrales, de 0,1 - 0,5 mm.
Feldespato Potásico	<5	Cristales anhedrales, en matriz y de tamaño microcristalino.
Cuarzo	<1	Cristales anhedrales, en matriz y de tamaño microcristalino.
Piroxenos	<1	
	90	

b) Mineralogía secundaria	%	Características
Epidotas	5	En cúmulos y diseminada en la matriz.
Arcillas	3	Diseminada en la matriz.
	8	

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

C. Petrografía de rocas sedimentarias

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C36 Af

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 36 Af	7860744	446425	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Arenita feldespática
----------------------	-----------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

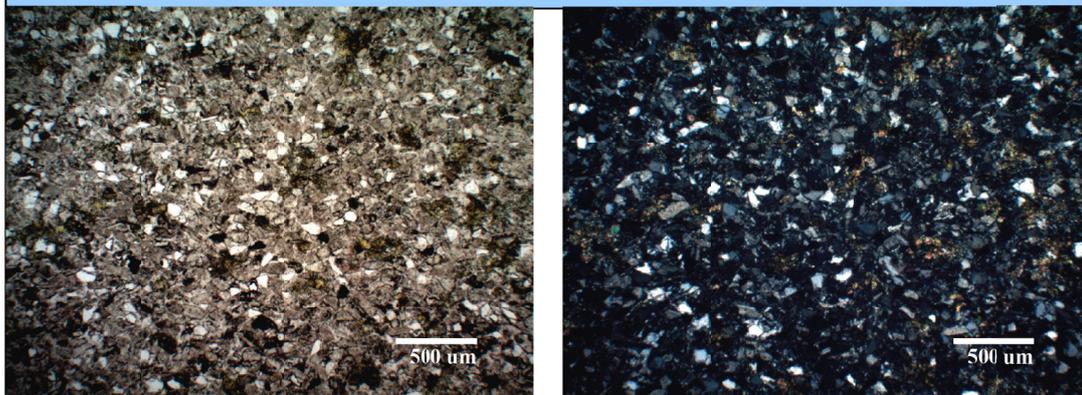
Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca fina a muy fina
Esfericidad y Redondeamiento	En general:clastos con baja esfericidad y angulosos.
Selección	Mala a moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 90%; Matriz: 10%

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	60	Tamaño máximo: 0,5 mm; Feldespato potásico > Plagioclasa.
Cuarzo	20	Monocristalino, tamaño promedio areniscas fina a muy fina, en lente de fangolita ~ 0,01 mm.
	80	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	0	No observados
Líticos sedimentarios	0	No observados
	0	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota		En cúmulos y diseminada en la matriz.
Clorita		Diseminada en la matriz.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C36 Af

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 36 Af	7860744	446425	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Láminas de arenita feldespática y fangolitas
----------------------	---

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano muy fino y limo de grano grueso ; Tamaño promedio: 0,1 mm y 0,02 mm; Clasto máximo de 1 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 45%; Matriz: 55%; En este corte el esqueleto corresponde a la fracción arenosa.

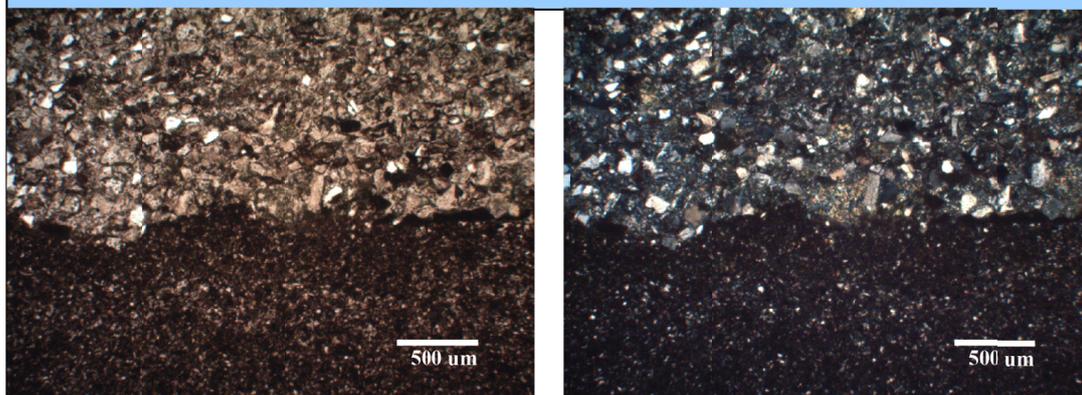
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	30	Las plagioclasas presentan escaso retrabajo.
Cuarzo	10	Monocristalinos, angulosos.
	40	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	0	No observados
Líticos sedimentarios	0	No observados
	0	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota	3	Diseminada en las láminas arenosas.
Opacos	2	Diseminada en el esqueleto.
	5	

Otros	Presenta ~5% de cemento de hematita, el corte presenta laminación paralela con láminas de fangolitas con clastos angulosos de 0,02 mm de feldespatos, cuarzo y arcillas.
--------------	--

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C36 Am

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 36 Am	7860744	446425	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquilla

Clasificación	Arenita feldespática
----------------------	-----------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

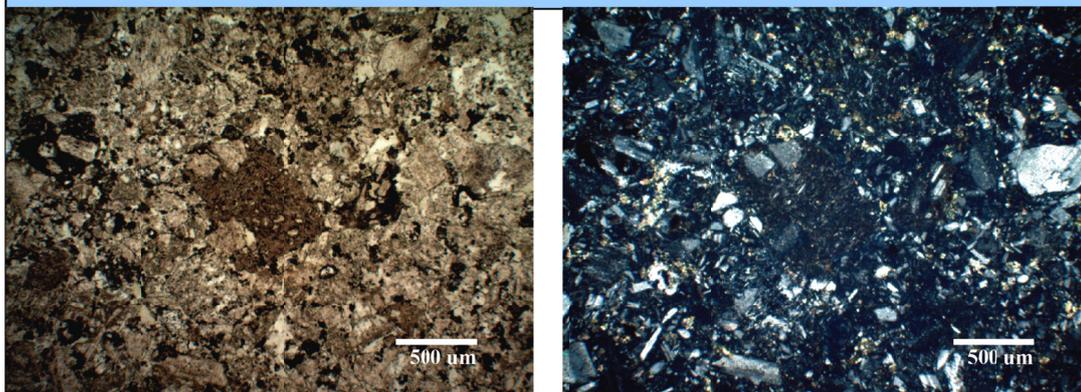
Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca media
Esfericidad y Redondeamiento	En general: baja esfericidad y clastos angulosos a muy angulosos.
Selección	Mala a moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: >85%; Matriz: <15%

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	60	Cristales subhedrales y anhedrales, el máximo tamaño observado es de 2 mm.
Cuarzo	20	Monocristalino, tamaño promedio de 0,15 mm.
	80	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	20	Tamaño promedio: 1 mm; Tamaño máximo: 4 mm; redondeados con esfericidad variable.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	20	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota		En cúmulos y diseminada en la matriz.
Clorita		Diseminada en la matriz.
Arcillas		En la matriz.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C37 Am

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 37 Am	7860744	446425	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Arenita feldespática
----------------------	-----------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

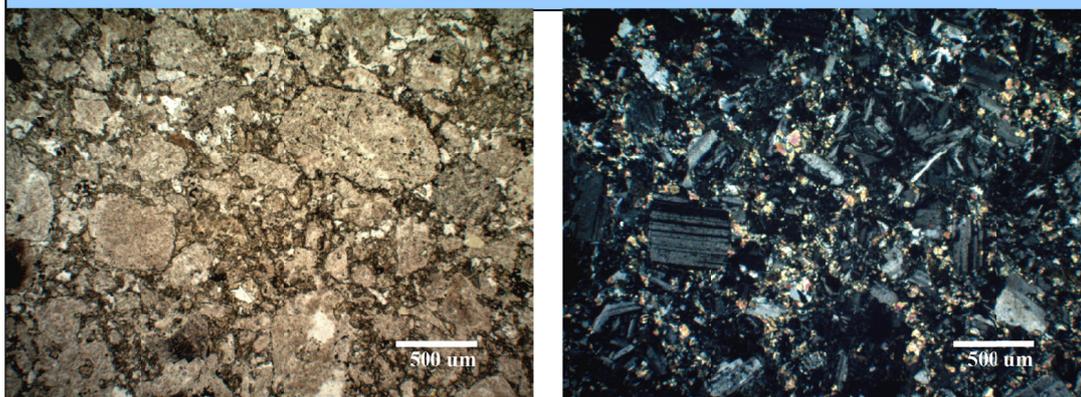
Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca media
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad variable, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Muy mala a mala.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: >85%; Matriz: <15%; La matriz es de granulometría arenisca muy fina.

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	70	Tamaño máximo: 1 mm; Tamaño promedio: 0,25 - 0,5 mm; Plagioclasas > Feldespatos.
Cuarzo	10	Monocristalino, tamaño promedio arenisca fina a muy fina.
	80	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	10	Tamaño máximo: 4 mm; con esfericidad y redondeamiento variable.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	10	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota		En cúmulos y diseminada en la matriz.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C38 Af

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 38 Af	7860744	446402	WGS 84-19 S	A1 oeste de Moquella

Clasificación **Arenita feldespática**

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano muy fino; Tamaño promedio: 0,1 mm; Clasto máximo de 1 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Muy mala a Mala.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 95%; Matriz: <5%

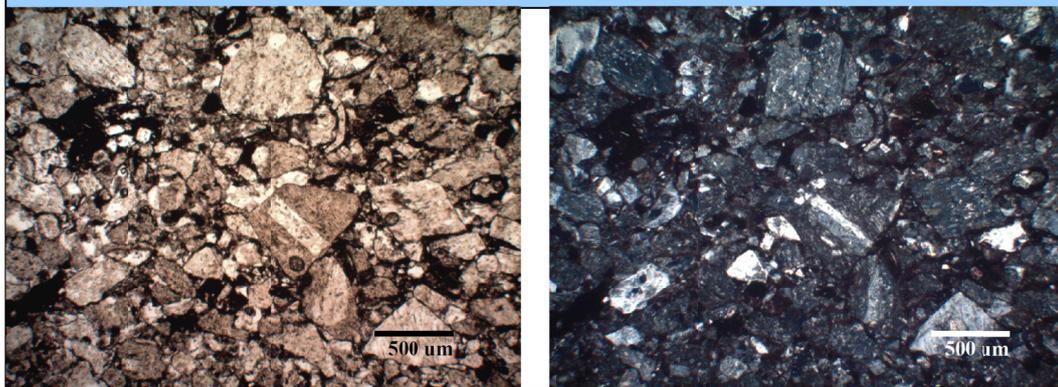
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	55	Feldespatos > Plagioclasas, se encuentran alterados levemente a ceolitas y arcillas.
Cuarzo	20	Monocristalinos, angulosos.
	75	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	20	Presentan plagioclasas tabulares, los clastos son angulosos, con un tamaño promedio de 0,15 mm y máximo de 0,5 mm.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	20	

c) Minerales accesorios	%	Características
Opacos	5	Oxidos de Hierro.
	5	

Otros	Presenta ~5% de cemento de hematita, el corte presenta laminación paralela con láminas de fangolitas con clastos de 0,01 - 0,005 mm de feldespatos, cuarzo y en menor medida arcillas.
--------------	--

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C38 Lm

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 38 Lm	7860740	446402	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Arenita feldespática
----------------------	-----------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino a muy fino; Tamaño promedio: 0,15 mm; Clasto máximo de 0,2 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad alta, clastos del esqueleto angulosos y subangulosos.
Selección	Moderadamente buena a Buena.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 95%; Matriz: <5%

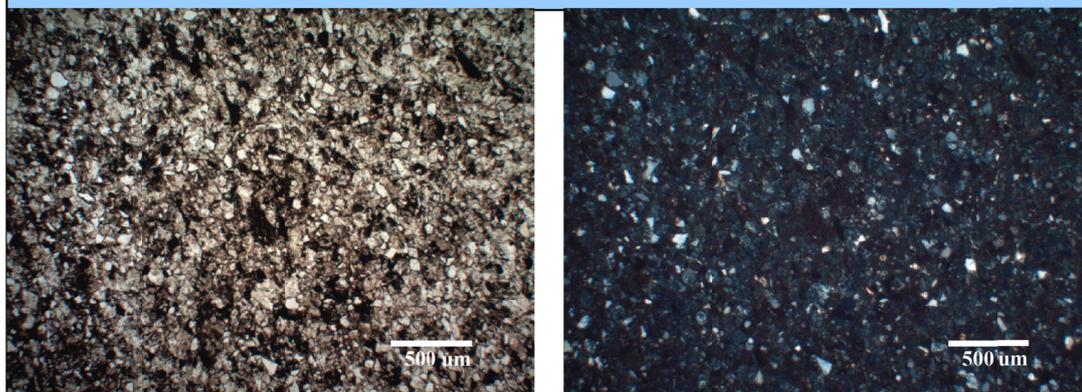
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	50	Angulosos y con hábito subhedral.
Cuarzo	15	Monocristalinos y angulosos.
	65	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Lítics volcánicos	25	Afaníticos y con microlitos de feldespatos.
Lítics sedimentarios	5	Opacos y arcillosos de color rojizo.
	30	

c) Minerales accesorios	%	Características
Opacos	~ 2	Diseminados en la matriz.
Sericita	~ 2	Alterando a feldespatos.

Otros	Presenta ~5% de cemento de óxidos de hierro, el corte presenta laminación paralela de bajo ángulo y la matriz es de arcillas y feldespatos.
--------------	---

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C38

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 38	7860740	446402	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Wacka feldespática
----------------------	---------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

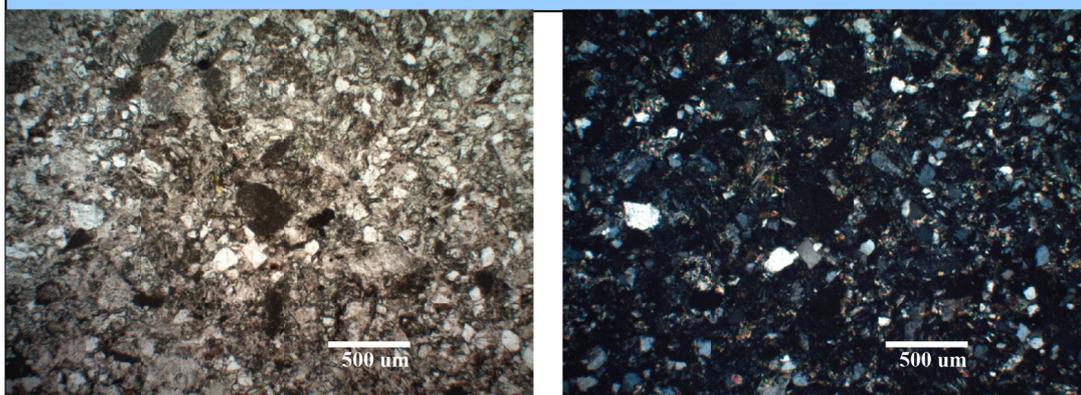
Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca fina a muy fina (Promedio: 0,1 mm; Matriz de cuarzo, feldespato y arcillas ~ 0,01 mm)
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Moderada a Moderadamente buena.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 65-75%; Matriz: 25-35%

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	40	Tamaño promedio: 0,1 - 0,45 mm; angulosos y levemente alterados; Feldespatos > Plagioclasas.
Cuarzo	25	Monocristalino, tamaño promedio ~0,2 mm.
	65	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	0	No observados.
Líticos sedimentarios	3	De baja esfericidad y angulosos.
	3	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota		Diseminada en la matriz.
Sericita		Alterando a feldespatos.
Calcita		
Arcillas		

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C41 b1

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 41 b1	7860700	446332	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación **Wacka feldespática**

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,1 - 0,25 mm; Clasto máximo de 0,6 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Moderada a Moderadamente buena.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 70%; Matriz: 30%

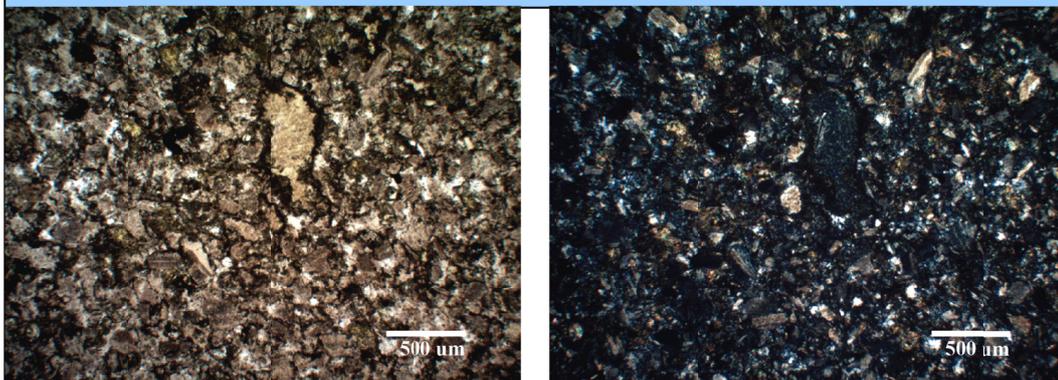
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	45	Plagioclasas > Feldespatos; con alta integridad, escaso retrabajo y alteración leve por arcilla.
Cuarzo	15	Monocristalino.
	60	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	10	Afaníticos y con microlitos de plagioclasas.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	10	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota	~ 7	Diseminada en la matriz.
Clorita		Diseminada en la matriz.
Opacos		Diseminada en la matriz.

Otros Presenta ~1% de cemento de óxidos de hierro (hematita), la matriz es de feldespatos.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C41.c

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 41 b1	7860700	446332	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Arenita feldespática
----------------------	-----------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,35; Clasto máximo: 1,3 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 95%; Matriz: ~5%

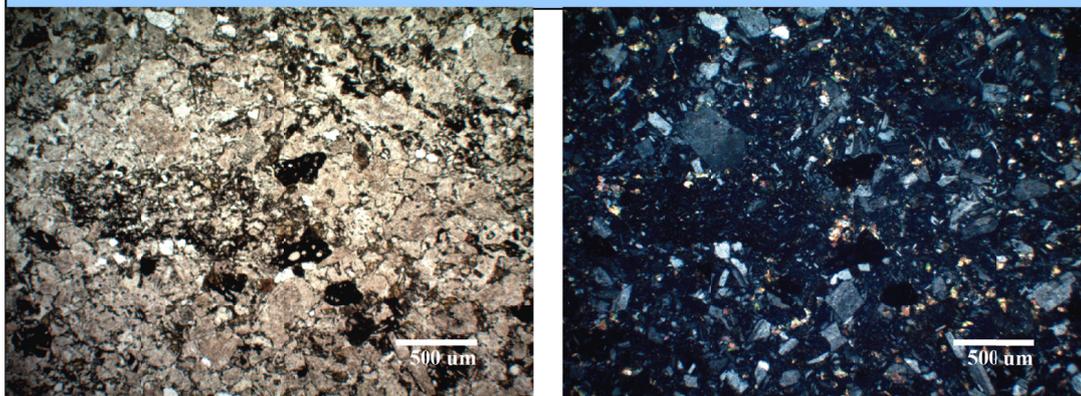
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	60	Plagioclasas > Feldespatos.
Cuarzo	10	Monocristalino.
	70	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	25	Con microlitos de feldespato, angulosos y con baja esfericidad.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	25	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota		Diseminada en la matriz.
Clorita		Alterando a feldespatos.

Otros	Presenta cemento de óxidos de hierro.
--------------	---------------------------------------

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C44 Ac

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 44 Ac	7860624	446169	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Wacka Feldespática
----------------------	---------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

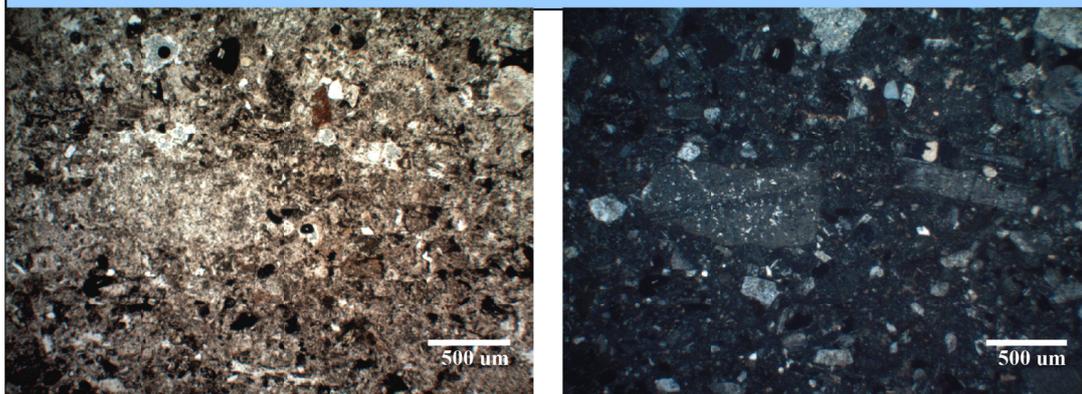
Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,1 - 0,25 mm; Clasto máximo: 1 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 80%; Matriz: 20%

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	57	Feldespatos > Plagioclasas, clastos de minerales conservan hábito subhedral.
Cuarzo	20	Monocristalino, clastos angulosos y de baja esfericidad.
	77	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	0	No observados
Líticos sedimentarios	0	No observados
	0	

c) Minerales accesorios	%	Características
Arcillas		Diseminada en la matriz.
Opacos		
Calcita		Diseminada en la matriz.
Epidota		Diseminada en la matriz.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C44

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 44	7860624	446169	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación **Wacka feldespática**

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,18 - 0,2 mm; Clasto máximo de 1 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 80%; Matriz: 20%

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	40	Feldespatos > Plagioclasas; Tamaño máximo 1 mm (cristales de plagioclasa).
Cuarzo	15	Monocristalinos, angulosos y de baja esfericidad.
	55	

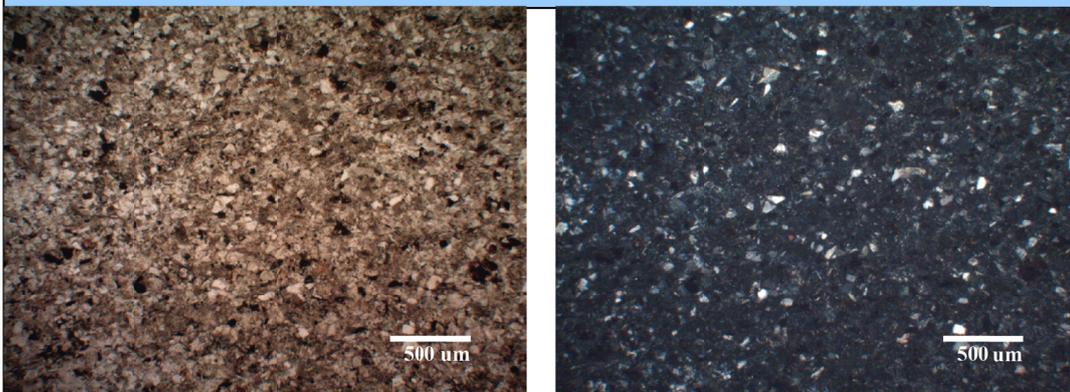
b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	25	Afaníticos y angulosos.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	25	

c) Minerales accesorios	%	Características
Opacos	~ 5	Afaníticos y angulosos.
Biotita	<1	
Calcita		

Otros

Presenta ~3% de cemento de óxidos de hierro, el corte presenta laminación paralela y la matriz es de arcillas y zeolitas.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C44 B

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 44 B	7860624	446169	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Wacka feldespática
----------------------	---------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,2 mm; Clasto máximo de 4 mm (lítico volcánico).
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos y subangulosos.
Selección	Muy mala a Mala.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: ~55%; Matriz: ~45%

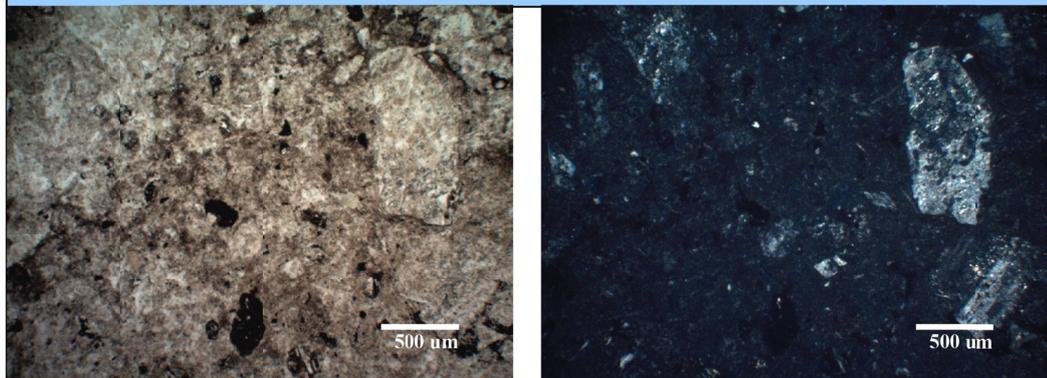
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	30	Tienen un tamaño máximo de 0,5 mm. Con escaso retrabajo y alta integridad de los cristales.
Cuarzo	5	Monocristalino, de 0,1 - 0,2 mm.
	35	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	20	Presentan textura traquítica de plagioclasas con hábito tabular. El tamaño promedio de clasto es de 0,8 mm.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	20	

c) Minerales accesorios	%	Características
Calcita		
Sericita		Alterando a feldespatos.

Otros	Presenta ~2% de cemento de óxidos de hierro (hematita), la matriz es de feldespatos y arcillas, también presenta clastos de composición granítica.
--------------	--

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C46

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 46	7861638	453652	WGS 84-19 S	Al oeste de Moquella

Clasificación	Wacka feldespática
----------------------	---------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano muy fino; Tamaño promedio: 0,1 mm; Clasto máximo de 1 mm.
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Moderada a Moderadamente buena.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 55%; Matriz: 45%

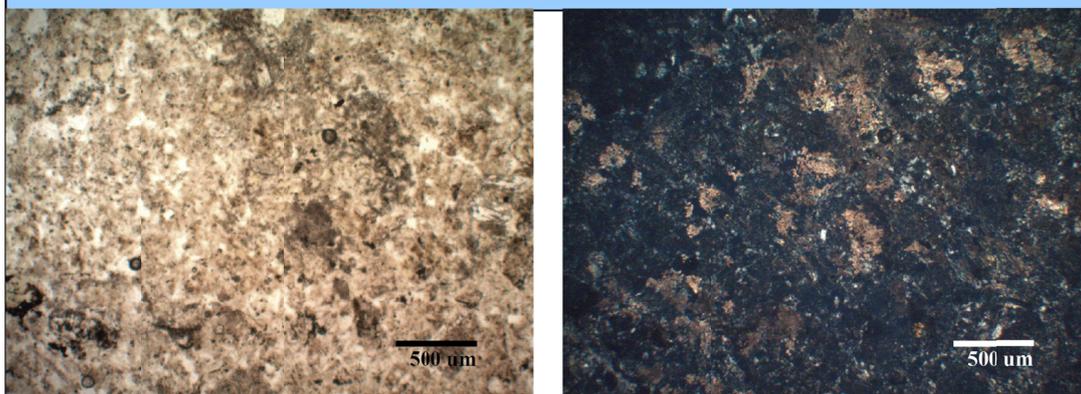
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	20	Angulosos.
Cuarzo	5	Monocristalino.
	25	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	15	A faníticos.
Líticos sedimentarios	0	No observados
	15	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota	~ 2	Diseminada en la matriz.
Opacos	~ 2	Diseminada en la matriz.
Sericita	1	Diseminada en la matriz.

Otros	Presenta ~5% de cemento de calcita, la matriz es de arcillas y ceolitas.
--------------	--

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C 47

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 47	7861641	453652	WGS 84-19 S	Retamilla

Clasificación	Arenita Lítica
----------------------	-----------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

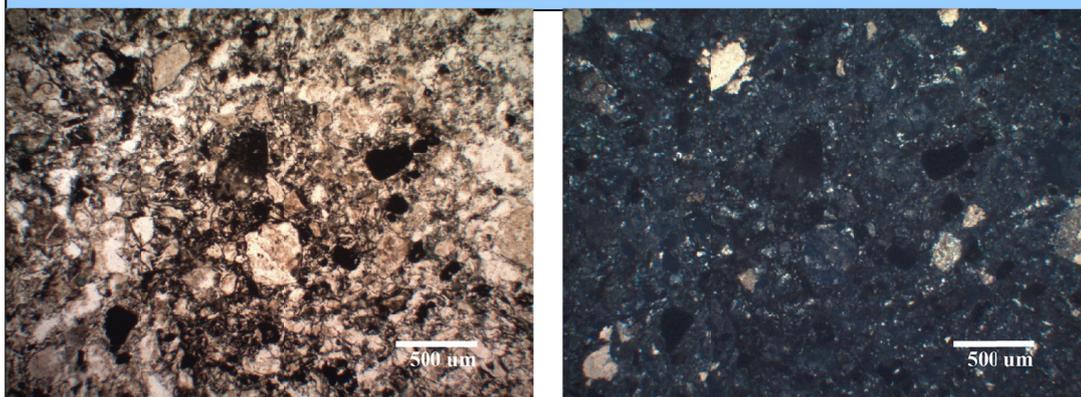
Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,2 - 0,1 mm; Clasto máximo de 3,5 mm (lítico volcánico).
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos y subangulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: ~85%; Matriz: ~15%

a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	0	No observados
Cuarzo	3	Monocristalino y de grano muy fino.
	3	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	72	Con microlitos de plagioclasas y microcristales de cuarzo monocristalino.
Líticos sedimentarios	5	Clastos de calcita
	77	

c) Minerales accesorios	%	Características
Epidota	5	De baja esfericidad y angulosos.

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - C64

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
C 64	7863009	451495	WGS 84-19 S	Quistagama

Clasificación	Arenita feldespática
----------------------	-----------------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano medio; Tamaño promedio: 0,2 - 0,5 mm; Clasto máximo de 3,5 mm (lítico volcánico).
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos y subangulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: ~95%; Matriz: <5%

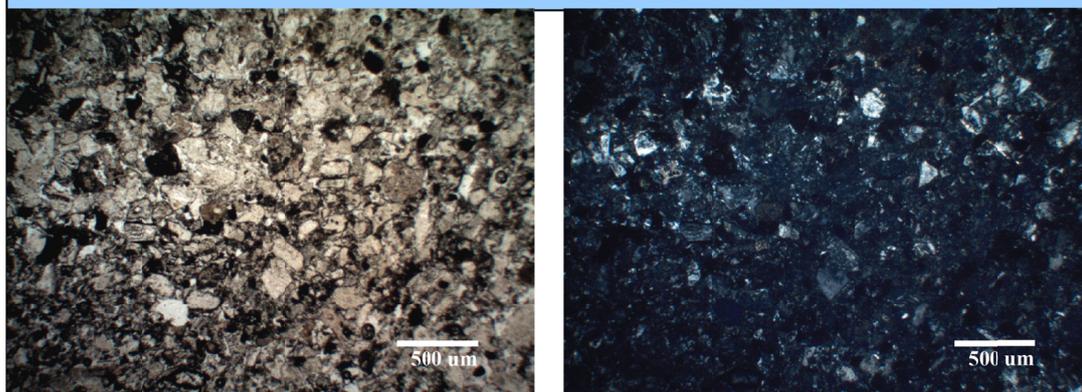
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	40	Tienen un tamaño promedio de 0,2 mm.
Cuarzo	8	Monocristalino.
	48	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	35	Con microlitos de plagioclasas y microcristales de cuarzo monocristalino.
Líticos sedimentarios	0	No observados.
	35	

c) Minerales accesorios	%	Características
Opacos	7	De baja esfericidad y angulosos.

Otros	Presenta ~5% de cemento de óxidos de hierro, la matriz es de feldespatos, arcillas y cuarzo monocristalino.
--------------	---

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - LP 3

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
LP 3	7861512	453490	WGS 84-19 S	Retamilla

Clasificación	Arenita Lítica
----------------------	-----------------------

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino a muy fino; Tamaño promedio: 0,1 mm; Clasto máximo: 0,5 mm (Opaco).
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad baja, clastos del esqueleto angulosos.
Selección	Moderada a Moderadamente buena.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 95%; Matriz: 5%

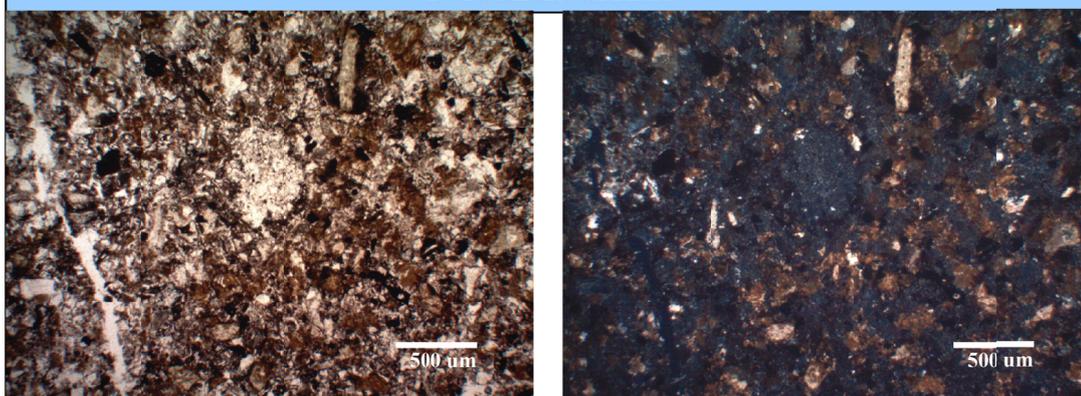
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	0	Presente en matriz y en fragmentos líticos
Cuarzo	5	Monocristalino, en la matriz tiene un tamaño < 0.03 mm.
	5	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	88	De aspecto afanítico con cristales de feldespatos, con un tamaño en el rango de 0,1 - 0,3 mm.
Líticos sedimentarios	0	No observados.
	88	

c) Minerales accesorios	%	Características
Opacos	~ 5	Presentan escaso retrabajo.

Otros	Presenta ~2% de cemento de óxidos de hierro. La roca esta compuesta por líticos volcánicos muy finos de aspecto tobáceo y por feldespatos reemplazados completamente por calcita
--------------	--

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA - LP 4

Código muestra	Coord. Norte	Coord. Este	Sistema	Localidad
LP 4	7861472	453380	WGS 84-19 S	Retamilla

Clasificación **Arenita Lítica**

DESCRIPCIÓN GENERAL

Texturas	Observaciones
Granulometría	Arenisca de grano fino; Tamaño promedio: 0,2 - 0,25 mm; Clasto máximo: 4 mm (Opaco).
Esfericidad y Redondeamiento	En general: esfericidad variable, clastos del esqueleto angulosos y subangulosos.
Selección	Mala a Moderada.
Esqueleto/ Matriz	Esqueleto: 95%; Matriz: 5%

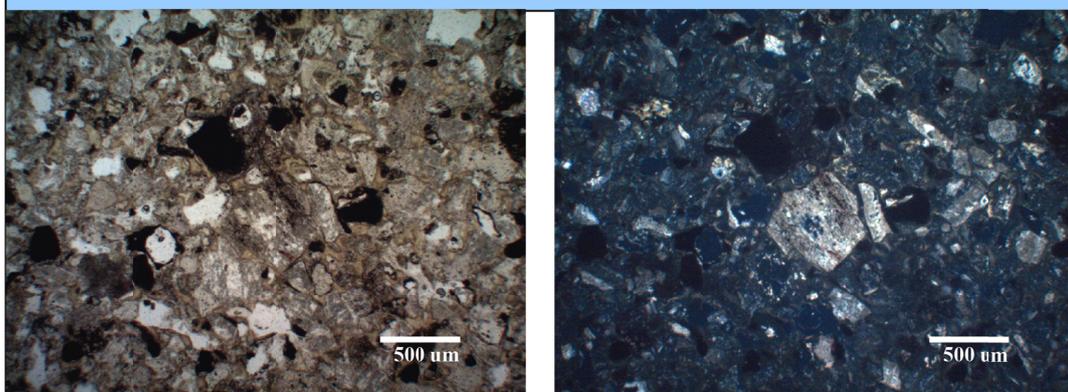
a) Mineralogía	%	Características
Feldespatos	40	Feldespatos > Plagioclasas.
Cuarzo	10	Monocristalino.
	50	

b) Fragmentos líticos	%	Características
Líticos volcánicos	40	Presentan microlitos de Plagioclasa inmersos en una matriz vítrea, alterado en ocasiones por óxidos de hierro.
Líticos sedimentarios	5	Clastos de calcita con esfericidad y redondeamiento variable.
	45	

c) Minerales accesorios	%	Características
Opacos	~5	Presentan escaso retrabajo, los clastos más grandes tienen un tamaño de 1 - 4 mm.

Otros	Presenta ~1% de cemento de arcillas (posiblemente clorita - smectita), ceolitas y calcita.
--------------	--

FOTOMICROGRAFÍA



Fotomicrografía de sección transparente representativa de la muestra. Imágenes a nicoles paralelos (izquierda) y cruzados (derecha).

D. conteos modales

Tabla 1: Resultados de conteo modal en areniscas

Muestra	Qz	Feld K	Plag	Líticos vol	Líticos sed	Ep&Clh	Opacos	Cemento óxidos	Calcita	Matriz	Total
C 36 Af1	8,22	34,80	1,71	2,51	0,00	14,24	2,21	2,21	0,00	34,1	100,0
C 36 Am	4,11	42,73	16,95	14,74	0,00	4,81	1,60	0,00	0,00	15,0	100,0
C 37 Am	1,57	43,53	5,74	5,95	0,00	27,87	0,00	0,00	0,00	15,3	100,0
C 38	10,02	43,09	2,20	1,50	3,01	12,22	1,70	0,00	0,00	26,3	100,0
C 38 Af	4,02	26,38	2,76	35,18	0,50	0,75	2,51	21,36	0,25	6,3	100,0
C 38 Lm	12,45	27,21	0,70	42,27	0,00	0,00	9,44	0,00	0,00	7,9	100,0
C 41.B1	3,51	40,58	2,51	2,20	0,70	8,22	2,00	17,03	0,00	23,2	100,0
C 41.C	4,21	40,78	8,52	18,04	0,50	12,22	5,01	0,00	0,00	10,7	100,0
C 44	7,04	12,56	0,70	9,05	1,71	0,20	3,52	6,03	0,20	59,0	100,0
C 44 Ac	4,26	28,93	1,52	7,82	3,05	0,51	4,06	0,71	1,22	47,9	100,0
C 44 X	2,23	6,79	0,51	3,55	0,20	0,00	2,23	0,00	0,20	84,3	100,0
C 47 N3	0,00	4,75	0,20	64,14	1,72	0,00	16,87	1,52	1,72	9,1	100,0
C 64	0,00	39,04	1,00	25,03	0,50	0,00	11,71	0,20	0,00	22,5	100,0
LP 3	0,70	1,71	0,20	57,67	5,72	1,00	15,05	3,71	6,72	7,5	100,0
LP 4	0,00	19,46	5,20	43,70	4,16	0,52	9,89	2,60	3,33	11,1	100,0

Parámetros calculados con datos de Tabla 1**Qz:** Cuarzo monocristalino ***Feld K:** Feldespato potásico**Plag:** Plagioclasa**Líticos vol:** Líticos volcánicos**Líticos sed:** Líticos sedimentarios**Ep&Clh:** Epidota y clorita**Opacos:** Minerales opacos**Cemento óxidos:** Cemento de óxidos de hierro**Calcita:** Calcita en reemplazos y cemento**Matriz:** granos de tamaño menor a 0.03 mm

* No se observó cuarzo policristalino en ninguna muestra.

Tabla 2: Parámetros diagrama discriminación (Dickinson et al., 1983, diagrama QFL)

Muestra	Qz	Feldespatos	Líticos totales	Total
C 36 AF 1	16,63	73,83	9,53	100
C 36 AM	5,13	74,47	20,40	100
C 37 AM	2,76	86,76	10,48	100
C 38	16,29	73,62	10,10	100
C 38 AF	5,63	40,85	53,52	100
C 38 LM	13,52	30,32	56,16	100
C 41.B1	6,81	83,66	9,53	100
C 41.C	5,46	63,98	30,56	100
C 44	20,35	38,37	41,28	100
C 44 AC	8,59	61,35	30,06	100
C 44 X	14,38	47,06	38,56	100
C 47 N3	0,00	5,65	94,35	100
C 64	0,00	51,81	48,19	100
LP 3	0,87	2,35	96,78	100
LP 4	0,00	29,92	70,08	100

Parámetros Tabla 2:**Qz:** Cuarzo total=Cuarzo monocristalino + Cuarzo policristalino**Feldespatos:** Feldespatos totales= Feldespato potásico + Plagioclasas**Líticos totales:** Líticos volcánicos + Líticos sedimentarios + Minerales Opacos (1)

Tabla 3: Parámetros diagrama discriminación

Muestra	Qz P	Plag	Líticos vol	Total
C 36 AF 1	0	40,48	59,52	100
C 36 AM	0	53,48	46,52	100
C 37 AM	0	49,11	50,89	100
C 38	0	59,46	40,54	100
C 38 AF	0	7,28	92,72	100
C 38 LM	0	1,64	98,36	100
C 41.B1	0	53,19	46,81	100
C 41.C	0	32,08	67,92	100
C 44	0	7,22	92,78	100
C 44 AC	0	16,30	83,70	100
C 44 X	0	12,50	87,50	100
C 47 N3	0	0,31	99,69	100
C 64	0	3,85	96,15	100
LP 3	0	0,35	99,65	100
LP 4	0	10,64	89,36	100

Parámetros Tabla 2:

Qz_p: Cuarzo policristalino

Plag: Plagioclasas

Líticos vol: Líticos volcánicos