



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

**AMBIENTE Y EVOLUCIÓN TECTONOESTRATIGRÁFICA DE
UNA SECCIÓN DE LA FORMACIÓN GUANACO SONSO A LOS
29°S, CORDILLERA FRONTAL, REGIÓN DE ATACAMA, CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

NATALIA JAVIERA LÓPEZ RODRÍGUEZ

PROFESOR GUÍA:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ESTEBAN SALAZAR PÉREZ
ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
MARCELO FARÍAS THIERS

Este trabajo ha sido financiado por el Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN

En las nacientes del río Huasco en la Región de Atacama aflora una sucesión volcanosedimentaria de edad permotriásica, pertenecientes a la Formación Guanaco Sonso. Ésta se habría depositado en una configuración tectónica de colapso extensional tras un período de engrosamiento cortical relacionado con el desarrollo acrecionario del Paleozoico Superior. El registro de este evento corresponde a una serie de cuencas siliciclásticas cuyo desarrollo fue acompañado de un amplio magmatismo de características propias de una corteza en etapa de adelgazamiento.

En este contexto, el estudio del registro geológico de este periodo, particularmente, en las cuencas y sus depósitos, aportará al entendimiento de la paleogeografía y configuración tectónica del margen continental. Este trabajo pretende estudiar una cuenca triásica en particular, la cual albergó los depósitos volcánicos y sedimentarios de la Formación Guanaco Sonso. Para ello, se realizó un análisis de facies piroclásticas y sedimentarias que permite relacionar los procesos sedimentarios, volcanosedimentarios y tectónicos, caracterizando la evolución de la cuenca en el área de estudio.

En la zona de estudio, esta formación presenta un espesor mínimo de ca. 400 m, y está compuesta, principalmente, por una serie de capas piroclásticas riolíticas a dacíticas de espesores métricos a decamétricos, intercalados en sedimentitas de origen fluvial, aluvial y lacustre. La depositación de estas unidades estuvo controlada por numerosas fallas normales de poco desplazamiento y corta vida que condicionaron la geometría y distribución de las facies, tanto piroclásticas como sedimentarias.

Si bien, se logra establecer que la subsidencia estuvo controlada por numerosas fallas normales, la ausencia de fallas mayores no permiten establecer con seguridad la naturaleza de la cuenca. La configuración tectonoestratigráfica podría ser interpretada como un desarrollo de la etapa inicial de un sistema de rift, o su origen podría estar ligado al colapso de un sistema volcánico, generando cuencas de caldera en un ambiente de intra-arco. Ambas hipótesis están aún por ser probadas, aunque no se descarta que ambos procesos geológicos puedan haber estado presentes a esta longitud durante el permotriásico.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer primero que todo al Plan Nacional de Geología del SERNAGEOMIN y a su gente por hacer posible esta memoria y por acogerme con tanta buena onda en su equipo.

A los profesores Esteban y Reynaldo, por toda su entrega, por toda la geología, por toda la sabiduría y generosidad con la que me guiaron en este largo proceso.

A Blanca por todo lo que es, por lo que hace, por existir, por su paciencia y por recibirme siempre con una sonrisa, ídola.

A don Gubier y don Ceferino, por sus mágicas enseñanzas de cordillera.

A Camilo, mi amado compañero fundamental, mi yunta, gracias por toda la luz que me entregas.

A mi familia, mis padres y hermana, por todo su esfuerzo y amor, por las oportunidades que me brindaron, por dejarme crecer a mi manera y por darme todo lo que soy.

Y a los amigos, a los de siempre, a los que están lejos y a los nuevos porque son la mayor riqueza de la vida.

TABLA DE CONTENIDO

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Marco geotectónico y formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo general.....	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Hipótesis de trabajo.....	4
1.4 Metodología	4
1.5 Ubicación	5
Capítulo 2. GEOLOGÍA LOCAL.....	7
2.1 Unidades estratificadas	7
2.1.1 Formación Las Placetas	7
2.1.2 Formación Guanaco Sonso	10
2.1.3 Formación Quebrada Seca.....	13
2.1.4 Formación Doña Ana.....	20
2.2 Complejo Plutónico Chollay	21
2.3 Estructuras	23
2.3.1 Fallas normales triásicas	24
2.3.2 Falla normal paleocena	25
2.3.3 Fallas inversas terciarias	26
Capítulo 3. ANÁLISIS DE FACIES	30
3.1 Análisis de facies piroclásticas.....	32
3.1.1 Marco teórico	32
3.1.2 Asociaciones de facies piroclásticas.....	41
3.2 Análisis de facies sedimentarias	56
3.2.1 Asociaciones de facies sedimentarias	57
3.3 Arquitectura.....	71

Capítulo 4.	AMBIENTE Y EVOLUCIÓN.....	73
4.1	Primera etapa.....	75
4.2	Segunda etapa.....	76
4.3	Tercera etapa.....	77
Capítulo 5.	DISCUSIONES.....	80
5.1	Controles en la evolución de un sistema sedimentario en una cuenca mixta volcánica y sedimentaria.....	80
5.2	Cuenca Guanaco Sonso	80
Capítulo 6.	CONCLUSIONES.....	83
Capítulo 7.	BIBLIOGRAFÍA	84
Capítulo 8.	ANEXOS	90

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Distribución de las unidades sedimentarias (tonos azules), intrusivas (rosado) y extrusivas (morado) del permotriásico. Recopilado de Mpodozis y Kay, 1992; Alvarez y Ramos, 1999; Charrier <i>et al.</i> , 2007; Coloma <i>et al.</i> , 2017.	2
Figura 1.2: Vista satelital mostrando el área de estudio en el recuadro celeste y acercamiento con los pasos fronterizos y cursos de drenaje principales.	5
Figura 2.1: Formación Las Placetas (DClp) cabalgando sobre la Formación Guanaco Sonso (PTrgs), Sector Río de la Laguna Chica.....	8
Figura 2.2: Mapa Geológico de la zona de estudio, escala 1:50.000.	9
Figura 2.3: Muestras de mano areniscas pertenecientes a la Formación Las Placetas, con estructuras sedimentarias relictas a) laminación cruzada en artesa, b) laminación planar.	10
Figura 2.4: Falla Paso Tambos. En el bloque colgante, se encuentra la Formación Doña Ana (Mda) en discordancia sobre Formación Guanaco Sonso, mientras que en el bloque yacente se encuentra la Formación Quebrada Seca (KPaqs) sobre la Formación Guanaco Sonso, ambas plegadas y falladas.	11
Figura 2.5: Formación Guanaco Sonso (PTrgs) intruída por sienogranitos del Complejo Plutónico Chollay (Trch). Río de la Laguna Chica.....	12
Figura 2.6: Afloramiento Formación Guanaco Sonso, con fallas normales de poco desplazamiento contemporáneas a su depositación, intruída por diques andesíticos (gris oscuro) y afectada por fallas normales e inversas.	13
Figura 2.7: Tres secciones reconocidas para la Formación Quebrada Seca, que mantean al norte, intruídos por cuerpos andesíticos y graníticos, y cabalgados por la Falla Vegas de la Flecha. Quebrada Vegas de la Flecha.	14
Figura 2.8: Conglomerados de la sección basal de la Formación Quebrada Seca: a) Estratificación cruzada en arenisca y lentes de conglomerado acanalados, con gravas de lag en la base. b) Areniscas con estratificación planar y lentes de conglomerados.	15
Figura 2.9: Conglomerados de la sección basal de la Formación Quebrada Seca: a) Estratificación cruzada de bajo ángulo en lentes de arenisca. b) Imbricación de clastos en conglomerado brechoso.	16

Figura 2.10: Areniscas del miembro 2 de la Formación Río de la Sal. a) Estratificación masiva predominante. b) intercalación de niveles con mudclast en arenisca media. c) Ondulitas con bioturbación. d) laminacion planar de arenisca fina con limolita intercaladas.	17
Figura 2.11: a) En línea negra se resalta una nido con dos cámaras. b) Hoyuelos de raicillas. c y d) Nido de abeja o avispas. e) vista en planta de marcas de lluvia o excavaciones rellenas de arenisca gruesa.	18
Figura 2.12: a) Afloramiento de conglomerados bien estratificados. b) Niveles de arenisca gruesa laminada. c) Lentes de conglomerado brechoso clastosoportado. d) Estratificación cruzada en areniscas. e) Nivel de con intraclastos de conglomerado. f) Laminación paralela con intercalaciones de arenisca.	19
Figura 2.13: Afloramiento de toba gris andesítica de lapilli vesicular.	20
Figura 2.14: Tonalita bandeada.	22
Figura 2.15: Perfil estructural A-A', ver traza en mapa de la Figura 2.2.	23
Figura 2.16: Numerosas fallas normales afectando a los estratos de la Formación Guanaco Sonso.	24
Figura 2.17: Falla normal de alto ángulo y vergencia oeste que contrapone a las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso con las sedimentitas de la Formación Quebrada Seca. Arriba, la falla inversa Vega de la Flecha.	25
Figura 2.18: Falla Cordón el Cobre, que cabalga a la tonalita y sienogranito del Complejo Plutónico Chollay por sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso.	27
Figura 2.19: Falla Cordón del cobre que levanta los intrusivos triásicos del Complejo Plutónico Chollay por sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso.	27
Figura 2.20: Falla Paso Tambos de alto ángulo, que cabalga a la Formación Guanaco Sonso sobre la Formación Quebrada Seca, que se encuentra plegada en el bloque yacente.	28
Figura 2.21: Falla Paso Tambos y sinclinal asociado cortando las formaciones Guanaco Sonso (PTrgs), Quebrada Seca (KPaqs) y Doña Ana (Mda).	28
Figura 3.1. Perfil de afloramiento de facies y asociaciones de facies. Ampliación y simbología en lámina a continuación.	31

Figura 3.2: Unidad de depósito ignimbrítico estándar a partir de un flujo piroclástico (extraído de Sparks <i>et al.</i> , 1973).	33
Figura 3.3: Modelo de depositación agradacional de Branney y Kokelaar (2002).....	34
Figura 3.4: Modelo de depositación agradacional pulsativo, para los 3 tipos de regímenes en la zona de borde de flujo.	35
Figura 3.5: a) Efecto alerón en clastos no isométricos. b) Efecto Robins. Los clastos transportados por saltación tienden a rotar en torno a un eje trasnversal al sentido del flujo, acelerando el fluido que pasa por encima y desacelerando el fluido que pasa por debajo, generando presiones locales que ejercen una fuerza de empuje. Extraído de Branney y Kokelaar, 2002.	36
Figura 3.6: Segregación vertical dentro de un flujo turbulento. Extraído de Branney y Kokelaar, 2002.	37
Figura 3.7: a) Esquema de procesos de segregación en un flujo granular; a la derecha arriba, registro sedimentario del flujo, con litofacies isL: estratificación impersistente de lapilli y mLb: lapilli y bloques masivos. b) Acercamiento a la zona de borde de flujo dominado por régimen granular. Extraída de Branney y Kokelaar, 2002.	38
Figura 3.8: Tipos de fluidización. Extraído de Branney y Kokelaar, 2002.	40
Figura 3.9: Asociación de facies frich mLtpip y mT de bases y techos planos.....	42
Figura 3.10: a) Afloramiento de mLtcpip, subyaciendo a mlBr. b) Acercamiento donde se observa gran cantidad de cristales amalgamados y en pipa de elutriación.....	43
Figura 3.11: a) mLtpip gradando a brecha mTBr con líticos tamaño lapili y bloques . b) Bomba, deformando matriz. c) Bloques y lapili redondeados y angulosos irregulares....	45
Figura 3.12: mLtpip. a) Distribución heterogénea de líticos en dominios irregulares. b) Pipas de elutriación.	46
Figura 3.13: a) Facies mlBr interestratificada con mLtpip. b) Acercamiento, donde se observan superficies irregulares con bases fuertemente deformadas por carga.	47
Figura 3.14: a) Textura de dsLtp, dominada por la laminación planar, mala selección, arreglo clastosoportado y composición principal de pómez. b) Acercamiento de a). c) Laminación difusa en sectores.	48

Figura 3.15: a) Pipa de elutriación. b) Dique sedimentario de arenisca media. c) Dique sedimentario de arenisca fina.....	49
Figura 3.16: Clastos arrancados de areniscas finas laminadas en la base de mwLTpip.	50
Figura 3.17: a) Afloramiento dslBr con estratificación difusa, techo más oscuro donde aumenta la abundancia de óxidos de hierro. b) Lámina delgada, donde se observan líticos de variadas composiciones y texturas en una matriz intersticial con textura perlítica. c) Brecha clastosoportada con líticos mayores a 30 cm. d) Borde irregular oxidado de algunos líticos.	51
Figura 3.18: Laminación planar y estructuras de onlap en tobas de ceniza.....	52
Figura 3.19: a) Toba vítrea blanca y roja con estratificación planar predominante y cruzada de bajo ángulo subordinada. b) Afloramiento de xsT, entre depósitos aluviales. c) Gradación inversa-normal en LT. d) Calcos de carga entre xsT y LT.	53
Figura 3.20: a) Intercalación de lapilitas riolíticas, intercaladas con areniscas fosilíferas amarillas y lutitas negras.....	54
Figura 3.21: a) Lapilita andesítica bien seleccionada, puede o no tener gradación inversa, se encuentra intercalada con niveles decimétricos de arenisca media y gruesa laminada. b) Arenisca fina negra laminada y lapilita con clastos arrancados de ella en la base. c) Calcos y flamas de carga entre cambios granulométricos entre lapilitas y arenas. d) Lapilis juveniles reemplazados a mineral verde. e) y f) Vetas dendriformes rellenas del mineral verde y hematita.	55
Figura 3.22: a) Textura vitroclástica y bandeamiento dado por el ultrasoldamiento y deformación dúctil. b) Pliegues reomórficos de escala decimétrica.	56
Figura 3.23: a) Interestratificación de lentes de areniscas y gravas. St con base y techo cóncavos y Gm de base cóncava. b) Mismas relaciones de contacto entre Gn y St, c)Relaciones de contacto entre St, Gn y Gm.	58
Figura 3.24: a) Arenisca fina masiva con pómez y cristales de plagioclasa. b) Conglomerado fino con estratificación cruzada planar y en artesas de bajo ángulo. c) Modelo ambiental y secuencia de facies resultante de la progradación shoal water deltas en márgenes lacustres tendidos y someros. Ejemplo de la cuenca Miocena Most, en Bohemia. Martínez y Meléndez (2010).....	59

Figura 3.25: a) Areniscas finas rojas laminadas, intercalada con areniscas medias laminadas. b) Arenisca limosa masiva con lentes de arenisca medias estratificadas, entre areniscas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo.	60
Figura 3.26: a) Intercalación de sets de Fl y Sp con St. b) Intercalación de S.	61
Figura 3.27: a) Bioturbación (flechas) en interfaz de Fm y Sp. b) Bioturbación en limolita masiva. c) y d) Arenisca fina masiva con pómez y plagioclasas distribuídas homogéneamente y en niveles.....	61
Figura 3.28: a) Asociación de cuerpos tabulares de Sh, Fm y Sm. b) Estratificación horizontal y buena selección de Sh.....	63
Figura 3.29: a) Arenisca gruesa a conglomerádica masiva con pómez (p), clastos arrancados (ca) de limolita imbricados y de arenisca fina laminada en la base. b) Sets de Sm separados por un nivel fino de limolita (flechas) deformada y erodada por el Sm de encima.....	63
Figura 3.30: a) Gradación normal del arenisca gruesa a fina. Contacto irregular entre Sn y St. b) Rizocrecciones en techo de Sn.	64
Figura 3.31: a) Scour de conglomerado fino y arenisca gruesa en el techo, ambos con estratificación horizontal, en arenisca fina masiva. b) Lentes elongados de base plana a cóncava y techo plano a convexo, de arenisca media masiva, en limolita masiva. c) Lente elongado de base plana y techo convexo de conglomerado fino con estratificación difusa en arenisca gruesa con estratificación horizontal. d) Conglomerados finos con gradación normal de bases irregulares.	65
Figura 3.32: a) Arenisca gruesa a conglomerádica con estratificación cruzada en artesa. b) Arenisca media y gruesa con estratificación cruzada en artes y horizontal.	66
Figura 3.33: a) Gcm relleno un canal y acuñado entre facies de remoción MB. b) Cuerpos tabulares de GBm y Gcm, apoyadas sobre MB. c) Acercamiento a base convexa de conglomerado grueso clastosoportado Gcm. d) Estratificación volcada en bloque decamétrico de MB, líneas discontinuas marcan la estratificación y la flecha indica la dirección del techo marcada por una pipa de elutriación o dique sedimentario.	67
Figura 3.34: Perfil de afloramiento con las facies aluviales interpretadas como deslizamiento y avalancha de roca (MB y GBm), flujo de detritos (Gcm). Que descansan sobre las lapilitas (L=sLfpoor) y tienen una toba de estratificación cruzada (xsT) intercalada.....	68

Figura 3.35: Esquema de las etapas evolutivas de un abanico aluvial y su relación con la arreglos de facies dominantes. Las etapas están basadas en la evolución morfológica y sedimentaria a medida que se expanden. Extraído de Blair y McPherson (1994).	68
Figura 3.36: a) Lutitas laminadas, intercaladas con areniscas medias fosilíferas, areniscas gruesas y lapilitas. b) Calcos de carga en sLfpoor sobre lutitas	69
Figura 3.37: Distintos fósiles vegetales, hojas y tallos, en areniscas finas y medias laminadas.	70
Figura 3.38: Mecanismos de distribución y tipos de sedimentos de un lago con sedimentación clástica (Sturm y Matter, 1978, en Fregenal y Meléndez)	71
Figura 4.1: Secciones paratectónicas (gris claro) y sintectónicas (gris oscuro).	74
Figura 4.2: Acercamiento a perfil de afloramiento en sección sintectónica 1.	75
Figura 4.3: Acercamiento a perfil de afloramiento en sección sintectónica 2.	77
Figura 4.4: Acercamiento a perfil de afloramiento en sección sintectónica 3.	78
Figura 5.1: a) Nucleación de fallas normales en etapa inicial de rift. b) Fallas principales formadas a partir de la unión de fallas aisladas en etapa de máximo desarrollo del rift. (Extraído de Cowie <i>et al.</i> , 2000).	81

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Marco geotectónico y formulación del estudio propuesto

El ciclo tectónico Pre-Andino, desarrollado entre finales del Pérmico y finales del Triásico, comprende la consolidación final y colapso del megacontinente Gondwana, desarrollado durante un periodo tectónico más bien estacionario que ocurre entre dos ciclos tectónicos de muy activa deriva continental. El anterior ciclo, Gondwánico, está definido por diversas colisiones que habrían resultado en la construcción del megacontinente, mientras que el posterior ciclo Andino está caracterizado por los procesos de ruptura y separación del mismo (Charrier *et al.*, 2007).

El colapso extensional posttectónico, tras el período de engrosamiento cortical asociado a las colisiones paleozoicas, favoreció la fusión descompresional del manto, generando y acumulando magmas basálticos, que a su vez fundieron partes bajas y medias de la corteza (Mpodozis y Kay, 1990). Generando un amplio y voluminoso magmatismo, reconocido en la zona norte de la costa chilena como unidades poco abundantes, discretas, y dispersas. Mientras que en la alta cordillera chilena y argentina se reconoce como una masiva franja plutónica de orientación norte-sur, de edades que van desde el Carbonífero-Pérmico al Triásico Superior. La ocurrencia y distribución de estos plutones se encuentra íntimamente relacionada con unidades volcánicas y volcanosedimentarias de la misma edad (Coloma *et al.*, 2017; Figura 1.1).

Subsecuentemente, el colapso extensional generó cuencas extensionales de orientación NNW-SSE (Charrier, 1979), controlada por las zonas de debilidad en la corteza, de tendencia NW, heredadas de las suturas entre los varios terrenos acretados desde el Proterozoico (Ramos, 1994). En las latitudes del Norte Chico, esta configuración paleogeográfica está representadas por las cuencas clásticas extensionales de San Félix y Canto del Agua en Chile (Reutter, 1974; Charrier, 1979; Moscoso *et al.*, 2010; Salazar *et al.*, 2013), e Ischigualasto y Cuyo en Argentina (Milana y Alcober, 1994; Ramos y Kay, 1991).

Estos extensos complejos plutónicos y volcánicos han sido enmarcados en base a su distribución y resultados geoquímicos, en ambiente de rifting y margen pasivo (Mpodozis y Kay, 1990; Charrier, 2007). Sin embargo, nuevos antecedentes geoquímicos obtenidos para esta región (Del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017) mostraron que los magmas fueron generados y emplazados en un ambiente de subducción y corteza adelgazada. Estas propuestas disidentes tienen directa implicancia en la naturaleza de las cuencas que se desarrollaron y por lo tanto, el estudio de los procesos involucrados en el desarrollo de ellas, aporta al entendimiento de la configuración paleogeográfica y naturaleza del margen gondwánico durante este periodo.

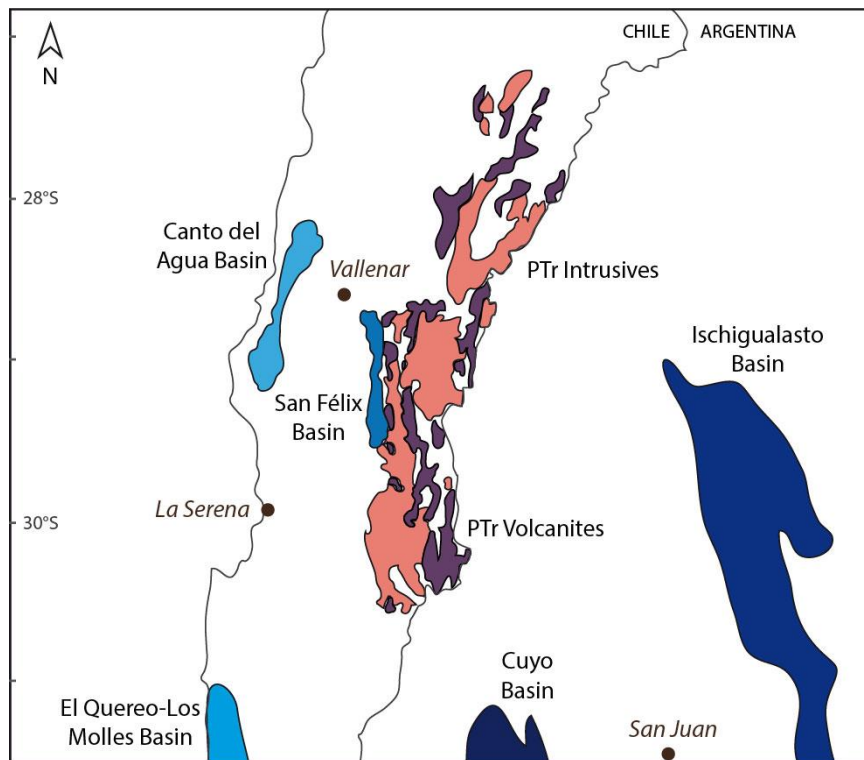


Figura 1.1: Distribución de las unidades sedimentarias (tonos azules), intrusivas (rosado) y extrusivas (morado) del permotriásico. Recopilado de Mpodozis y Kay, 1992; Alvarez y Ramos, 1999; Charrier *et al.*, 2007; Coloma *et al.*, 2017.

Recientemente, se han documentado en mayor detalle las sucesiones volcanosedimentarias de la alta cordillera entre los 28° y 30°S, de edad pérmica a triásica media (253 - 240 Ma) (Figura 1.1), pertenecientes a la Formación Guanaco Sonso. Esta formación, se encuentra apoyada en discordancia sobre la Formación Las Placetas de edad devónico superior a mississippiana (Reutter, 1974; Salazar y Coloma, 2016), y subyace en discordancia a la Formación Pastos Blancos, de edad triásica superior (Nasi *et al.*, 1990; Martin *et al.*, 1999; Ortiz and Merino, 2015; Salazar and Coloma, 2016), aunque dentro de la zona de estudio, se la observa directamente bajo unidades sedimentarias y volcánicas de edades paleocenas y miocenas respectivamente (Salazar y Coloma, 2016). El contacto entre las formaciones Las Placetas y Guanaco Sonso se puede observar sólo a unos pocos kilómetros al sur de la zona de estudio.

Las rocas de la Formación Guanaco Sonso, contrastan litológicamente con aquellas que componen al resto de las cuencas siliciclásticas características de este período, y por lo tanto, representan una oportunidad para obtener nuevos antecedentes que aporten al estudio del desarrollo de las cuencas triásicas y en consecuencia de los procesos geodinámicos del margen occidental de Gondwana en ese periodo.

La Formación Guanaco Sonso está muy bien expuesta en las cumbres de la frontera. En particular, destaca un afloramiento continuo de ~250 m de altura x ~450 largo, en la ladera norte de la quebrada Los Amarillos, que es objeto de este estudio (Figura 1.2). Esta sucesión está constituida por numerosos niveles volcanoclásticos y sedimentarios, con notorias variaciones laterales y afectados por fallas normales de poco desplazamiento.

En este trabajo se realiza un análisis de facies a esta sucesión, con el fin de entender los procesos depositacionales de los flujos piroclásticos y ambientes sedimentarios, que integrados con las variaciones laterales y su relación con las fallas que las afectan, permitan entender la naturaleza de la cuenca en que están contenidos y la interacción entre los procesos tectónicos, sedimentarios y eruptivos que ocurrieron durante su evolución.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Interpretar el ambiente volcanosedimentario en que se depositó la Formación Guanaco Sonso, en la localidad estudiada y determinar la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca que la albergó.

1.2.2 Objetivos específicos

- Estudiar la distribución de las unidades geológicas de la zona, sus relaciones de contacto y las estructuras que las afectan, para entender el contexto geológico local, considerando la edad de las unidades e integrando los antecedentes estratigráficos disponibles para la zona.
- Interpretar ambientes y procesos depositacionales mediante el análisis de facies de las rocas sedimentarias y volcánicas que componen a la Formación Guanaco Sonso, en la zona estudiada.
- Estudiar la posible interacción entre las estructuras y la acomodación de los depósitos de la Formación Guanaco Sonso.
- Proponer una evolución tectonoestratigráfica para la sucesión estratigráfica.
- De acuerdo con los resultados obtenidos para esta sección y la naturaleza de la cuenca asociada, explorar sus implicancias regionales.

1.3 Hipótesis de trabajo

La acumulación de la Formación Guanaco Sonso fue dominada por la interacción de procesos sedimentarios y volcánicos, cuyos depósitos fueron acomodados por numerosas fallas normales de poco desplazamiento y corta vida, que a su vez indujeron cambios laterales en los distintos niveles que la componen. Esto sumado a la naturaleza de las facies permitirá discutir el tipo de cuenca en la que se depositaron.

1.4 Metodología

La información utilizada en este trabajo fue recogida durante 2 campañas de 10 días, durante las cuales se realizaron las tareas descritas a continuación.

Para distinguir e identificar las distintas unidades litológicas presentes en la zona de estudio y sus relaciones de contacto, se realizó un mapeo geológico escala 1:25.000 sobre planchetas de imágenes satelitales de la misma escala. Además, se tomaron muestras de las distintas unidades y subunidades para su caracterización petrográfica de lámina delgada, con el objeto de complementar la caracterización de las facies.

Para el análisis de facies y sus asociaciones, piroclásticas y sedimentarias, se realizó un perfil de afloramiento donde se definieron bloques estructurales limitados por fallas normales. En cada bloque se levantó una columna estratigráfica de detalle, es decir, 5 en total.

La información de las columnas estratigráficas consideró aspectos petrográficos con énfasis en texturas y estructuras de las litofacies, espesores, relaciones de contacto, geometrías, además de las variaciones laterales de los aspectos mencionados. Para esto, se utilizó la nomenclatura y el estilo descriptivo de Branney y Kokelaar (2002) para las facies piroclásticas, y de Miall (2006) para las facies sedimentarias.

A partir del análisis de facies, se determinaron los procesos depositacionales de cada una de las facies definidas y se interpretaron rasgos y subambientes sedimentarios a partir de las asociaciones de ellas.

Luego se estudió la relación entre las variaciones laterales de las facies y la actividad de las fallas, estableciendo que existió un control estructural sobre la génesis y distribución de algunos grupos de facies.

Finalmente, se integraron todos los resultados para generar un modelo de evolución para la sucesión estudiada y se propone un ambiente volcanosedimentario para esta sección de la Formación Guanaco Sonso.

1.5 Ubicación

La zona de estudio se encuentra en la alta cordillera de la comuna de Alto del Carmen, Provincia de Huasco, Región de Atacama.

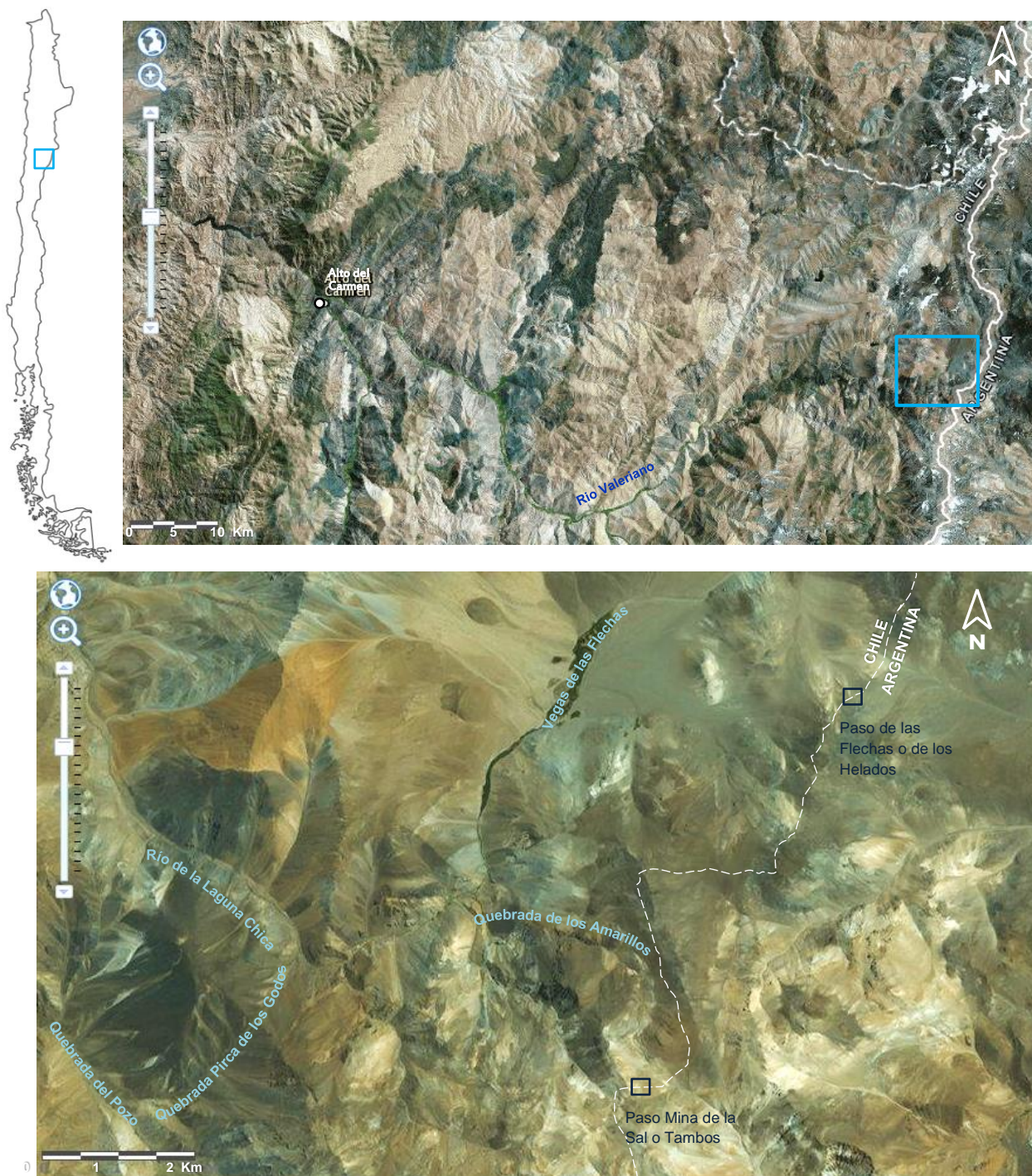


Figura 1.2: Vista satelital mostrando el área de estudio en el recuadro celeste y acercamiento con los pasos fronterizos y cursos de drenaje principales.

Las coordenadas que limitan el cuadrante son $28,8^{\circ} - 28,9^{\circ}\text{S}$ y $69,7^{\circ} - 69,8^{\circ}\text{W}$, que corresponden a un cuadrante ubicado en las nacientes de los afluentes nororientales del Río Valeriano que limitan al este con la frontera Chile-Argentina. Los elementos geográficos que se utilizan como referencia para identificar los sectores son las quebradas de Los Amarillos y del Pozo, río de la Laguna Chica y la Vegas de las Flechas, además de los pasos fronterizos Las Flechas o Los Helados (Hito XIV-17) y Mina la Sal o Tambos (Hito XIV-16) (Figura 1.2).

Capítulo 2. GEOLOGÍA LOCAL

En este capítulo se caracteriza la geología del cuadrante establecido como zona de estudio, que abarca los afloramientos visitados que permitieron identificar y diferenciar a esta formación dentro de la estratigrafía local, y a su vez, permitieron seleccionar el mejor lugar donde realizar el análisis de facies. Fue necesario contextualizar a la Formación Guanaco Sonso dentro de la geología de la zona, ya que la información geológica disponible al momento de empezar este estudio era escasa y de gran escala.

Se identificaron las unidades geológicas de la zona, su distribución, relaciones de contacto, además de las estructuras que las afectan. La caracterización de las estructuras permitió definir familias de fallas de distintas edades, que cortan a distintas unidades estratigráficas y que probablemente se formaron en diferentes etapas de la evolución tectónica.

Con el fin de comprender el contexto geológico local, este capítulo integra esta información, junto con los antecedentes disponibles en la literatura y las edades determinadas radiométricamente en el marco de la elaboración de la Carta de Cerro Cantaritos – Laguna Chica, proyecto en el que se desarrolló esta memoria de título, dando origen al mapa geológico de escala 1:50.000 de la Figura 2.2.

La estratigrafía de la zona de estudio consiste en un bloque de basamento, compuesto por una unidad sedimentaria, de edad devónica superior, que se encuentra intruída y metamorfozada por masivos plutones ácidos de edad triásica inferior a media. Sobre el basamento, se apoyan en discordancia, unidades estratificadas volcanoclásticas y sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, que se encuentran deformadas y falladas, con variables grados de alteración hidrotermal. Estas rocas, se encuentran cubiertas parcialmente por unidades no consolidadas como las gravas del Mioceno Medio y depósitos fluviales, aluviales y de remoción en masa. A continuación se describen las unidades estratificadas e intrusivas que componen la geología local.

2.1 Unidades estratificadas

2.1.1 Formación Las Placetas

(Devónico Superior – Mississippiano)

La Formación Las Placetas fue definida por Reutter (1974) en el curso superior del río Valeriano, y en el río de la Laguna Chica, como una sucesión de areniscas verdes

y grauwackas oscuras con intercalaciones calcáreas, intruída en su base por granitos más jóvenes y subyaciendo a la Formación Cuarzoporfírica, la que fue posteriormente homologada con la Formación Guanaco Sonso por Salazar y Coloma (2016).

En la parte occidental de la zona de estudio se encuentra la localidad tipo de esta formación, específicamente el cerro Las Placetas, en las riberas del río de la Laguna Chica y de la quebrada del Pozo (Figura 1.2, Figura 2.1). Allí se la observa en contacto por falla sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso e intruída por una granodiorita y un sienogranito pertenecientes al Complejo Plutónico Chollay.

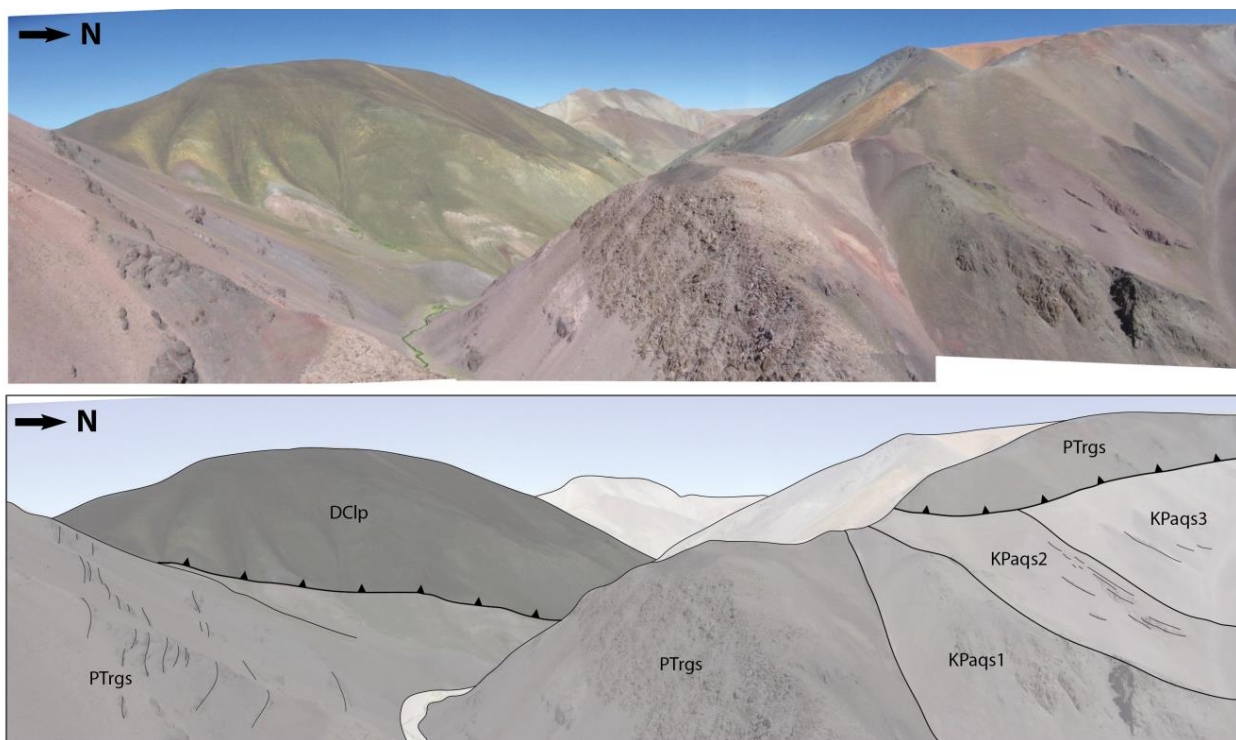
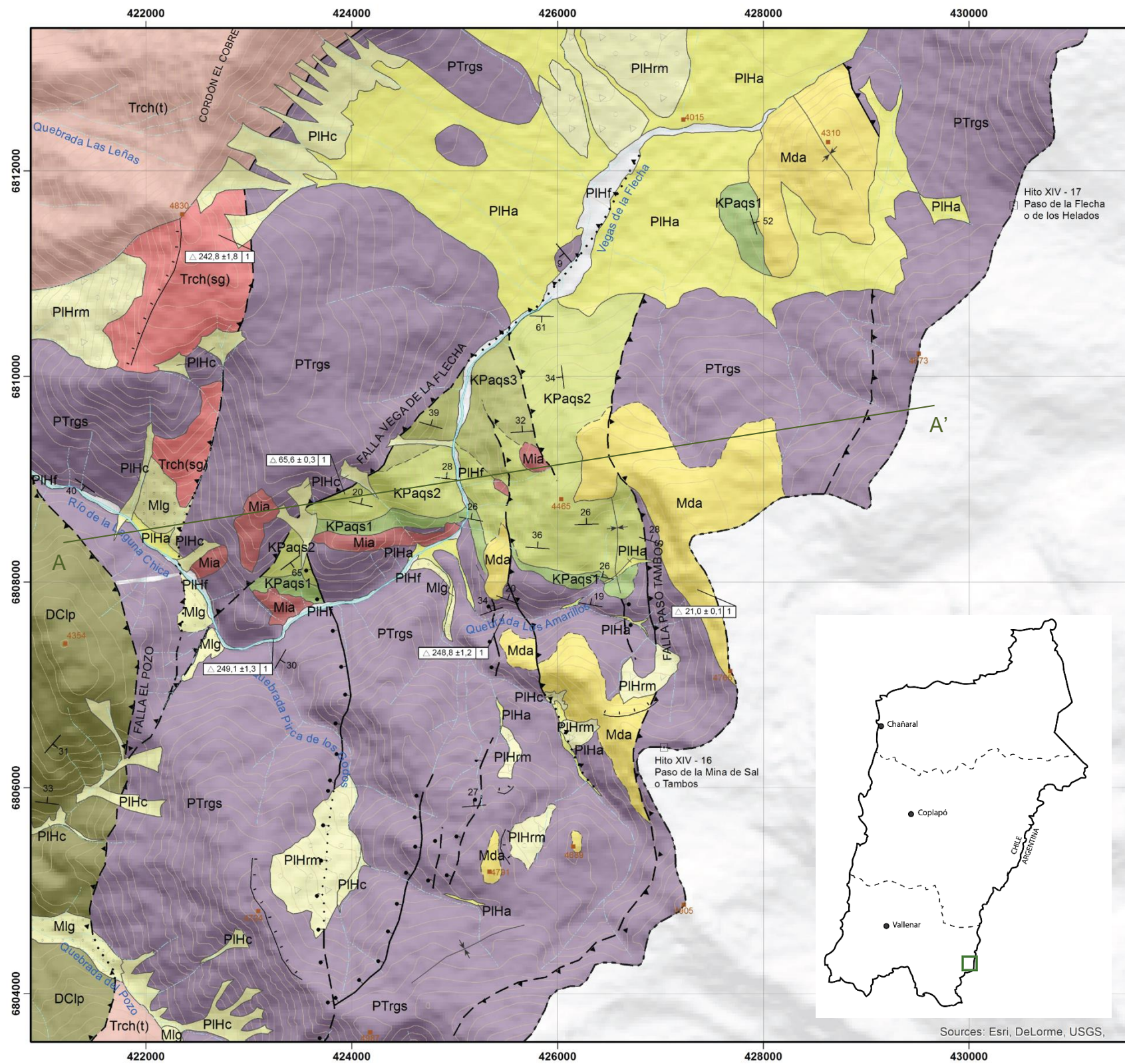


Figura 2.1: Formación Las Placetas (DCIp) cabalgando sobre la Formación Guanaco Sonso (PTrgs), Sector Río de la Laguna Chica.

Se caracterizó en la zona de estudio como una sucesión siliciclástica compuesta por lutitas y areniscas finas a gruesas, bien estratificadas, con laminación planar y cruzada en artesa (Figura 2.3). Ésta se encuentra afectada por un metamorfismo de contacto de grado variable (Nasi *et al.*, 1990), dada la intrusión de los plutones del Complejo Plutónico Chollay.



LEYENDA

- PIHa Depósitos aluviales (Pleistoceno-Holoceno)
- PIHc Depósitos coluviales (Pleistoceno-Holoceno)
- PIHf Depósitos fluviales (Pleistoceno-Holoceno)
- PIHrm Depósitos de remoción en masa (Pleistoceno-Holoceno)
- Mlg Formación Laguna Grande (Mioceno)
- Mda Formación Doña Ana (Mioceno inferior)
- Mia Intrusivos andesíticos subvolcánicos (Mioceno medio)
- 1 Formación Quebrada Secal (Campaniano - Daniano)
- 2 KPaqs 1: Conglomerados brechosos a laminares
- 3 KPaqs 2: Areniscas masivas
- 3 KPaqs 3: Conglomerados canalizados
- t Trch Complejo Plutónico Chollay (Triásico Inferior a Medio)
- sg Trch sg : sienogranitos
- t Trch t : tonalitas
- PTrgs Formación Guanaco Sonso (Pérmico-Triásico Inferior)
- DCIp Formación Las Placetas (Devónico Superior - Missisipiense)

SIMBOLOGÍA

- Contacto estratigráfico observado / inferido
 - Falla inversa observada / inferida
 - Falla normal observada / inferida
 - Escarpe
 - Curva de nivel
 - Pliegue Sinclinal
 - Límite internacional
 - Quebrada intermitente
 - Río
 - Estratificación o Rumbo y Manteo de Estratos
 - Cota (m.s.n.m.)
 - Paso fronterizo
- DATACIONES RADIOMÉTRICAS**
- △ U-Pb Circón
 - △ U-Pb Circón detrítico
 - 1 Salazar y Coloma (2017)

Figura 2.2: Mapa Geológico de la zona de estudio, escala 1:50.000.

Tavera (en Reutter, 1974) describe en esta unidad restos de plantas fósiles (*Lepidodendron peruvianum* Frenguelli, *Sigillaria sauli* Brongt y *Plagiozamites* sp.), que permitieron asignarle una edad Carbonífera Superior. Sin embargo, Salazar y Coloma (2016), en base a una edad U-Pb en circones detríticos y al contexto geológico del Carbonífero superior, reasignaron el rango de edad de esta unidad al Devónico Superior – Mississippiano.



Figura 2.3: Muestras de mano areniscas pertenecientes a la Formación Las Placetas, con estructuras sedimentarias relictas a) laminación cruzada en artesa, b) laminación planar.

2.1.2 Formación Guanaco Sonso (Lopingiano – Triásico Medio)

Martin *et al.* (1999), identifican, dentro de la Formación Pastos Blancos en la cabecera del río Potrerillos, 90 km al sur de la zona de estudio, dos secuencias de edades pérmica medio y triásica superior, por lo que elevan a dicha formación a grupo, compuesto por las secuencias Guanaco Sonso y Los Tilos, de edades respectivas. Estos autores definen a la Secuencia de Guanaco Sonso como una sucesión volcanoclástica riodacítica, cuya base no aflora y está cubierta en discordancia por la secuencia Los Tilos. La edad pérmica asignada a esta unidad por Martin *et al.* (1999) está basada en dataciones K-Ar en biotita de ~281 Ma, ~260 Ma, ~262 Ma y otra en U-Pb en circón multigrano, de ~266 Ma. Por otro lado, Ortiz y Merino (2015) obtienen una edad U-Pb en circón de granos individuales, de ~254 Ma en uno de los niveles inferiores de la sucesión que aflora en la localidad tipo. Posteriormente, Salazar y Coloma (2016) formalizan esta unidad dándole el carácter de formación, presentando una sección principal de referencia en la quebrada Pirca de los Godos, 2 km al oeste de la zona de estudio, donde obtienen una edad U-Pb en circón, de granos individuales, de

~ 249 Ma. Adicionalmente, los mismos autores obtienen otra edad U-Pb en circón de ~249 Ma en la base de la sección estudiada en este trabajo, ubicada en la quebrada de Los Amarillos. En la nueva sección principal, su base se encuentra truncada por una falla inversa que la pone en contacto con la Formación Las Placetas, y su techo se encuentra cubierto en discordancia por las rocas siliciclásticas paleocenas de la Formación Quebrada Seca.

Esta formación es la unidad estratigráfica que constituye la mayor parte de la zona de estudio, donde también se ubica su sección principal de referencia. Consiste en una sucesión volcanoclástica compuesta por basaltos, rocas piroclásticas riodacíticas y domos riolíticos, intercaladas entre depósitos sedimentarios lacustres, aluviales y fluviales.

Aunque dentro de la zona de estudio no aflora su base, pocos kilómetros al sur, en la ladera oriental de la naciente del río Valeriano, se la observa apoyada en discordancia sobre la Formación Las Placetas. En la zona de estudio, su espesor mínimo es de 600 m y se encuentra cubierta en paraconcordancia por la Formación Quebrada Seca, y en discordancia por la Formación Doña Ana (Figura 2.4). También, aparece intruída por sienogranitos pertenecientes al Complejo Plutónico Chollay (Figura 2.5) y por pequeños cuerpos y diques andesíticos y riolíticos, de edad desconocida pero que parecen estar asociados al volcanismo mioceno (Figura 2.6).

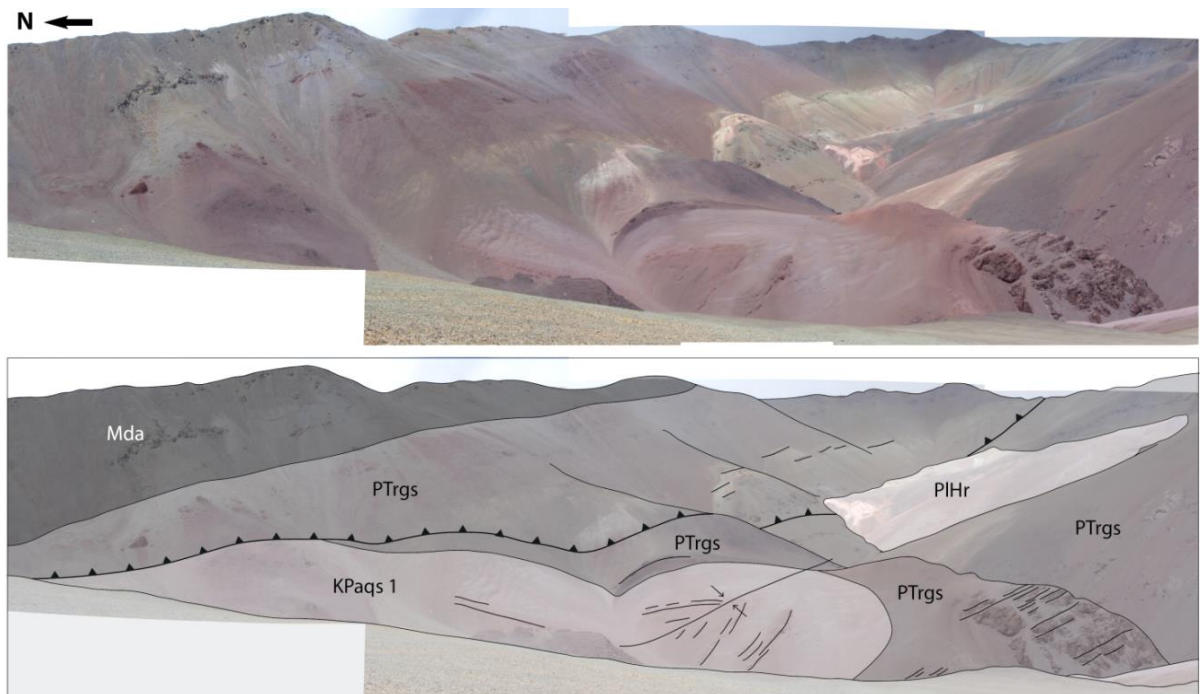


Figura 2.4: Falla Paso Tambos. En el bloque colgante, se encuentra la Formación Doña Ana (Mda) en discordancia sobre Formación Guanaco Sonso, mientras que en el bloque yacente se encuentra la Formación Quebrada Seca (KPaqs) sobre la Formación Guanaco Sonso, ambas plegadas y falladas.

En la quebrada Los Amarillos aflora una sección bien expuesta de esta unidad, compuesta por piroclásticas riolíticas y unidades sedimentarias, a partir de la cual se realiza el análisis de facies objeto de estudio en este trabajo (Figura 2.6).

Salazar y Coloma (2016) obtienen cuatro edades U-Pb en circones. Una de ~249 Ma en la columna tipo, situada en la quebrada Pirca de los Godos, otra de ~249 Ma en la base de la sección estudiada en este trabajo, en la quebrada Los Amarillos y dos de ~241 y ~243 Ma en el Cajón del Encierro, 14 km al sur del área de estudio. A partir de estos antecedentes estos autores asignan a esta unidad una edad triásica inferior a media.

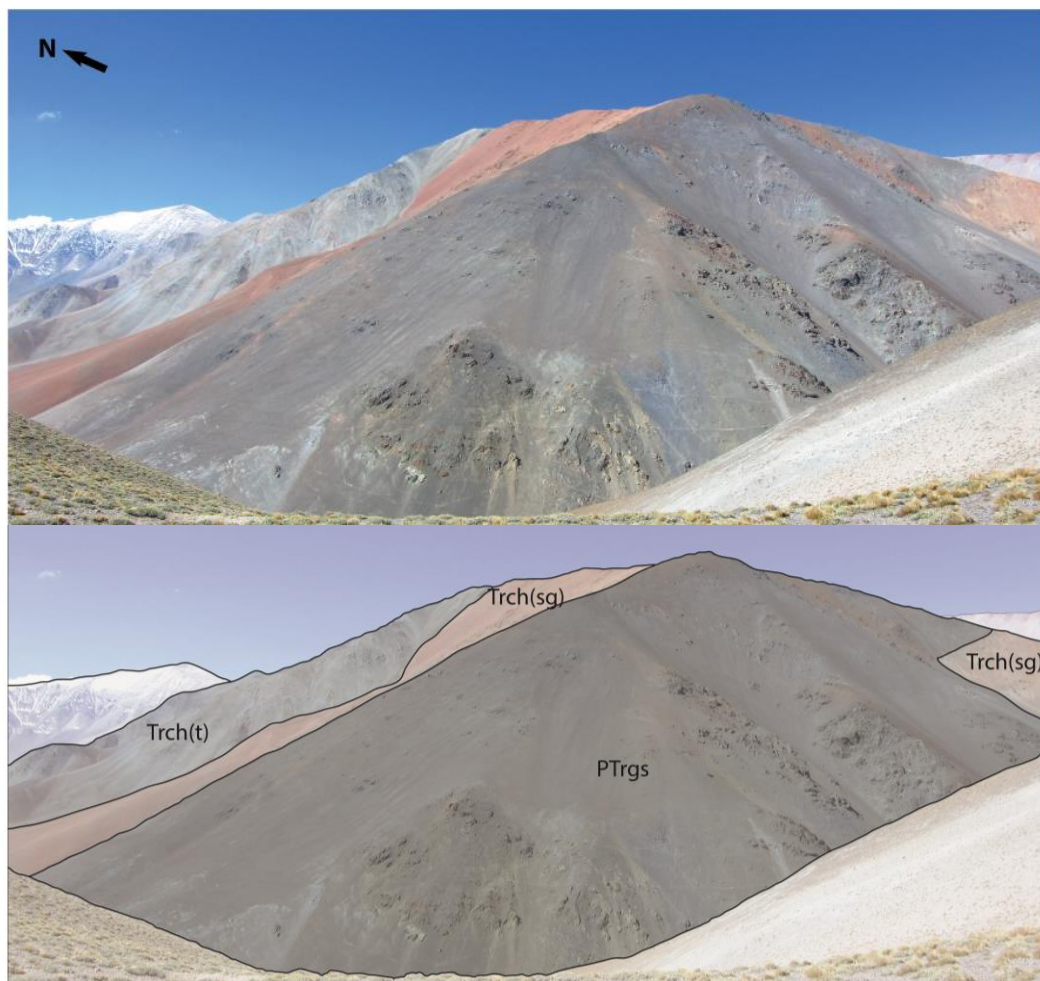


Figura 2.5: Formación Guanaco Sonso (PTrgs) intruída por sienogranitos del Complejo Plutónico Chollay (Trch). Río de la Laguna Chica.

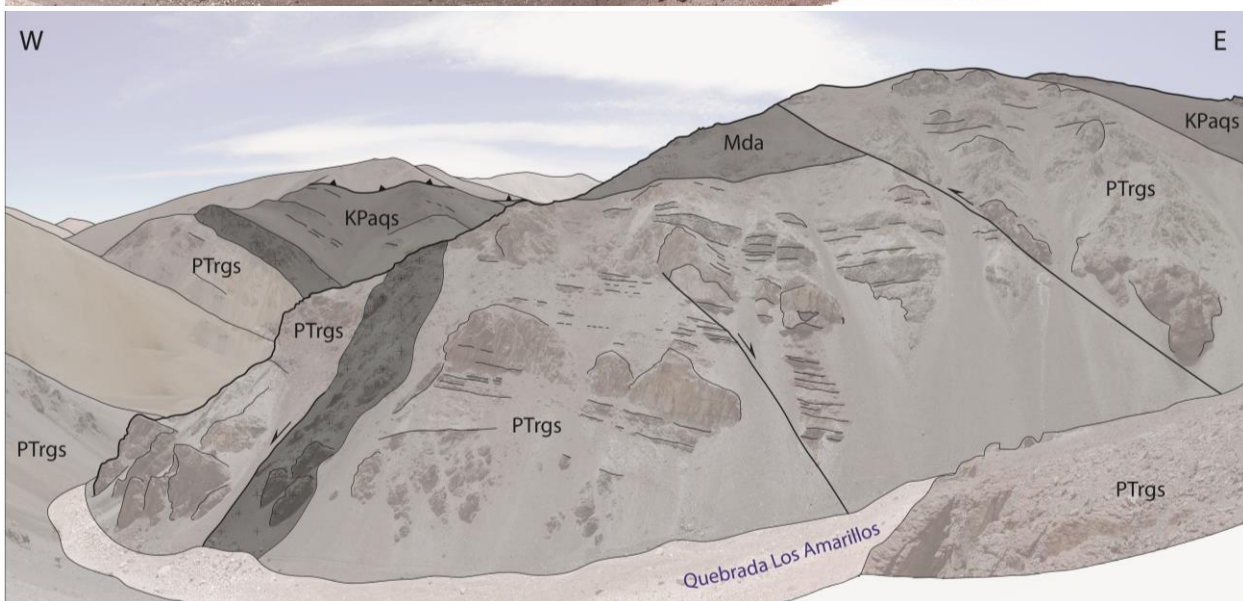


Figura 2.6: Afloramiento Formación Guanaco Sonso, con fallas normales de poco desplazamiento contemporáneas a su depositación, intruída por diques andesíticos (gris oscuro) y afectada por fallas normales e inversas.

2.1.3 Formación Quebrada Seca (Campaniano - Daniano)

La Formación Quebrada Seca fue definida primeramente por Muzzio (1980), en las cercanías de la Laguna del Negro Francisco, ubicada a ~180 km al norte de la zona de estudio, como una secuencia compuesta de conglomerados, areniscas, andesitas, brechas andesíticas y tobas, de color pardo, que está dispuesta en concordancia sobre la Formación Quebrada Monardes (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y cuyo techo no aflora en la zona tipo. Salazar y Coloma (2016), en la carta Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, dentro de la cual está ubicada la zona de estudio de este trabajo, asignan a la Formación Quebrada Seca, una serie de conglomerados, areniscas, tobas

y domos que se apoyan, en concordancia sobre la Formación Pucalume, y en discordancia sobre las formaciones Viñita, Lagunillas y Guanaco Sonso, y a su vez, son cubiertos en discordancia por los Estratos del Manflas, la Formación Doña Ana y las Gravas del Cerro El Burro. Estos autores diferencian dos facies, una siliciclástica compuesta por areniscas y conglomerados, y una piroclástica compuesta por rocas volcanoclásticas daciandesíticas.

En la zona de estudio, ubicada en el sureste del área de la carta antes mencionada, en los alrededores de las quebradas Los Amarillos, Vegas de la Flecha y río de la Laguna Chica, afloran sólo las facies siliciclásticas de esta formación. Además, en esta zona, la Formación Quebrada Seca se encuentra plegada y apoyada en paraconcordancia sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso (Figura 2.4), y subyaciendo en discordancia a las tobas de la Formación Doña Ana.

En el área de estudio, se logran distinguir 3 secciones, no definidas anteriormente en la literatura pero que son fácilmente reconocibles al menos localmente. De base a techo y solo con fines descriptivos en este trabajo, se definen las secciones 1, 2 y 3 (Figura 2.7), que se observan en ese mismo orden estratigráfico.

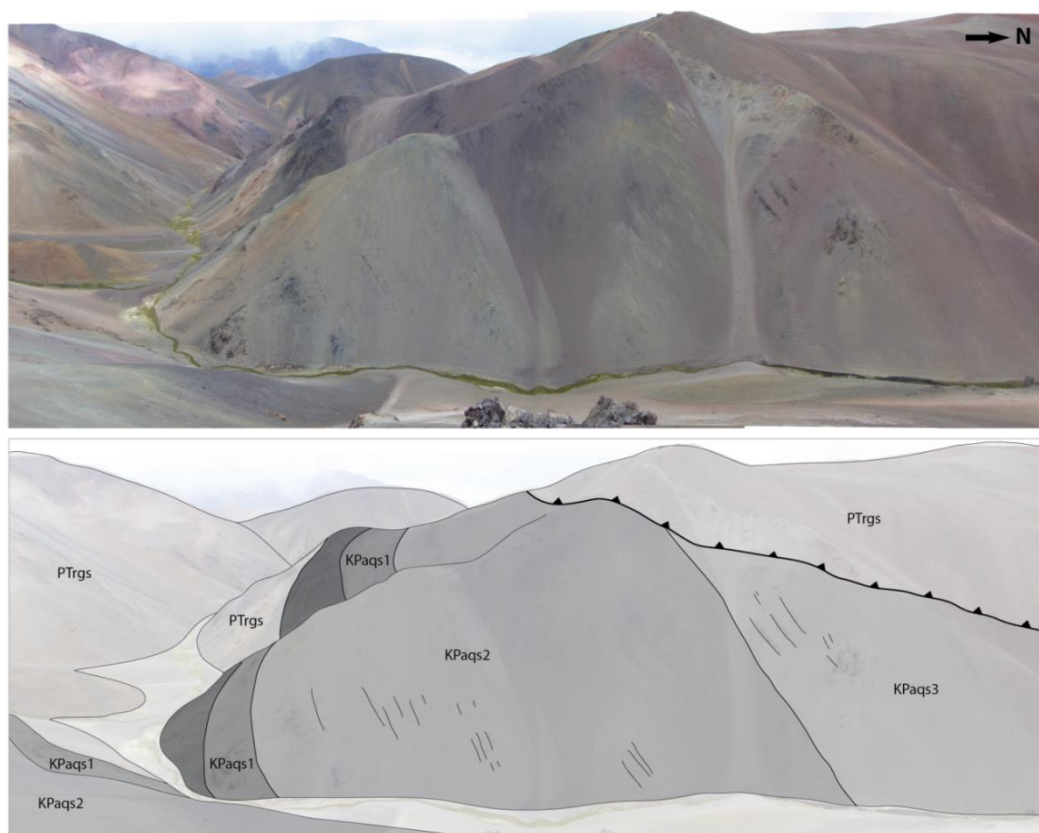


Figura 2.7: Tres secciones reconocidas para la Formación Quebrada Seca, que mantean al norte, intruídos por cuerpos andesíticos y graníticos, y cabalgados por la Falla Vegas de la Flecha. Quebrada Vegas de la Flecha.

La sección 1, inferior, corresponde a conglomerados arenosos con laminación planar, cruzada en artesa y planar de bajo ángulo, de tendencia monomíctica, que varían lateral y verticalmente a conglomerados brechosos polimícticos, clastosoportados, con estratificación difusa y menor desarrollo de canales (Figura 2.9).

La sección 2, media, está compuesta por areniscas café principalmente masivas, de granulometría fina a gruesa (Figura 2.10), con niveles ocasionales de estructuras sedimentarias como clastos arrancados de fangolita, laminación planar, grietas de secamiento, ondulitas, estratificación cruzada en artesa, además de bioturbación, ichnofósiles y fósiles continentales, como marcas de raicillas y nidos de abeja, y un vertebrado fósil (Figura 2.11).

La sección 3, superior, consiste en conglomerados clastosoportados, con estratificación bien desarrollada, estructuras lenticulares de arena y conglomerados de bases canalizadas, y niveles de paraconglomerados de matriz fina cerca de la base (Figura 2.12).

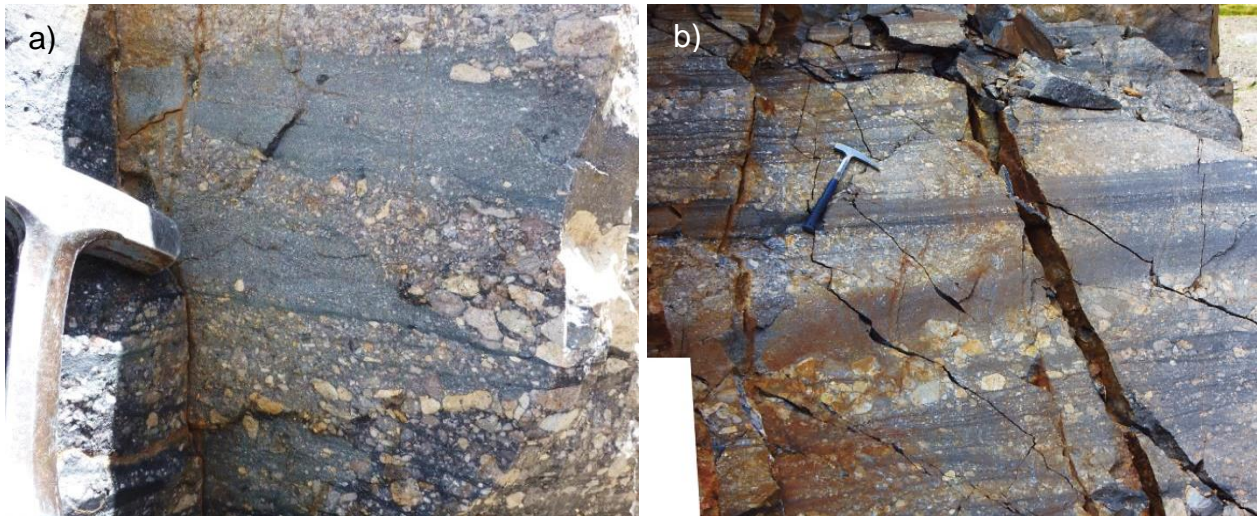


Figura 2.8: Conglomerados de la sección basal de la Formación Quebrada Seca: a) Estratificación cruzada en arenisca y lentes de conglomerado acanalados, con gravas de lag en la base. b) Areniscas con estratificación planar y lentes de conglomerados.

Salazar y Coloma (2016) obtienen una edad U-Pb en circón detrítico dentro de la zona de estudio, que arroja una edad máxima de depositación de ~ 66 Ma. Además obtienen dos edades Ar^{40}/Ar^{39} en anfíbola, de una toba de la base de la formación de ~64 Ma, y de un domo en el río Manflas de ~65 Ma, similar a la obtenida por Moscoso *et al.*, (2010) en roca total del mismo domo. Finalmente ellos reinterpretan las otras

edades de ~ 32 Ma y ~22 Ma obtenidas anteriormente por Moscoso *et al.*, (2010) para esta formación, como rejuvenecidas por la intrusión y el volcanismo respectivamente, reasignando una edad campaniana-daniana a esta formación.

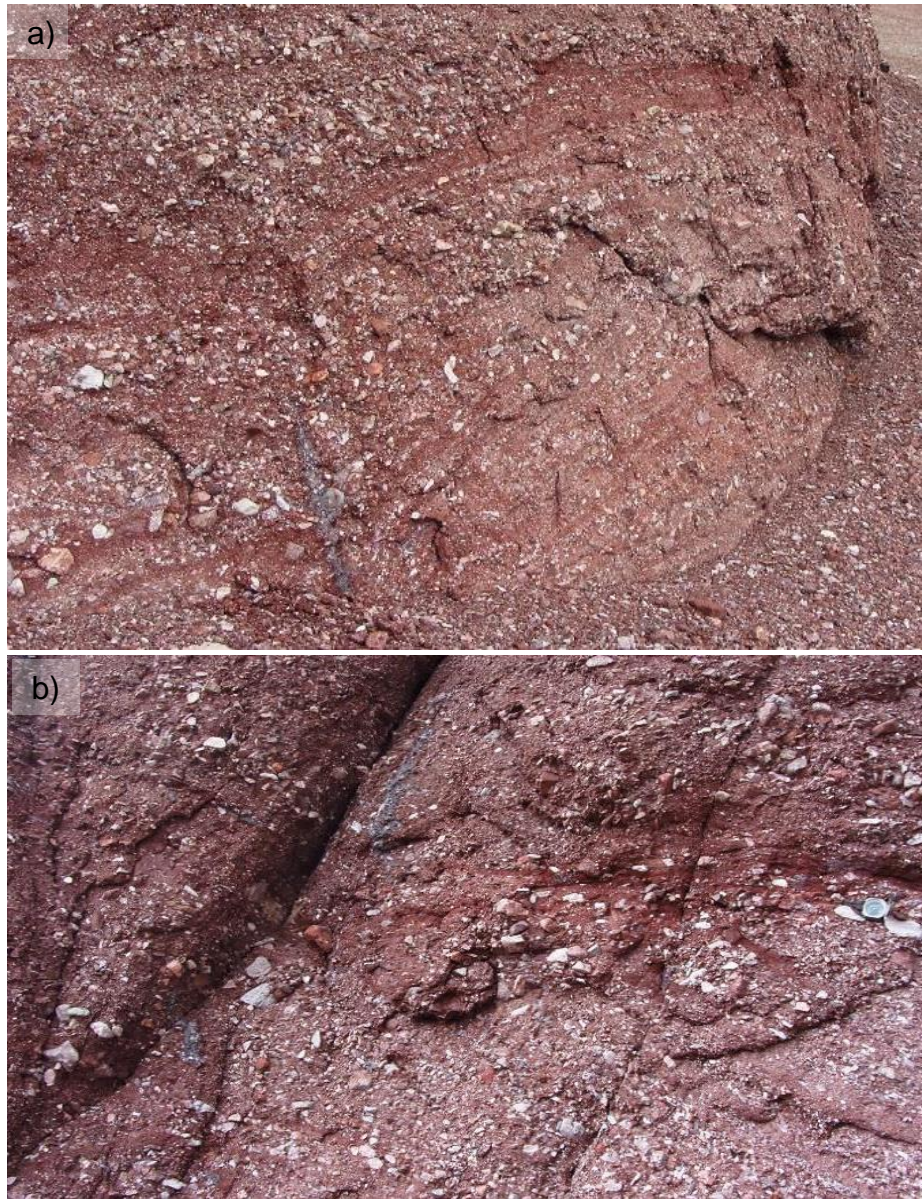


Figura 2.9: Conglomerados de la sección basal de la Formación Quebrada Seca: a) Estratificación cruzada de bajo ángulo en lentes de arenisca. b) Imbricación de clastos en conglomerado brechoso.



Figura 2.10: Areniscas del miembro 2 de la Formación Río de la Sal. a) Estratificación masiva predominante. b) intercalación de niveles con mudclast en arenisca media. c) Ondulitas con bioturbación. d) laminacion planar de arenisca fina con limolita intercaladas.



Figura 2.11: a) En línea negra se resalta una nido con dos cámaras. b) Hoyuelos de raicillas. c y d) Nido de abeja o avispas. e) vista en planta de marcas de lluvia o excavaciones rellenas de arenisca gruesa.

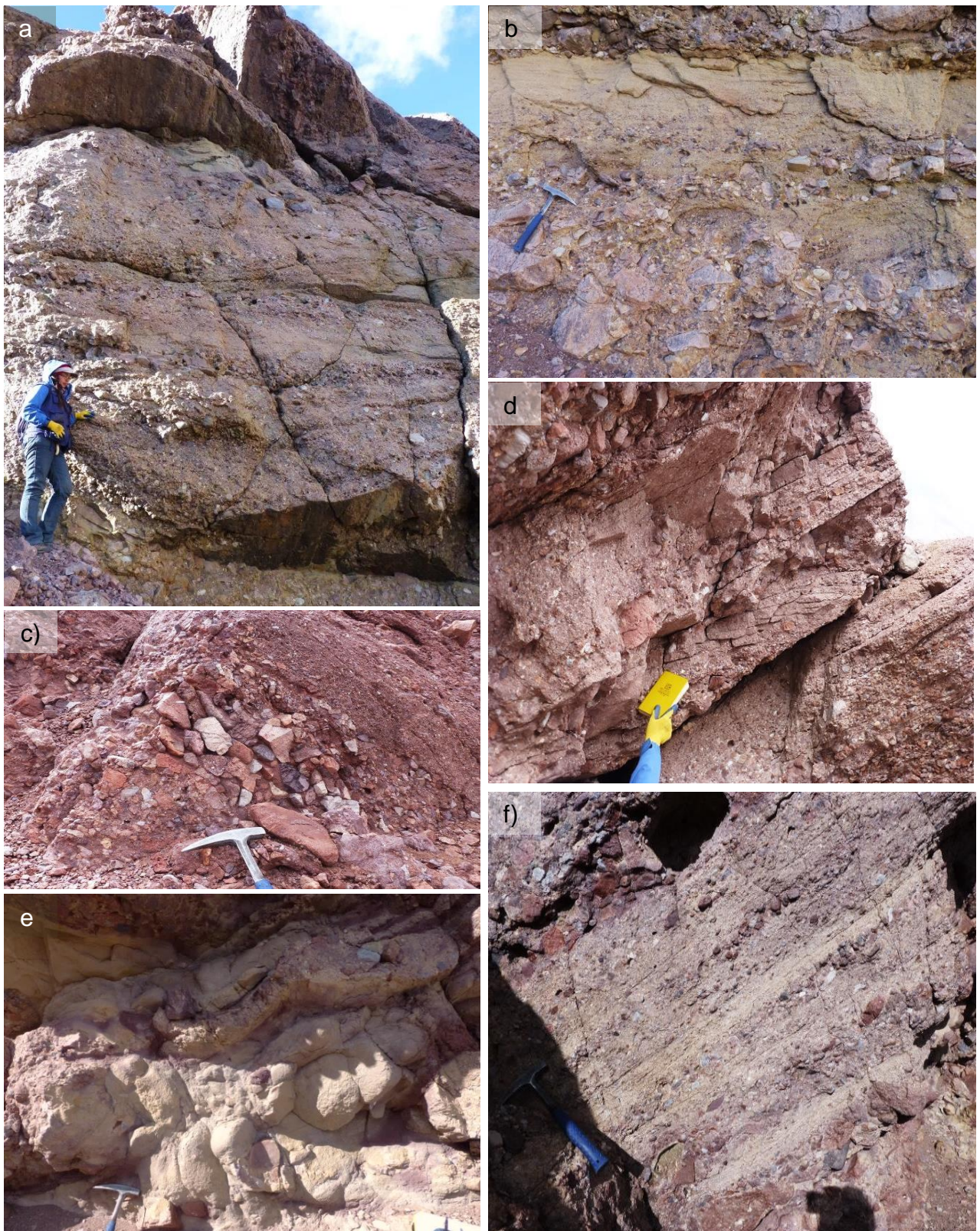


Figura 2.12: a) Afloramiento de conglomerados bien estratificados. b) Niveles de arenisca gruesa laminada. c) Lentes de conglomerado brechoso clastosoportado. d) Estratificación cruzada en areniscas. e) Nivel de con intraclastos de conglomerado. f) Laminación paralela con intercalaciones de arenisca.

2.1.4 Formación Doña Ana

(Mioceno inferior)

Definida por Thiele (1964), en la cordillera Doña Ana, como una sucesión volcánica, que se apoya en discordancia sobre rocas paleozoicas y mesozoicas. Makshev *et al.* (1984) diferenció dos miembros. El miembro inferior, Tilito, compuesto por rocas volcanoclásticas riolíticas y dacíticas intercaladas con sedimentitas volcanoclásticas, y el miembro superior, Escabroso, compuesto por lavas andesíticas y basálticas. Su espesor en la zona tipo, varía de 800 a 1.250 m. Martín *et al.* (1995) eleva los miembros a formaciones, que estarían separadas por una discordancia angular, que conformarían el Grupo Doña Ana. Sin embargo esta discordancia es difícilmente reconocida, por lo que Salazar y Coloma (2016), la vuelven a considerar como formación.

En este estudio, se reconoce una sucesión de entre ~30 y ~100 m de espesor, compuesta de tobas andesíticas, grises y rosadas, vítreas de ceniza y de lapilli (Figura 2.13), que descansan en discordancia angular directamente sobre la Formación Guanaco Sonso (Figura 2.4 y Figura 2.6) y están espacialmente relacionadas con sills, diques y cuerpos intrusivos andesíticos subvolcánicos de colores negro y verde, que a su vez intruyen, canalizados por fallas normales (Figura 2.6), a las rocas subyacentes de las formaciones Quebrada Seca y Guanaco Sonso.

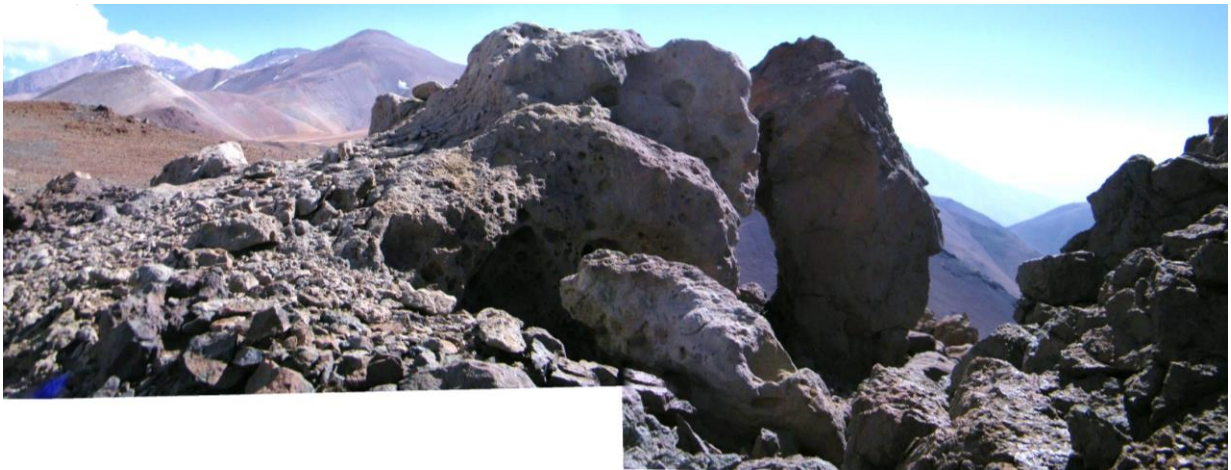


Figura 2.13: Afloramiento de toba gris andesítica de lapilli vesicular.

Makshev *et al.* (1984), en las cercanías de la cordillera Doña Ana, obtiene edades K-Ar de ~27 a 22 Ma para el miembro Tilito, y de ~26 a 19 Ma para el miembro Escabroso, y asignan una edad oligocena superior a miocena inferior para esta formación. Martín *et al.*, (1995) obtiene otras edades K-Ar asignando los rangos de ~27-

21 Ma, y ~21-17 Ma para sus formaciones Tilito y Escabroso respectivamente, en la franja del Indio, concordantes con posteriores edades Ar⁴⁰-Ar³⁹ obtenidas por Bissig *et al.*, (2001) para la misma zona. Por último Salazar y Coloma (2016), obtienen dos edades U-Pb en circón, en tobos, ambas de ~21 Ma, una de las cuales se encuentra en la zona de estudio, y la otra 25 km al norte, consistentes con edades K-Ar en roca total, obtenidas anteriormente por Moscoso *et al.* (2010) para la misma zona de ~22 y 17 Ma. Por lo que asignan un rango de edad Burdigaliano - Aquitaniano a esta formación.

Maksaev *et al.* (1984), sugieren que la Formación Doña Ana es el resultado de un volcanismo bimodal, cuyos productos, en parte, se superponen y en parte se interdigitan, argumentando la irregular distribución de los dos miembros definidos por el marcado contraste litológico entre ambos, junto con el hecho que el Miembro Escabroso se apoye, en parte, directamente sobre el basamento. También propone que este volcanismo estuvo asociado a centros de emisión diferentes, separados tanto espacial como temporalmente. Más al norte, Salazar y Coloma (2016), la observan interdigitando con sucesiones aluviales provenientes desde el oeste y acomodada por fallas normales hacia el este.

2.2 Complejo Plutónico Chollay

(Triásico Inferior a Medio)

La unidad Chollay fue originalmente definida por Nasi *et al.* (1985), entre los 28° y 29° S, para cuerpos plutónicos de monzogranitos y sienogranitos que componen al Batolito Chollay. Según Martín *et al.* (1995), los granitos de Chollay serían indistinguibles de aquellos pertenecientes a la unidad El León definidos por Mpodozis y Cornejo (1988), por lo que se agrupan los dos últimos en la Superunidad Ingaguás, según la definición de Mpodozis y Kay (1990). Posteriormente, Salazar *et al.*, (2013), define el Complejo Plutónico Chollay, que agrupa en base a la petrografía y geocronología a los plutones pertenecientes a las unidades Chollay, Guanta y Montosa, reagrupándolas bajo el concepto de “complejo plutónico” que representa con conjunto de plutones que pueden tener diversas composiciones pero que comparten un mismo sitio estructural de emplazamiento y un rango acotado de edad. Ellos definieron cuatro asociaciones litológicas: dioritas y gabros de piroxeno (Trch(gb)), tonalitas de biotita y anfíbola (Trch(t)), granodioritas de biotita y anfíbola (Trch(gd)), y monzogranitos de biotita y anfíbola (Trch(mg)), a las que Ortiz y Merino (2015) agregan la quinta asociación (Trch(sg)) de sienogranitos de color anaranjado.

En el lado occidental de la zona de estudio, afloran dos litofacies, tonalita y sienogranito que se encuentran intruyendo a la Formación Las Placetas (Figura 2.5), y en contacto por falla, cabalgando sobre la Formación Guanaco Sonso (Figura 2.18). El cuerpo tonalítico, en las cercanías del contacto por intrusión con la Formación Guanaco

Sonso, se observa con una textura bandeada muy marcada (Figura 2.14). Este bandeamiento podría ser descrito como una textura migmatítica nebulítica (Mehnert, 1968), que pueden ser características de borde de cuerpos plutónicos masivos cuyo calor al momento del emplazamiento puede generar metamorfismo de alto grado y fusión parcial de la roca caja. Por lo tanto los bordes del plutón pueden estar compuestos de una mezcla continua y heterogénea de fases cristalizadas a partir del material magmático, fases recrystalizadas de a partir de la fusión parcial de la roca caja, y fases minerales relictas de la roca original.

El cuerpo sienogranítico, es de poca extensión y forma irregular, se encuentra emplazado entre la tonalita y la Formación Guanaco Sonso. Su mineralogía está compuesta principalmente por ortoclasa perfitica de grano grueso, con menor cuarzo y biotita, ambas de grano grueso a medio.

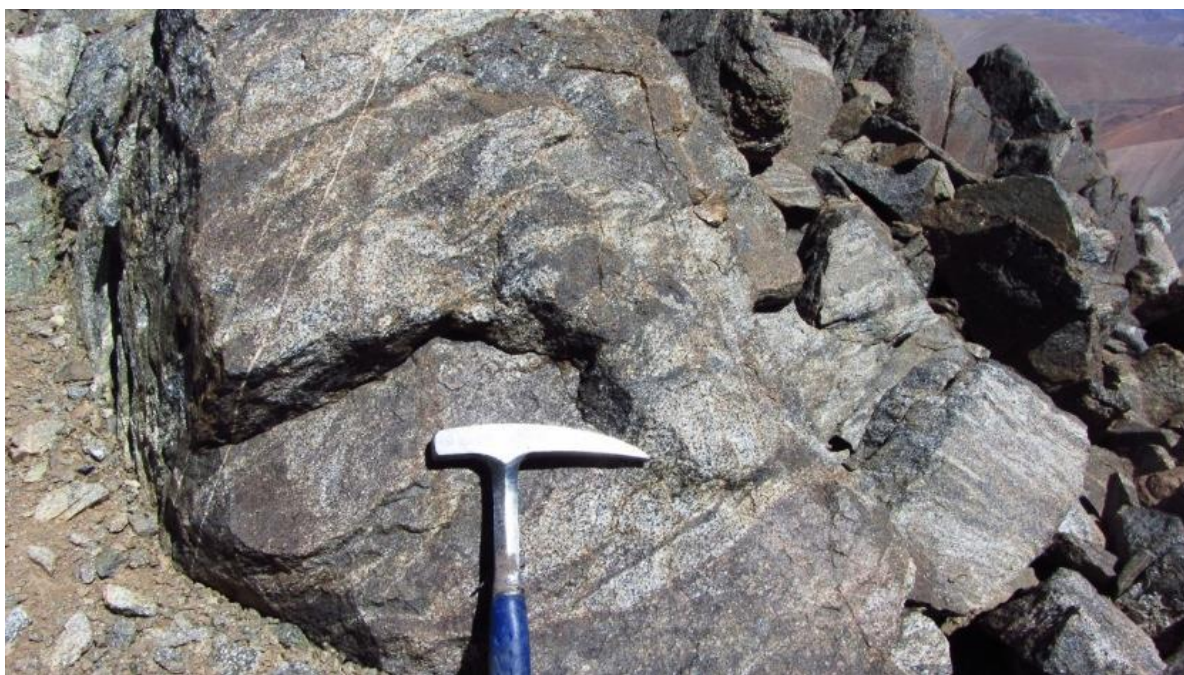


Figura 2.14: Tonalita bandeada.

Nasi *et al.* (1985) obtienen una edad K-Ar para la unidad Chollay en la Franja de El Indio de ~238 Ma, cercanas a aquellas obtenidas por Martin *et al.* (1995) de U-Pb en circones de ~242. Estas edades estarían en el mismo rango de edades U-Pb y K-Ar obtenidos por Salazar *et al.* (2013) entre 248 y 237 Ma, por lo que se le asigna una edad triásica inferior a media.

La signatura geoquímica obtenida para este complejo por Coloma *et al.* (2017) posee indicadores característicos de márgenes convergentes y de subducción activa, como enriquecimiento en elementos de alto radio iónico como el Ba, K y Th, y

empobrecimiento en Ta, Nb, P y Ti. Además, atribuyen las variaciones en la saturación de alúmina de distintas unidades intrusivas a variaciones en el aporte cortical en la génesis de los magmas que compusieron el complejo. Por otro lado, coinciden con Mpodozis y Kay (1990, 1992) en que la corteza durante este período habría estado adelgazada con respecto a la del Carbonífero-Pérmico.

2.3 Estructuras

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la unidad morfoestructural denominada Cordillera Frontal, cuyo estilo de deformación es de escama gruesa, caracterizado por bloques de basamento paleozoico-triásico medio, alzados por fallas de alto ángulo y cubierto por franjas longitudinales de sucesiones meso-cenozoicas (Moscoso y Mpodozis, 1988; Martínez *et al.*, 2015). En la zona de estudio, los bloques de basamento están limitados por fallas inversas de alto ángulo de vergencia oriental y occidental, que definen una zona triangular al centro del perfil de la Figura 2.15, dónde se preserva parte de la cubierta meso-cenozoica.

Las diversas fallas normales e inversas que afectan a las unidades litoestratigráficas de este estudio se presentan en el perfil estructural a continuación y de acuerdo a sus características han permitido diferenciar tres dominios o generaciones estructurales principales.

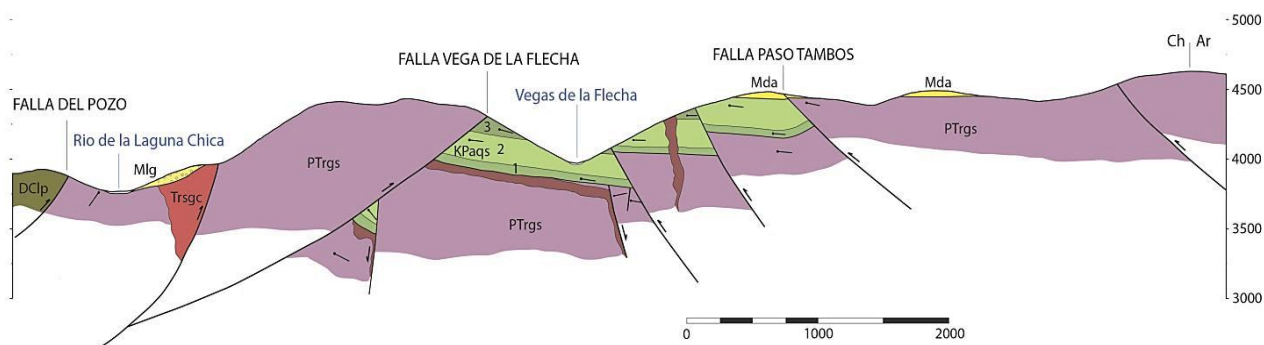


Figura 2.15: Perfil estructural A-A', ver traza en mapa de la Figura 2.2.

2.3.1 Fallas normales triásicas

Se han reconocido numerosas fallas normales subverticales, cuyo desplazamiento es de sólo algunos metros, que afectan exclusivamente a la sucesión triásica (Figura 2.2, Figura 2.16, Figura 3.1). Ellas se han interpretado como sincrónicas a la depositación de la misma, controlando la distribución y geometría de sus subunidades o facies (ver sección 3.3).

Son abundantes en el sector oriental de la zona de estudio y se encuentran selladas por las sedimentitas paleocenas y volcanitas miocenas de las formaciones Quebrada Seca y Doña Ana (Figura 2.6). Parecen estar cortadas por las fallas inversas que afectan a las unidades Cenozoicas, sin señales de reactivación.

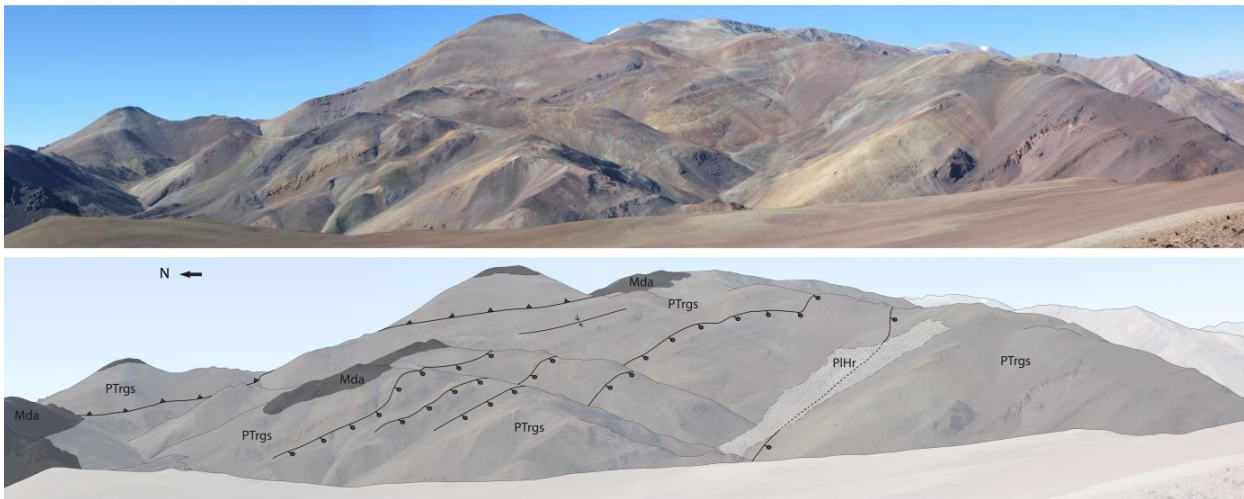


Figura 2.16: Numerosas fallas normales afectando a los estratos de la Formación Guanaco Sonso.

Algunas de estas fallas, parecen haber sido aprovechadas como conductos, por pequeños cuerpos intrusivos andesíticos y riolíticos, que parecen estar asociados al volcanismo mioceno (Figura 2.6).

La estrecha relación documentada en este trabajo entre estas fallas y la acumulación de las volcanitas y sedimentitas triásicas, junto con el poco desplazamiento que registran y la ausencia de evidencia de movimiento que afecte a otras unidades, indican que su vida fue corta y estuvo restringida a la edad de la Formación Guanaco Sonso.

2.3.2 Falla normal paleocena

Se trata de una falla normal subvertical que aflora a ambas laderas del río de la Laguna Chica, que tiene un desplazamiento mucho mayor a las descritas anteriormente, de unos 600 m aproximadamente. Desplaza a las rocas de las formaciones Guanaco Sonso y Quebrada Seca (Figura 2.17). En la misma figura se observa la falla normal truncada por la falla Vega de la Flecha sobrepuesta, que alza un bloque de basamento por sobre las sedimentitas paleocenas.

Si las fallas inversas son consideradas todas de la misma edad, y ya que en la sección 2.3.3 se les asigna una edad miocena, la actividad de la falla normal aquí descrita puede ser acotada entre el Triásico y el Mioceno.

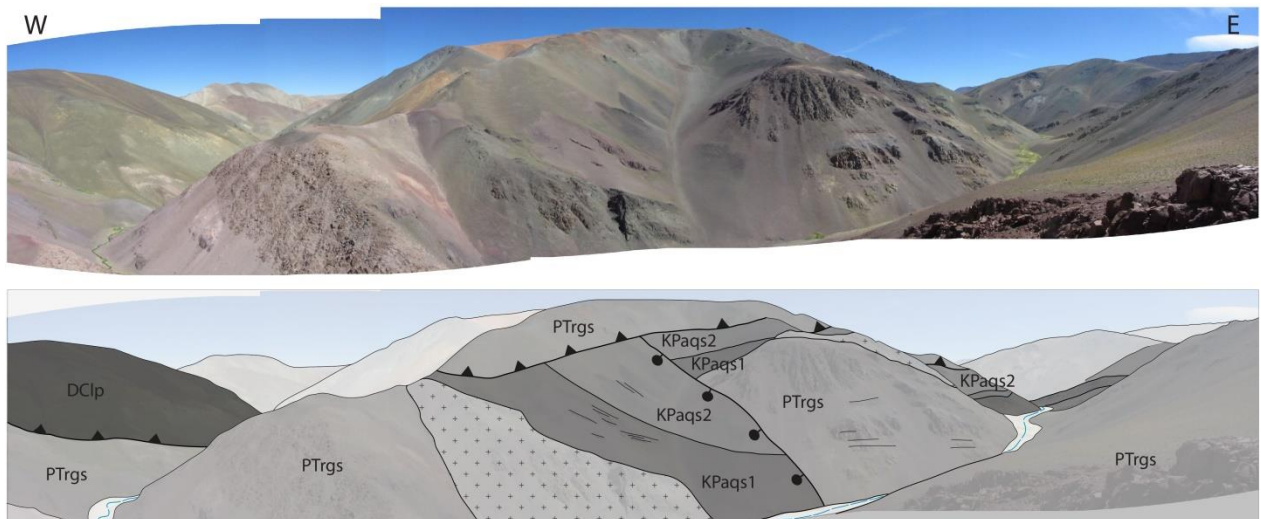


Figura 2.17: Falla normal de alto ángulo y vergencia oeste que contrapone a las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso con las sedimentitas de la Formación Quebrada Seca. Arriba, la falla inversa Vega de la Flecha.

Es probable que el origen de esta falla normal haya sido similar a las anteriores, es decir, haberse generado durante el Triásico Inferior y luego haber sido reactivada durante o posterior al Paleoceno, en algún evento extensional, posiblemente el que dio origen a la cuenca en que se depositó la Formación Doña Ana. Aunque no se observan evidencias que realmente descarten que su origen corresponda a un evento tectónico distinto, ya sea previo o posterior a la depositación de las volcanitas triásicas.

2.3.3 Fallas inversas terciarias

En la zona de estudio se observan varias fallas inversas de alto ángulo y orientación NNE, que en la parte oriental tienen vergencia oeste y en la parte occidental tienen vergencia este, definiendo una pequeña zona triangular al centro, donde justamente se preservan las sedimentitas paleocenas. Además, esta configuración genera una depresión local en la parte norte de la zona de estudio que permite y alberga el desarrollo de amplios abanicos aluviales activos, poco recurrentes en este tipo de relieve.

En el dominio occidental de la zona de estudio, Reutter (1974) describió la falla Vega de la Flecha como una falla de vergencia este, que en el norte, a la latitud del Paso de la Flecha, pondría a las volcanitas triásicas contra la sedimentitas cenozoicas, mientras que en el sur, en el cerro Las Placetas estaría alzando a la Formación Las Placetas por sobre las mismas sedimentitas.

En este trabajo se ha determinado que la falla Vega de la Flecha, corresponde más bien a tres fallas semiparalelas que se unen al sur del río de la Laguna Chica (Figura 2.2). La Falla del Cordón del Cobre, es la central y más persistente, por lo que se considera como la principal. Es la responsable de levantar el bloque de basamento compuesto por los plutones triásicos por sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso (Figura 2.18, Figura 2.19), mientras que la falla Vega de la Flecha nace de la anterior como un *shortcut*, levantando a las volcanitas triásicas de la Formación Guanaco Sonso, que son el bloque yacente de la falla principal, por sobre las sedimentitas de la Formación Quebrada Seca (Figura 2.7, Figura 2.17, Figura 2.19), cortando también a la falla normal que afecta a esta última formación en la ladera norte del Río de la Laguna Chica. Por último, la tercera falla del sector occidental, es ligeramente de menor inclinación y pone en contacto a las sedimentitas devónicas de la Formación Las Placetas con las volcánitas de la Formación Guanaco Sonso, entre las quebradas del Pozo y el río de la Laguna Chica.

En el dominio oriental de la zona de estudio, las fallas inversas son de vergencia oeste. La falla de mayor desplazamiento corresponde a la falla Paso Tambos, cuya traza es paralela y muy cercana a la frontera, donde levanta a la Formación Guanaco Sonso por sobre las formaciones Quebrada Seca y Doña Ana (Figura 2.4, Figura 2.20, Figura 2.21).

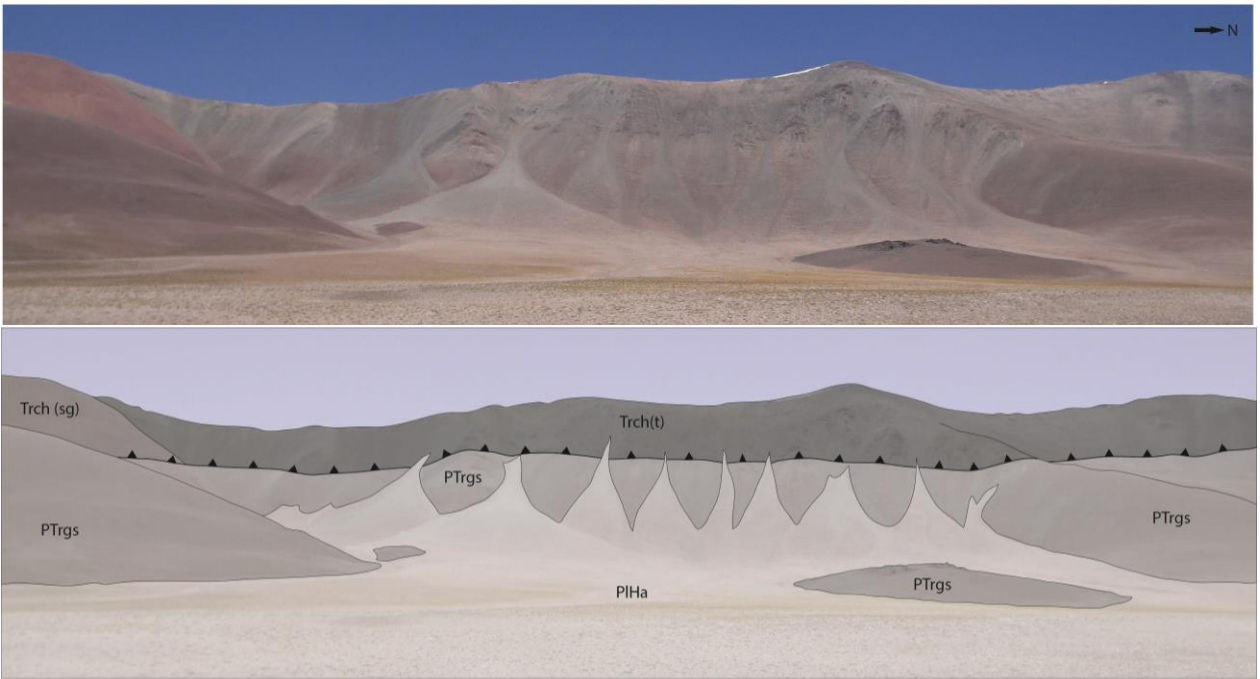


Figura 2.18: Falla Cordón el Cobre, que cabalga a la tonalita y sienogranito del Complejo Plutónico Chollay por sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso.

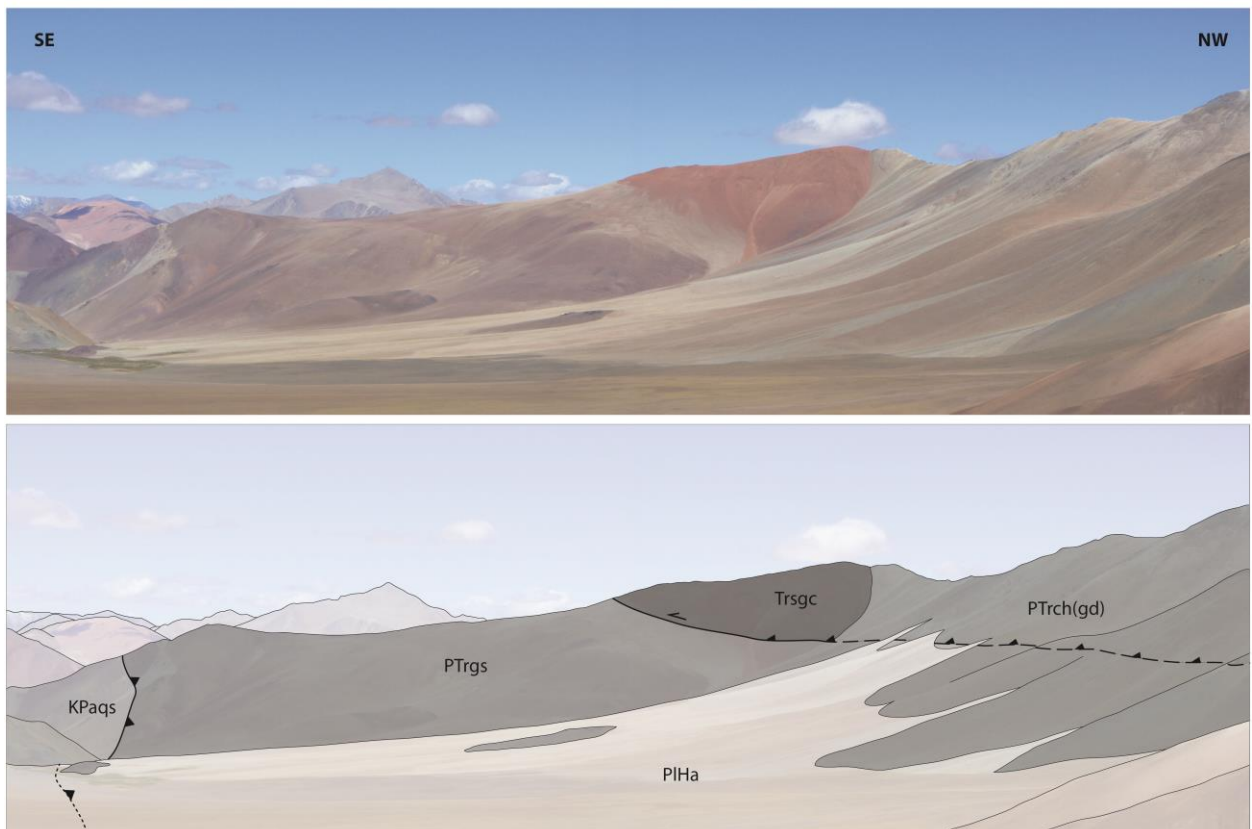


Figura 2.19: Falla Cordón del cobre que levanta los intrusivos triásicos del Complejo Plutónico Chollay por sobre las volcanitas de la Formación Guanaco Sonso.

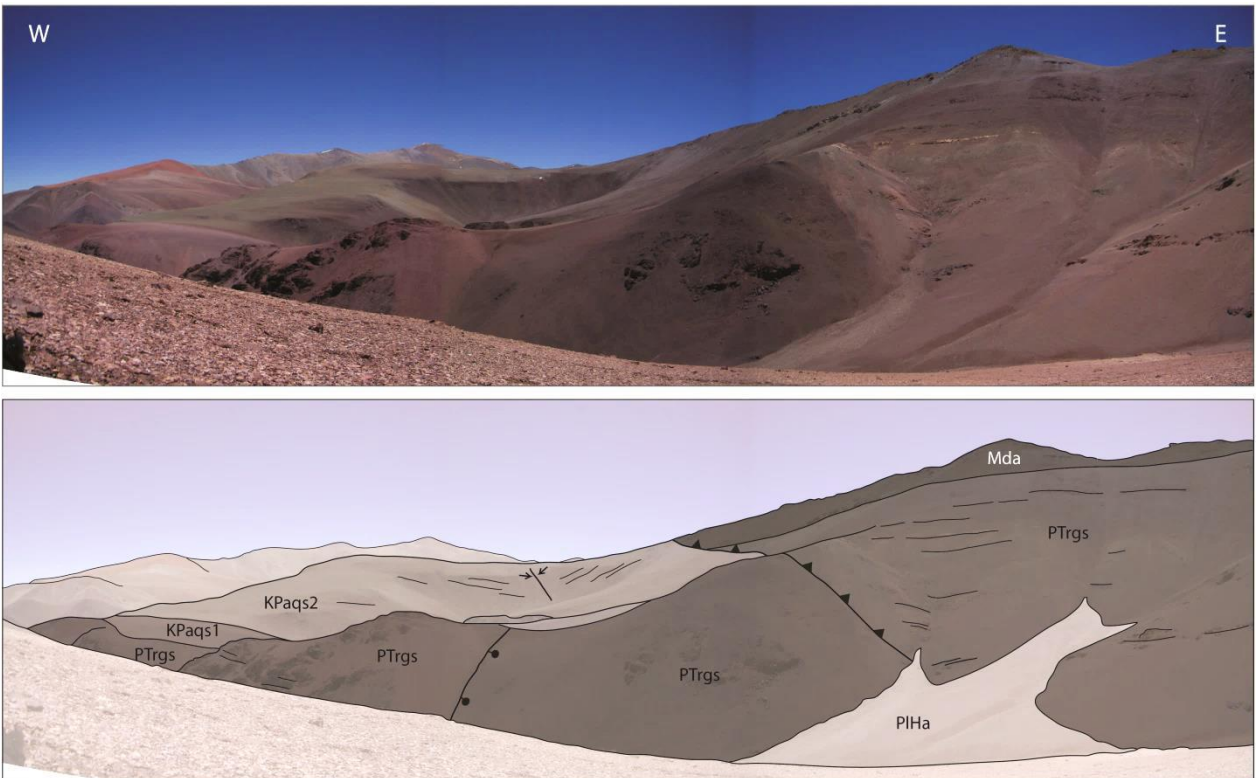


Figura 2.20: Falla Paso Tambos de alto ángulo, que cabalga a la Formación Guanaco Sonso sobre la Formación Quebrada Seca, que se encuentra plegada en el bloque yacente.

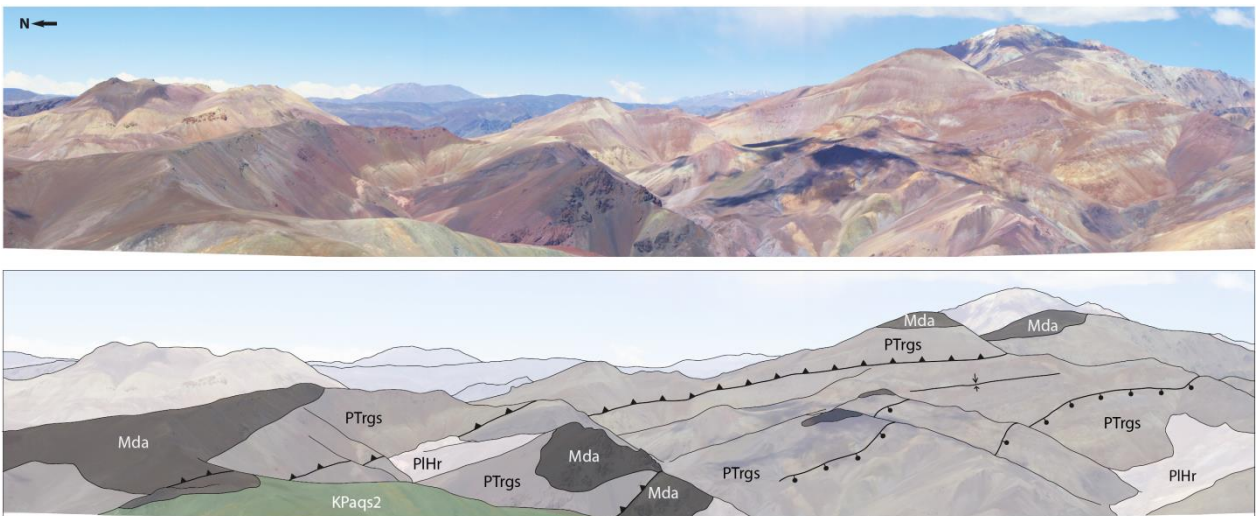


Figura 2.21: Falla Paso Tambos y sinclinal asociado cortando las formaciones Guanaco Sonso (PTrgs), Quebrada Seca (KPaqs) y Doña Ana (Mda).

Es importante señalar que el desplazamiento que presenta la Formación Guanaco Sonso por sobre la Formación Quebrada Seca es mucho mayor al desplazamiento que sufren las tobas de la Formación Doña Ana. Además, la

deformación que presenta la Formación Quebrada Seca asociada a este cabalgamiento, es mayor que el que presenta la Formación Doña Ana, que a su vez descansa en discordancia sobre las sedimentitas deformadas en el bloque colgante de la falla, y directamente sobre las volcanitas triásicas en el bloque yacente (Figura 2.21). Esta configuración permite deducir que la falla Paso Tambos habría estado activa antes y después de la depositación de la Formación Doña Ana. Más aun, es probable que la falla se hubiera desplazado lo suficiente como para que se pudieran erosionar las sedimentitas paleocenas del bloque colgante, previamente a la depositación de las tobas miocenas. Continuando tal desplazamiento en menor medida después de su depositación, por lo que se puede acotar su edad mínima al Mioceno inferior.

Las otras fallas inversas son de menor extensión y afloran en la ladera oriental de la Vega de las Flechas, donde cortan y repiten a las sedimentitas de la Formación Quebrada Seca y que, por lo tanto, su edad mínima es paleocena.

Capítulo 3. ANÁLISIS DE FACIES

El término “facies” o “litofacies” se define como una unidad de depósito o roca que es distinta a otras partes o unidades del mismo(a), por poseer una combinación específica y diferenciable de aspectos texturales, estructurales, composicionales y geométricos. Estas características particulares son producto, y por lo tanto reflejan, un conjunto de condiciones físicas, químicas, topográficas y climáticas del ambiente depositacional, además de evidenciar la naturaleza de la fuente del material y los mecanismos de transporte y depositación, al momento de la depositación (Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002).

En este capítulo se describen, analizan e interpretan las distintas litofacies piroclásticas y sedimentarias que componen la parte superior de la Formación Guanaco Sonso, que aflora en la Quebrada Los Amarillos (Figura 2.6), con el fin de comprender y caracterizar los procesos involucrados en su acumulación, lo que permitió interpretar el ambiente volcanosedimentario y la evolución de la cuenca que albergó estos depósitos.

Para esto se construyó un perfil de afloramiento que se presenta en la lámina a continuación (Figura 3.1), cuya información se levantó a partir de 5 columnas estratigráficas y observaciones sobre las variaciones laterales, estructuras, geometría y relaciones de contacto entre las facies.

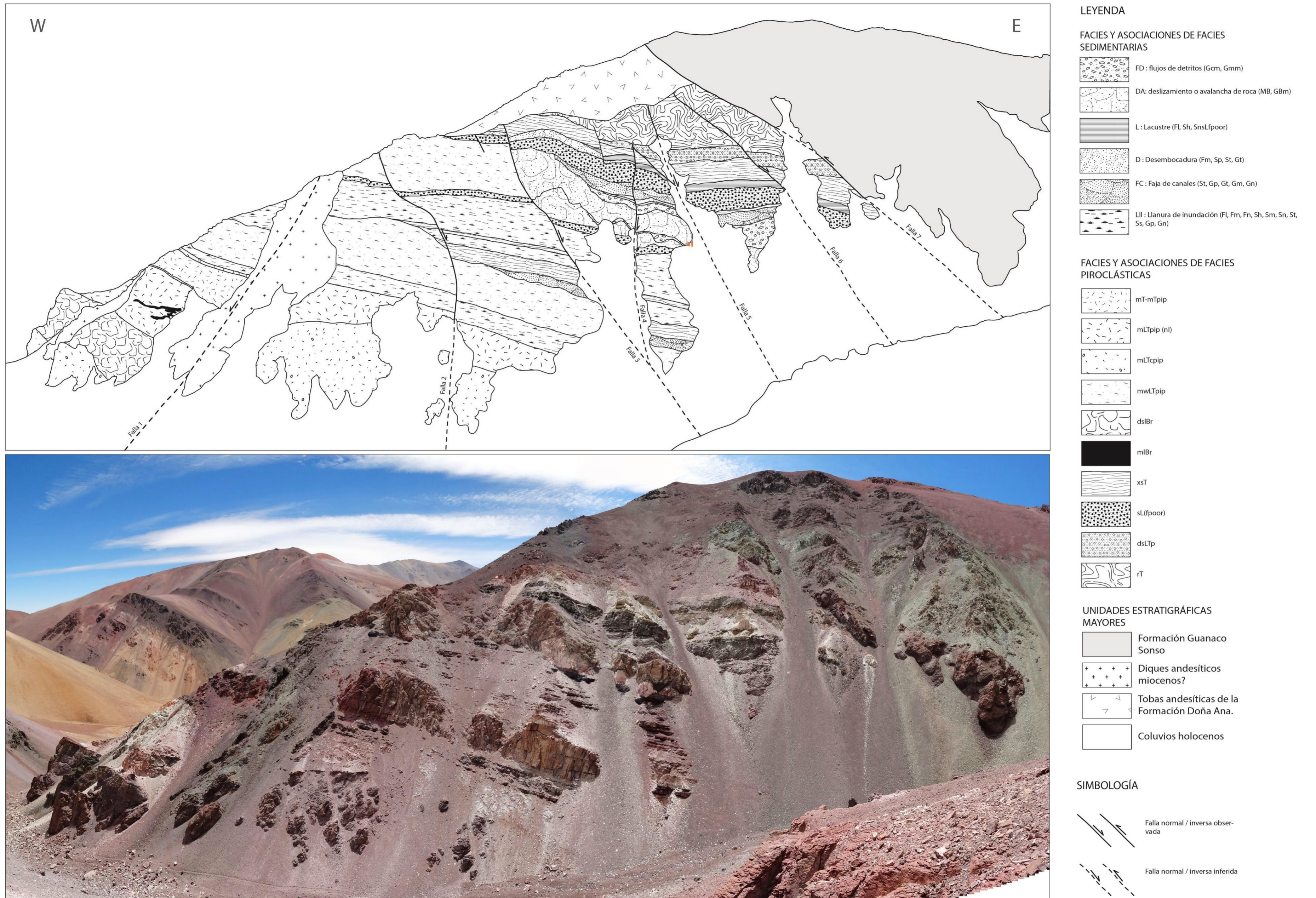


Figura 3.1. Perfil de afloramiento de facies y asociaciones de facies. Ampliación y simbología en lámina a continuación.

3.1 Análisis de facies piroclásticas

3.1.1 Marco teórico

3.1.1.1 Flujos de densidad piroclásticos y sus depósitos.

Un flujo de densidad piroclástico es una mezcla heterogénea de partículas volcánicas y gas, que fluyen en la superficie de la Tierra controladas por la gravedad y de acuerdo a la diferencia de densidad con respecto a la del fluido envolvente (Branney y Kokelaar, 2002; Sulpizio y Dellino, 2008). Pueden generarse a partir de distintas fuentes y de distinta manera, durante erupciones explosivas o por colapso de domos. Pueden transportar grandes cantidades de material caliente a gran velocidad, por varios kilómetros de distancia, lo que las hace fenómenos altamente destructivos y atractivos de estudiar.

Su anatomía está básicamente compuesta de dos partes intergradacionales, el flujo inferior y la nube o pluma coignimbrítica. El flujo inferior es más denso que el aire (o fluido envolvente) y fluye directamente sobre el sustrato, mientras que la nube coignimbrítica es menos densa que el aire y flota convectivamente. El flujo inferior a su vez, comprende una parte basal dominada por la interacción de partículas, seguida de una parte turbulenta o surge, dominada por procesos tractivos. Estas dos partes, no son más que los miembros extremos de un espectro continuo de flujos de densidad piroclásticos, cuyo registro sedimentológico es función de la concentración de partículas, tasas de cizalle internas, tasas de depositación, y de cómo éstas varían en el tiempo y el espacio (Sulpizio y Dellino, 2008). De ahora en adelante en este trabajo, y de acuerdo con lo propuesto para el flujo piroclástico y el surge, estos serán nombrados usando los términos flujo denso o diluido respectivamente, de acuerdo a la información sedimentológica proporcionada por la descripción de litofacies y sus geometrías.

La manera en que los depósitos registran las condiciones físicas de emplazamiento ha sido muy discutida en la literatura, sin embargo para este trabajo se han tomado en cuenta los tres modelos principales de mecanismos de transporte y depositación, descritos a continuación.

El primer modelo, ha sido ampliamente aceptado en el pasado, y establece que el material piroclástico se transportaría en un flujo granular, denso y laminado, con una cabeza fluidizada por el aire entrante, y cuya estructura interna se conservaría en el depósito una vez que el flujo se detiene, lo que se denomina depositación en masa, generando una capa masiva y gradada, e idealizada en un modelo unidad de flujo ignimbrítico estándar (Figura 3.2; Sparks *et al.*, 1973).

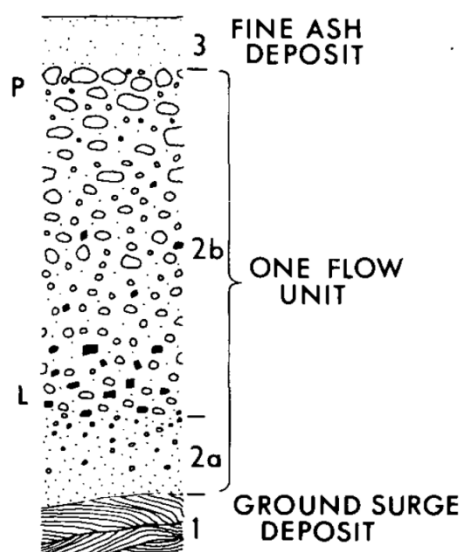


Figura 3.2: Unidad de depósito ignimbrito estándar a partir de un flujo piroclástico (extraído de Sparks *et al.*, 1973).

El segundo es un modelo de depositación agradacional, que considera los flujos piroclásticos como corrientes estratificadas según densidad, cuya parte inferior estaría más concentrada y por ende se podrían inhibir allí turbulencias y selección. Esta interfaz es denominada zona de borde de flujo (Figura 3.3), y comprende la parte más baja de la corriente, el borde de depositación y la parte más alta del depósito. El borde de flujo desde donde se depositan las partículas de manera sostenida e incremental, construyendo el depósito de la base hacia arriba, y que por lo tanto, registra en él, sólo las condiciones de depositación del borde del flujo y sus variaciones en el tiempo. Por lo tanto, este modelo permite interpretar las condiciones de borde al momento de la depositación para cada ignimbrita, sin necesidad de considerar una unidad de flujo idealizada (Branney y Kokelaar, 2002), y que no registra necesariamente la estructura interna del flujo.

El tercero, integra ambos modelos anteriores, dando un carácter pulsativo a la depositación de partículas en la zona de borde de flujo, es decir, la agradación puede ocurrir continua y progresivamente ó pulsativamente (Figura 3.4, Branney y Kokelaar, 1992). Este modelo entiende los flujos como corrientes estratificadas según densidad, cuyo flujo basal está generalmente dominado por la interacción entre partículas, y se constituye de pulsos granulares, que varían su espesor y magnitud en el tiempo. Esto permite considerar, en cada pulso individual, que la zona de borde de flujo fluctúa su espesor y que éste puede llegar a ser todo el espesor de la corriente. Esta fluctuación depende críticamente de la interacción entre las tasas de aporte de piroclastos (concentración de partículas), tasas de depositación, tasas de elutriación y tasa de reentrada de partículas (Sulpizio y Dellino, 2008).

Este modelo, considera que las oleadas piroclásticas, son más bien el extremo de un espectro continuo de flujos piroclásticos, que van de diluídos a concentrados. Donde los flujos diluídos generan depósitos de estratificación bien desarrollada, debido al soporte turbulento de las partículas y deposición de ellas en un borde de flujo fino, en cambio los flujos concentrados, generan depósitos masivos, debido a que el movimiento y soporte del flujo está dominado por la interacción entre partículas (Sulpizio *et al.*, 2007; Sulpizio y Dellino, 2008).

De esta manera entonces se establecen, 4 tipos de regímenes que dominan las condiciones de soporte y deposición en la zona de borde, que son completamente intergradacionales entre ellos (Branney y Kokelaar, 2002), y es común encontrar dominios mixtos (Sulpizio *et al.*, 2007). Ellos son: caída directa (depósitos de caída), granular (interacción entre partículas), escape de fluidos (fluidización y elutriación) y traccional

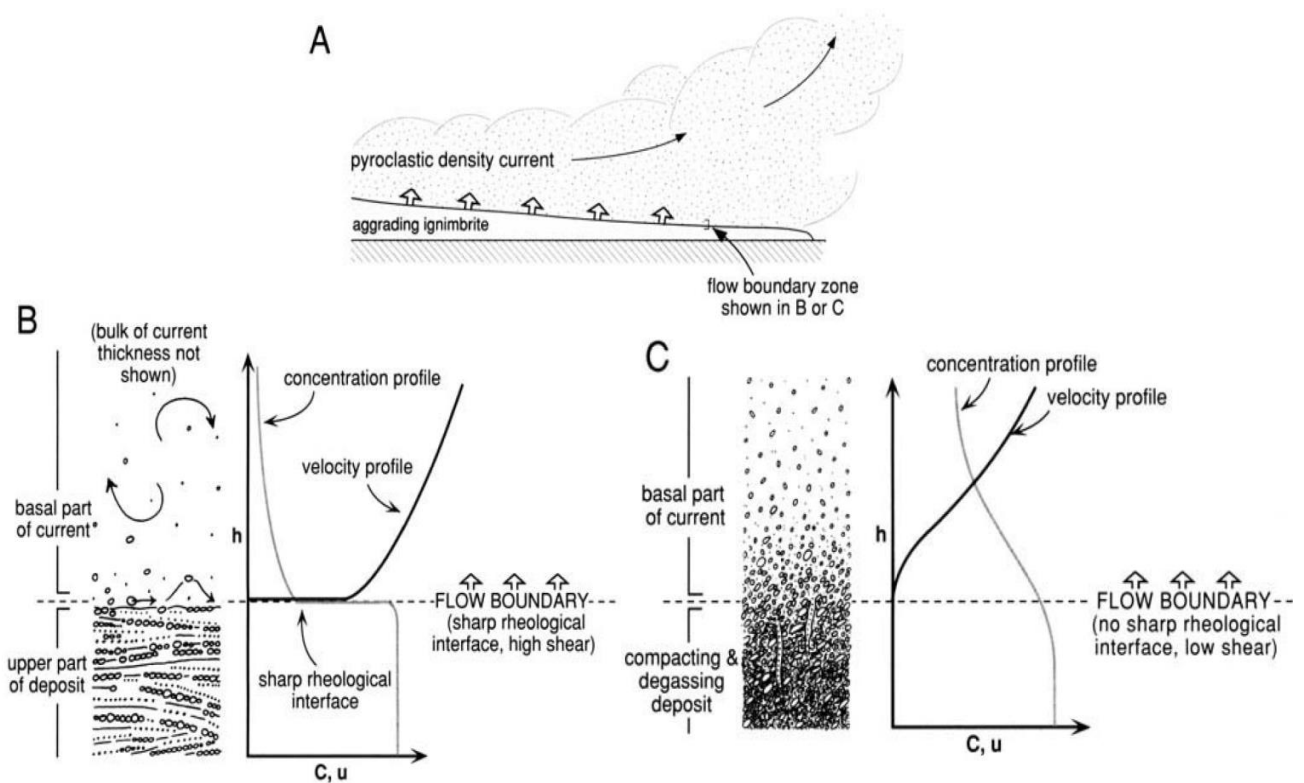


Figura 3.3: Modelo de deposición agradacional de Branney y Kokelaar (2002).

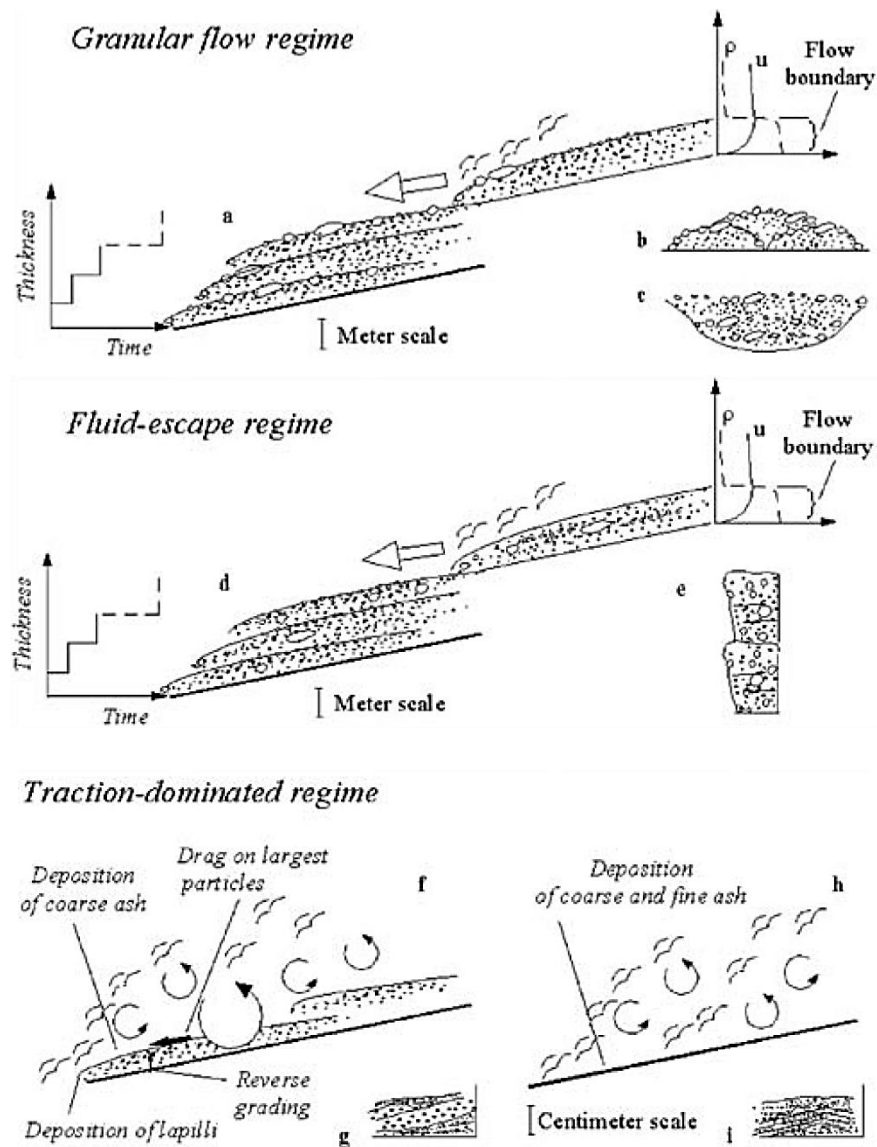


Figura 3.4: Modelo de deposición agradacional pulsativo, para los 3 tipos de regímenes en la zona de borde de flujo.

3.1.1.2 Mecanismos de soporte y segregación

Los flujos piroclásticos, son inherentemente heterogéneos, donde la fase fluida sostiene a las partículas a través de diferentes mecanismos: suspensión por turbulencia del fluido, saltación, tracción, suspensión, colisiones intergranulares, escape de fluidos y elutriación, flotabilidad de clastos, exceso de presión del fluido en los poros, y la resistencia del material (Branney y Kokelaar, 2002).

La diversidad de densidad, tamaño y forma de las partículas es característica de los flujos piroclásticos, y mayor a la de cualquier corriente siliciclástica, por lo que, los distintos clastos están sujetos a distintos mecanismos de soporte, comportándose

de manera diferente entre ellos y facilitando la segregación, la que a su vez induce la estratificación del flujo. Además, la combinación de estos mecanismos actuando sobre un conjunto de partículas, puede cambiar en el tiempo, es decir, las partículas pueden cambiar de un mecanismo a otro a medida que viajan en la corriente, modificando la segregación y la velocidad de depositación de ellas, determinando las características depositacionales y por lo tanto, su litofacies.

3.1.1.2.1 *Turbulencia*

El fluido turbulento ejerce fuerza sobre las partículas y las arrastra, a través de dos fenómenos principales (Figura 3.5). Este mecanismo soporta sólo los clastos más pequeños o menos densos (ceniza fina) y soporta parcial o intermitentemente a los clastos más grandes o densos que pasan la mayor parte de su tiempo en la base de la corriente, debido a que los flujos turbulentos o diluídos tienden a segregarse de acuerdo a las propiedades hidráulicas de las partículas (Figura 3.6).

Es decir, puede haber distintas poblaciones de clastos que estarían distribuidos verticalmente de acuerdo a su modo de transporte (suspensión, saltación y tracción), por lo que la zona de borde de los flujos turbulentos está generalmente dominada por tracción.

Al haber baja concentración de partículas, la interacción entre los clastos es despreciable, y domina el soporte turbulento, aunque a medida que aumenta la concentración, la importancia de las colisiones intergranulares y la flotabilidad aumentan.

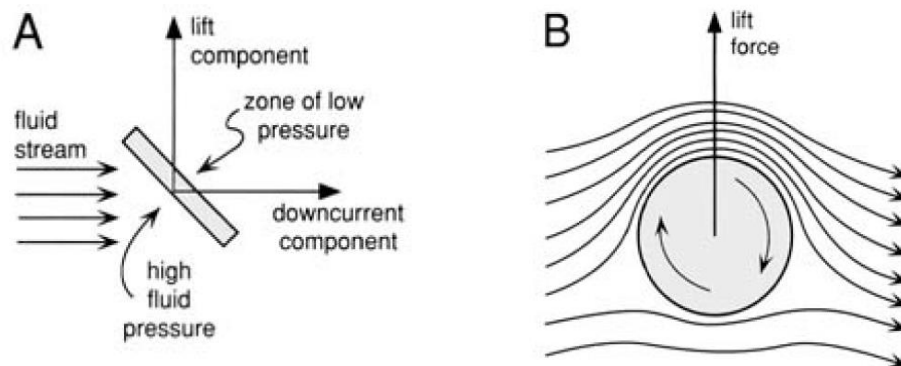


Figura 3.5: a) Efecto alerón en clastos no isométricos. b) Efecto Robins. Los clastos transportados por saltación tienden a rotar en torno a un eje trasversal al sentido del flujo, acelerando el fluido que pasa por encima y desacelerando el fluido que pasa por debajo, generando presiones locales que ejercen una fuerza de empuje. Extraído de Branney y Kokelaar, 2002.

3.1.1.2.2 Tracción

Los clastos son arrastrados por la corriente, deslizándolos o haciéndolos rodar a lo largo de la parte inferior de la zona de borde de flujo, estas fuerzas de arrastre pueden generar imbricaciones y estratificación difusa (Sulpizio y Dellino, 2008). Este mecanismo está siempre presente en la base de flujos diluidos (Figura 3.6), donde transporta a los clastos más densos, algunos de los cuales pueden alternar su mecanismo de soporte de tracción a suspensión, es decir, algunas partículas son arrastradas en la base del flujo o depositadas momentáneamente y luego pueden reingresar a la corriente, por empuje del fluido o por colisión con otro clasto. Se define así, la saltación, como un mecanismo mixto de soporte, donde los clastos son arrastrados en la base y luego suspendidos momentáneamente para volver al borde de flujo.

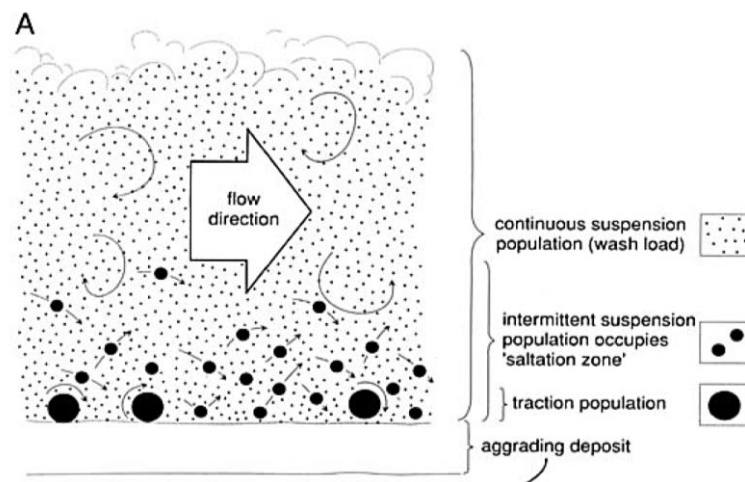


Figura 3.6: Segregación vertical dentro de un flujo turbulento. Extraído de Branney y Kokelaar, 2002.

El mecanismo de tracción, también puede estar presente en fluidos de mayor concentración, donde la base del flujo es granular, y los clastos más grandes pueden rodar a lo largo de la base.

3.1.1.2.3 Colisiones intergranulares

Las colisiones frecuentes entre clastos fuerzan a los clastos a apartarse unos de otros en todas las direcciones alrededor del vector promedio de movimiento que determina la dirección del flujo, generando presión dispersiva entre los granos y transmitiendo momentum a través de las colisiones. Este mecanismo de soporte domina en flujos densos, donde una masa de clastos se transporta con altas tasas

de cizalle interno. Pero también puede participar o dominar la base de algunos flujos estratificados.

La segregación en flujos granulares es muy efectiva, de acuerdo a tamaño, densidad y forma de las partículas, generando depósitos clastosoportados, bien seleccionados y gradados (Branney y Kokelaar, 2002). La gradación inversa del flujo puede ocurrir por tamizaje cinemático, donde los clastos más pequeños percolan entre clastos más grandes, y por presión cinemática, donde los clastos más grandes se ven sometidos a mayor presión dispersiva ya que reciben colisiones más frecuentes que los clastos más pequeños (Figura 3.7 a). Sin embargo, se ha discutido que en un flujo granular el gradiente de las tasas cizalle que disminuye hacia arriba en el flujo, genera un gradiente de fuerzas dispersivas, que provoca que los clastos más grandes migren preferentemente a niveles de mínimo “shear strain”, como lo es la superficie libre de un flujo granular (Bagnold, 1954).

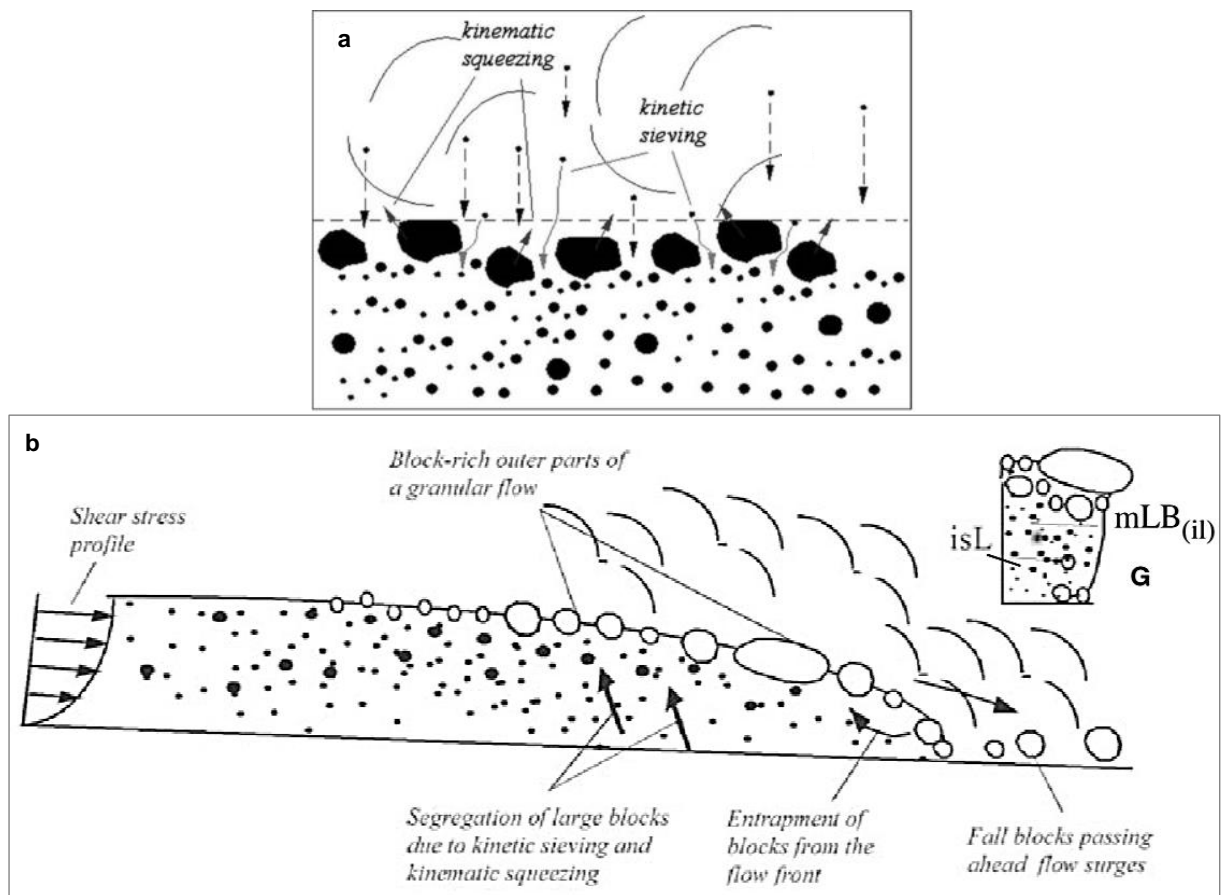


Figura 3.7: a) Esquema de procesos de segregación en un flujo granular; a la derecha arriba, registro sedimentario del flujo, con litofacies isL: estratificación impermanente de lapilli y mLB: lapilli y bloques masivos. b) Acercamiento a la zona de borde de flujo dominado por régimen granular. Extraída de Branney y Kokelaar, 2002.

No obstante lo anterior, el registro de un flujo granular estable, no debería poseer gradación inversa, según el modelo agradacional, ya que los clastos más grandes no se depositarían al estar muy por sobre el borde de flujo (Branney y Kokelaar, 2002). Ellos proponen que para que un depósito quede gradado, el flujo debe ser inestable, por ejemplo en las etapas crecientes (gradación normal) o menguantes (gradación inversa), explicando que un flujo inestable puede generar apilamiento de gradaciones normales e inversas. En cambio el modelo agradacional pulsativo, propone que la zona de borde del flujo granular es el flujo granular en sí, y que éste se deposita en masa, en varios pulsos consecutivos, que conservan su estructura gradada interna, y al estar apilados, repetirían dicha estructura (Figura 3.7 b).

3.1.1.2.4 Escape de fluidos y elutriación

El escape de los gases hacia arriba, ejerce una fuerza de arrastre que soporta parcialmente los clastos, de tal manera que el conjunto total se comporta como un fluido, esto se denomina fluidización.

La fluidización, en un flujo piroclástico, se genera y crece con: (1) la adición de agua-gas al flujo cuando la superficie por donde se transporta es húmeda (vegetación, agua, nieve); (2) por la entrada de burbujas de aire que han sido atrapadas por el frente de la corriente de densidad piroclástica; (3) con la exsolución de gases a partir de los juveniles; (4) al depositarse las partículas y escapar los gases intersitiales desde la zona de borde flujo (Figura 3.8; Branney y Kokelaar, 2002).

Si la fuerza proporcionada por el escape de gases es suficiente, puede arrastrar algunas partículas finas, empobreciendo al flujo de ellas, esto se denomina elutriación, ocurre de manera homogénea y/o a través de pipas.

La amplia distribución de tamaños de clastos en una ignimbrita, indican que los flujos piroclásticos pueden ser sólo semifluidizados, donde sólo los clastos más pequeños son sostenidos completamente por la fluidización (Sparks, 1976), pues si la fluidización es capaz de sostener las partículas tamaños lapilli o bloque, elutriaría completamente a los más finos, por lo que, la mayoría de las veces, los clastos más grandes deben ser sostenidos también por otro mecanismo, además, la dirección del escape de gases es vertical, por lo que no aporta al transporte neto de la carga. Este mecanismo puede seguir actuando aunque no haya desplazamiento horizontal, pudiendo aún inducir gradación o estratificación en el depósito.

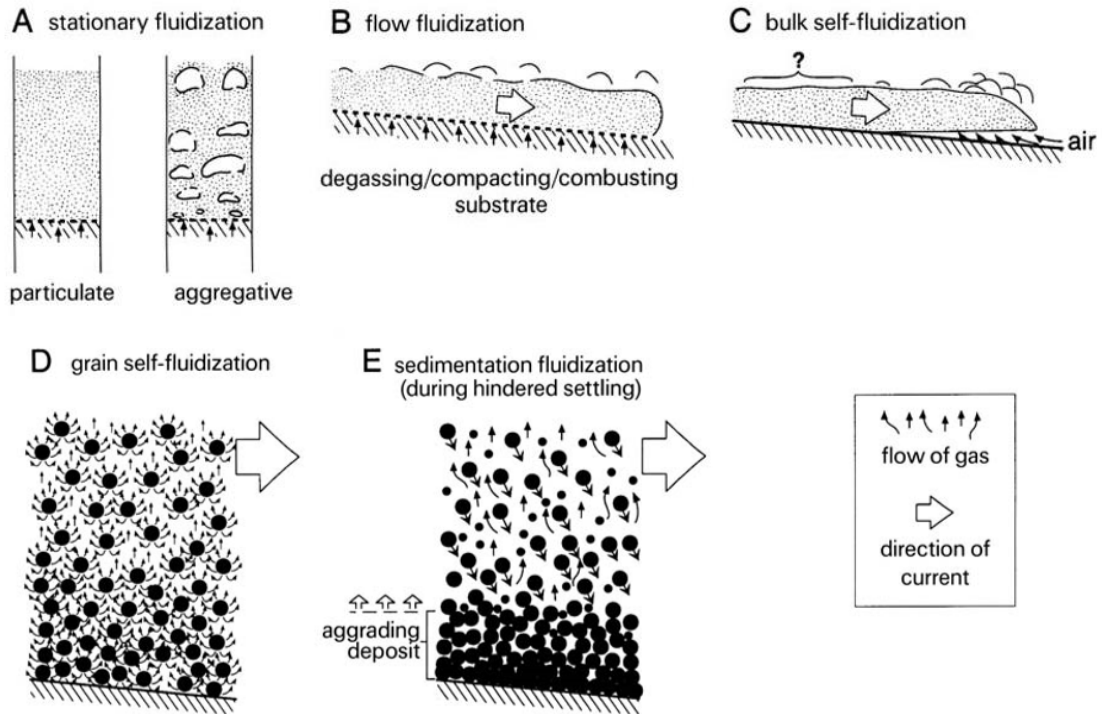


Figura 3.8: Tipos de fluidización. Extraído de Branney y Kokelaar, 2002.

3.1.1.2.5 Flotabilidad de clastos

La flotabilidad de un clasto inmerso en un ambiente fluidizado, depende de la diferencia de densidad entre el clasto y su alrededor. El peso efectivo de una partícula decrece cuando aumenta la concentración de partículas (flota), y aumenta si la concentración de partículas alrededor disminuye (hunde), es decir, los efectos de la flotabilidad de los clastos son más significativos en concentraciones moderadas a altas, aumentando con la profundidad en un flujo estratificado (Branney y Kokelaar, 2002). Según este principio, se atribuye la gradación inversa de pómez a la flotabilidad de estas en flujos laminares o granulares de detención en masa (Sparks, 1976), pero se discute para el modelo agradacional, que la gradación normal de pómez se daría sólo para fases menguantes del flujo (Branney y Kokelaar, 2002).

3.1.1.2.6 Resistencia de Material

Es la resistencia de un material a deformarse ante la aplicación de un esfuerzo. En un material particulado estático, la resistencia del conjunto es la oposición friccional al movimiento de cada clasto en contacto con otro, es decir, mientras más concentrado, más resistente.

La resistencia de un flujo piroclástico no ha sido medida, pero al poner el flujo en movimiento, aumentan la tasa de cizalle y la interacción entre los clastos, reemplazando la resistencia estática, aunque los contactos estáticos entre granos pueden proveer resistencia y soporte de clastos aún en partes de una corriente piroclástica en movimiento.

3.1.2 Asociaciones de facies piroclásticas

Para definir las facies de rocas piroclásticas se utilizó una adaptación del sistema no genético de nomenclatura de litofacies, propuesto por Branney y Kokelaar (2002) en su libro “Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites”, que utiliza letras mayúsculas para describir la granulometría dominante y significativa, acompañadas por letras minúsculas que denoten el tipo de estratificación, composición y algún otro rasgo textural o geométrico, tal como muestra la Tabla 1.

Tabla 1: Abreviaciones de nomenclatura de facies piroclásticas. Modificado de Branney y Kokelaar, 2002.

T	toba
LT	toba de lapili
L	lapilita
Br	brecha
m	masivo
s	estratificado
ds	estratificación difusa
xs	estratificación cruzada
(nl) / (il)	gradación normal / inversa de líticos
(np) / (ip)	gradación normal / inversa de pómez
(n)-(i)	gradación normal a inversa
p	rico en pómez
l	rico en líticos
c	rico en cristales
fpoor	pobre en finos
frich	rico en finos
lens	en lente(s)
r	reomórfica

A partir de la caracterización de las distintas litofacies que componen la sucesión a estudiar, y a través de su interpretación, se obtuvo información acerca del flujo parental que dio origen a los depósitos y las condiciones en que éstos se emplazaron. Para esto, se determinaron los mecanismos de soporte de cada flujo parental, siendo interpretados directamente de la estructura y textura de las litofacies piroclásticas, para luego hacer una interpretación general del flujo, considerando también la asociación y disposición espacial de las facies y sus geometrías.

Los resultados de este análisis detallado a continuación, están resumidos en la Tabla 2 del Capítulo 8. Anexos.

3.1.2.1 *frich mLTPip + mT*

Asociación de pares de litofacies que se repiten con algunas variaciones en espesores y abundancia de líticos. Consiste en niveles decimétricos de tobas de ceniza gruesa y media, blancas, con cristales de cuarzo y escasos líticos alargados tamaño lapilli (2%), de presencia variable (*frich mLTPip*), seguidas de niveles centimétricos a milimétricos de toba de ceniza muy fina gris a verde (*mT*). Hacia el techo los líticos son de riolita porfírica rica en cristales y puede presentar pipas de elutriación. Bases y techos planos en contactos nítidos (Figura 3.9).

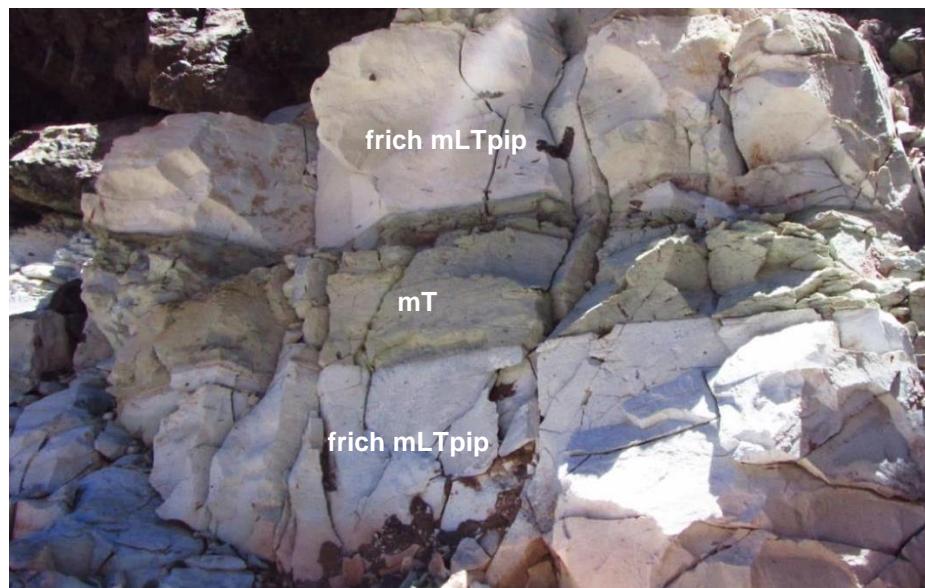


Figura 3.9: Asociación de facies *frich mLTPip* y *mT* de bases y techos planos.

Por el aspecto masivo, granulometría fina y la ocurrencia de pipas de elutriación, de frichmLTpip, se concluye que el mecanismo de soporte dominante en el flujo piroclástico fue por escape de fluidos, mientras que la facie más fina mT, de muy poco espesor y siempre asociada a la primera en pares, corresponde a depósitos de caída. Las variaciones en la abundancia de líticos se puede deber a la variación de competencia del flujo agradante, o a la variación de aporte de líticos desde la fuente.

Esta asociación se interpreta, como flujos de densidad piroclásticos, con sus respectivas nubes acompañantes o coignimbríticas, generados por colapsos parciales de su columna eruptiva asociada.

3.1.2.2 *mLTcpip*

Toba vítrea de ceniza, masiva, de composición dacítica a andesítica, color gris morado. Compuesta por abundantes cristales de plagioclasa euhedrales, maclados y aglomerados de a 1 a 7 mm y pómez tamaño lapilli empobrecidos en cristales con respecto a la matriz y que aumentan su abundancia hacia el techo. Matriz de ceniza fina con algunas pipas de elutriación (Figura 3.10 b). Es de gran espesor, mayor a 30 m, su base está cubierta y no aflora. El techo es irregular (Figura 3.10 a). En sectores se encuentra brechizada e intruida por areniscas rojas finas

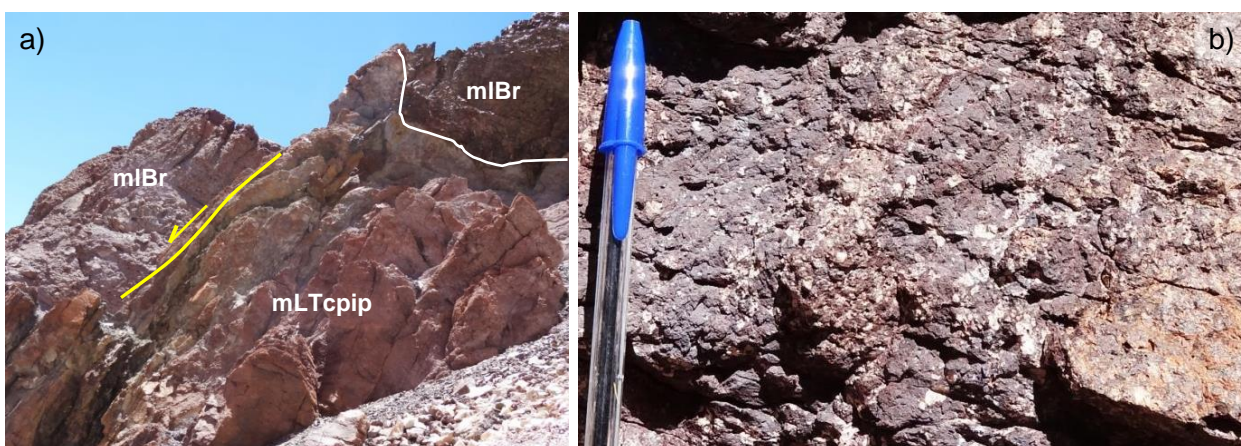


Figura 3.10: a) Afloramiento de mLTcpip, subyaciendo a mIBr. b) Acercamiento donde se observa gran cantidad de cristales amalgamados y en pipa de elutriación.

Por su aspecto masivo, granulometría fina, la presencia de pipas de elutriación y el empobrecimiento de finos en la matriz con respecto a los juveniles, indican que el mecanismo de soporte que dominó este flujo fue el escape de gases. Además, el material habría sufrido elutriación de finos, en la columna y/o durante el transporte,

generando un depósito empobrecido en matriz con respecto a los juveniles que se forman en etapas más tempranas. (Sparks y Walker, 1977; Cas y Wright, 1987).

Se interpreta entonces como un flujo piroclástico denso, generado por el colapso de la columna eruptiva asociada, que interactúa con sedimentos húmedos y cuyo mecanismo de soporte, al menos en el borde del flujo, estuvo dominado por el escape de gases, elutriando material fino.

3.1.2.3 *mLTpip + mIBr + mTBr*

Asociación compuesta por toba vítrea de lapilli riolítica (*mLTpip*), que en su base grada de toba brechosa (*mTBr*), y que en sectores se encuentra interestratificada o con niveles estratiformes de brecha lítica piroclástica (*mIBr*).

La toba brechosa (*mTBr*) está compuesta principalmente por líticos tamaño bloque, subredondeados a redondeados y monomícticos, en matriz cinerítica de cristales y esquirlas (Figura 3.11a) y su base es plana. Los líticos de *mTBr* van decreciendo rápidamente desde la base del depósito en tamaño y abundancia, gradando a toba de lapili (*mLTpip*), en esta transición algunos de los bloques redondeados corresponden a bombas de hasta 15 cm que deforman la matriz circundante (Figura 3.11b). *mLTpip* es masiva, de mala selección y está compuesta por vitroclastos de lapili y ceniza, líticos tobáceos angulosos a subangulosos de hasta 7 cm, que varían su abundancia en dominios irregulares (Figura 3.12a) en matriz de ceniza gruesa de cristales y esquirlas. Presenta abundantes pipas de elutriación que concentran líticos, en todo el depósito (Figura 3.12b). En sus niveles medios se encuentra interestratificada con niveles irregulares de brecha piroclástica (*mIBr*), clastosoportada, mala selección, compuesta principalmente por líticos de hasta 25 cm en escasa matriz cinerítica intersticial. Éstos presentan gradación inversa en algunos niveles. Se presentan en capas y lentes irregulares de bases fuertemente marcadas por estructuras de carga, contactos nítidos (Figura 3.13). La forma y composición de los líticos de ambas facies, *mLTpip* y *mIBr*, es la misma, sólo varía el tamaño. La toba de lapili *mLTpip* es de techo plano, matrizsoportada y compuesta por bloques líticos de riolita porfírica rica en cristales. El espesor de esta asociación disminuye dramáticamente al este de la falla 1 (Figura 3.1).

El aspecto masivo, mala selección, y abundantes pipas de elutriación en *mLTpip* indican un borde de flujo dominado por escape de fluidos, donde el cizalle turbulento es suprimido, al igual que *mTBr*. En cambio, El aspecto masivo, gradación inversa y escasez de matriz, indican que los lentes y niveles de *mIBr* se depositaron en masa a partir de un flujo granular. Esta asociación de facies se interpreta como un flujo piroclástico denso asociado al colapso o erosión piroclástica de un domo, tal

como el que se encuentra en la misma posición estratigráfica, un par de kilómetros al oeste. Los bloques y lapilis líticos de la base pueden haber sufrido descascaramiento termal, producto de la rápida expansión térmica radial, que explicaría la forma redondeada de los bloques y las formas irregulares de los otros fragmentos líticos, que corresponderían a las cáscara o hojuelas intruídos y fragmentados por la matriz (Branney y Kokelaar, 2002).

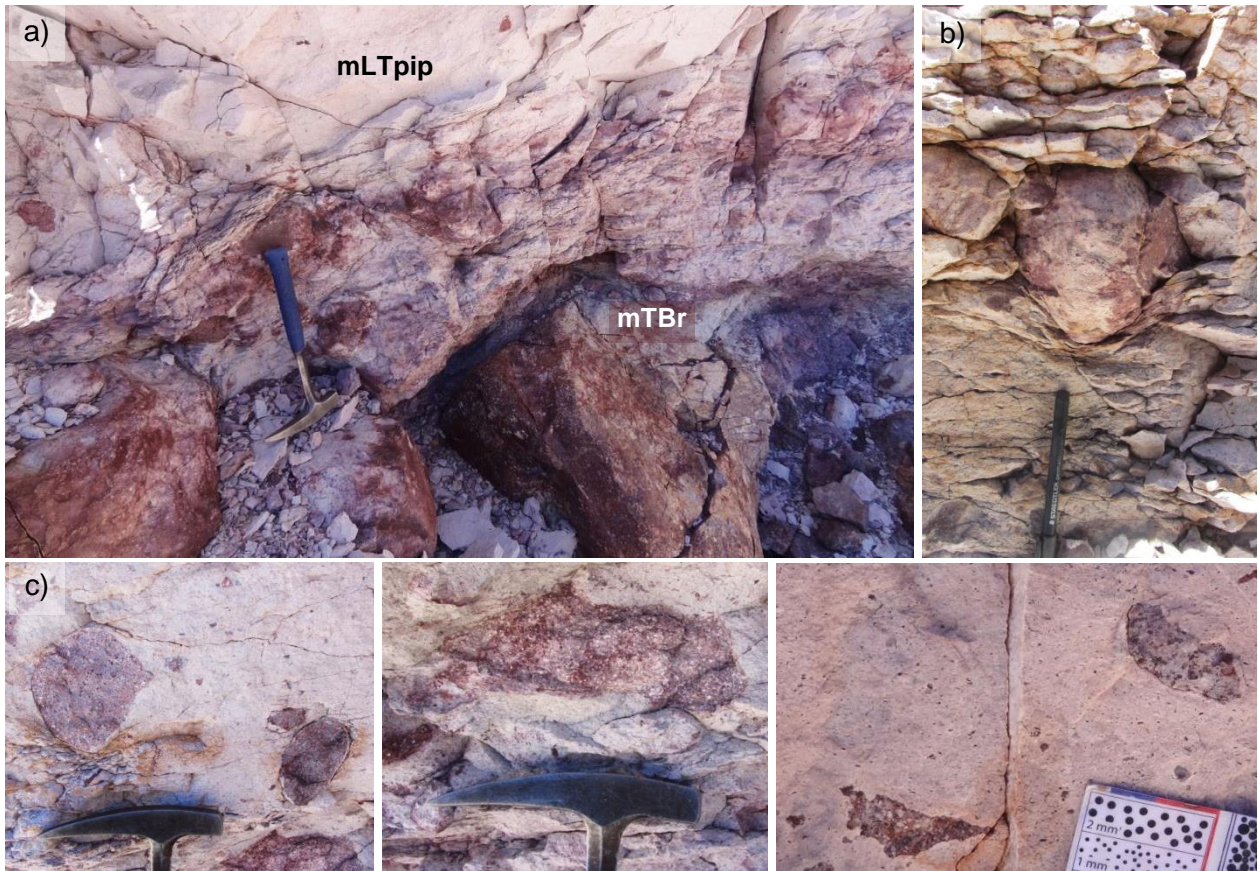


Figura 3.11: a) mLTpip gradando a brecha mTBr con líticos tamaño lapili y bloques . b) Bomba, deformando matriz. c) Bloques y lapili redondeados y angulosos irregulares.

Este flujo piroclástico denso, se habría depositado de manera agradacional, con los bloques de colapso en la base, seguidos del resto de los depósitos del flujo producto de la erupción asociada al colapso, dentro de la cual existen pulsos granulares que viajan en la base de la corriente (Sulpizio y Dellino, 2008), y que al depositarse y ser más densos que lo sedimentado anteriormente, deforman la superficie por carga. Estos pulsos son pocos y discretos, y pueden haber sido producto de la erosión o colapsos parciales del conducto o edificio volcánico (Branney y Kokelaar, 2002). Branney y Kokelaar, en cambio, discuten que la ocurrencia localizada de brechas interestratificadas con mLT, registran variaciones locales en la corriente, como disminución en la competencia del flujo debida a un cambio en la

pendiente topográfica. Pero en este caso, no es fácil de explicar de esta manera, ya que si bien los líticos de mIBr parecen ser de la misma forma y litologías que los líticos de mLTip, son considerablemente más grandes, y debería haber sido transportados en niveles más altos de la corriente durante la depositación de mLTip, lo que es inconsistente con el mecanismo de fluidización, ya que éste se hace menos importante a medida que se aleja de la zona de borde y no sería capaz de sostener tales clastos.



Figura 3.12: mLTip. a) Distribución heterogénea de líticos en dominios irregulares. b) Pipas de elutriación.

Por otro lado, la forma irregular que presentan estos niveles de mIBr, junto con los dominios irregulares de abundancia de líticos dentro de mLTip, sugieren que el depósito generado por este flujo habría sufrido una deformación posterior a su

emplazamiento, que habría producido discontinuidades en las capas de mIBr e intensificado las estructuras de carga de ésta y de los dominios ricos en líticos. Esta deformación es fácilmente atribuible al movimiento de la falla 1 que se encuentra controlando el cambio de espesor de esta unidad y que la desplaza posteriormente (Figura 3.1).



Figura 3.13: a) Facies mIBr interstratificada con mLTip. b) Acercamiento, donde se observan superficies irregulares con bases fuertemente deformadas por carga.

3.1.2.4 dsLTp

Toba vítrea de lapili riolítica, verde, de base plana y techo que gradúa a xsT, Es matrizsoportada a clastosoportada (Figura 3.14 a,c), y está compuesta principalmente por pómez de hasta 3 cm de diámetro que puede variar su abundancia, y escasos líticos de lapili fino y ceniza. Presenta soldamiento variable, laminación planar y cruzada irregular a difusa, marcada principalmente por cambios granulométricos (Figura 3.14).



Figura 3.14: a) Textura de dsLTp, dominada por la laminación planar, mala selección, arreglo clastosoportado y composición principal de pómez. b) Acercamiento de a). c) Laminación difusa en sectores.

La mala selección y estratificación difusa indican depositación rápida en un flujo granular o borde de flujo dominado por escape de fluidos, afectado en algún grado por

procesos tractivos (Sulpizio *et al.*, 2007; Sulpizio y Dellino, 2008). Los cambios granulométricos en capas dentro del mismo depósito, indican más bien deposición en masa de varios pulsos similares de flujos granulares, donde la composición principal de pómez podría afectar la naturaleza densa y granular del flujo y favorecer la tracción. Se interpreta como un flujo piroclástico concentrado en partículas, pero de densidad intermedia.

3.1.2.5 *mwLTpip*

Toba vitroclástica de lapili riolítica, masiva, blanca y roja, mala selección, compuesta por abundantes fiames y pómez (30-40%), líticos volcánicos de hasta 5 cm (5-20%) y cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico de hasta 4 mm (hasta 20%). Posee algunas pipas de elutriación e intrusiones sedimentarias fuertemente oxidadas (Figura 3.15). Base irregular, fuertemente oxidada, con clastos arrancados de arenisca roja laminada con gradación normal interna (Figura 3.16).

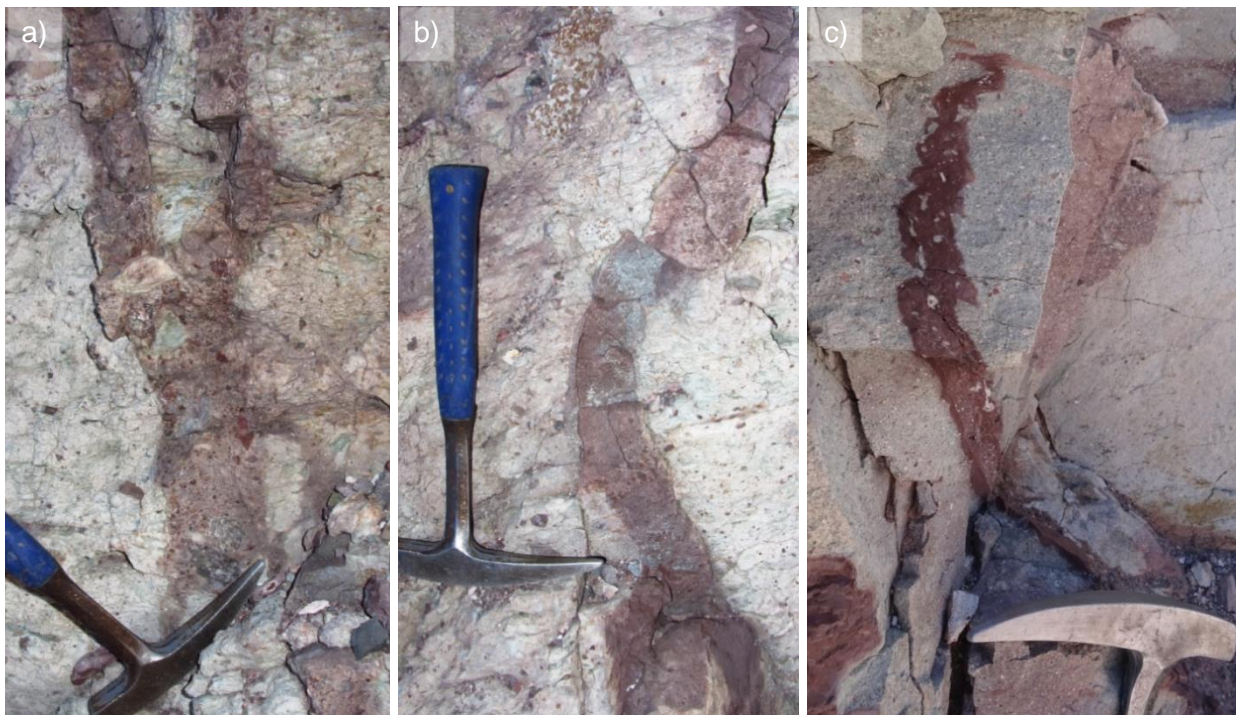


Figura 3.15: a) Pipa de elutriación. b) Dique sedimentario de arenisca media. c) Dique sedimentario de arenisca fina.



Figura 3.16: Clastos arrancados de areniscas finas laminadas en la base de mwLTpip.

La mala selección y aspecto masivo, sugieren sedimentación rápida a partir de una corriente, donde el la tasa de aporte es mayor a la de sedimentación, lo que induce una zona de alta concentración sobre la zona de borde de flujo, dominada por escape de fluidos o flujo granular (Sulpizio, 2007). Al interactuar con sustrato húmedo, se infiere que la fluidización del flujo habría sido más importante en la zona de borde. Se interpreta como un flujo piroclástico denso y uniforme, de rápida agradación, que habría erodado e incluido en el flujo parte del sustrato arenoso.

3.1.2.6 dsIBr

Brecha lítica piroclástica, polimíctica, estratificación difusa (Figura 3.17 a), dada por niveles de bloque más gruesos y variaciones en la proporción de clastos y matriz.. Los líticos son volcánicos, algunos de la misma litología de la mLt subyacente, pueden presentar bordes fuertemente oxidados (Figura 3.17 d), inmersos en una matriz intersticial escasa pero observable en lámina delgada, de naturaleza vitroclástica con textura perlítica ocasional (Figura 3.17 b). Presenta muy mala selección, los tamaños varían de lapili fino a bloques muy gruesos (Figura 3.17 b,c). Base irregular, techo plano y oxidado. Su ocurrencia está limitada sólo al oeste de la falla 1 (Figura 3.1).

La concentración de bloques más grandes en distintos niveles, indican tamizaje y presión cinemática dentro de pulsos granulares sucesivos. Se interpreta como una flujo piroclástico denso, rico en líticos, producto del colapso de un edificio volcánico que podría incorporar accidentales al flujo.

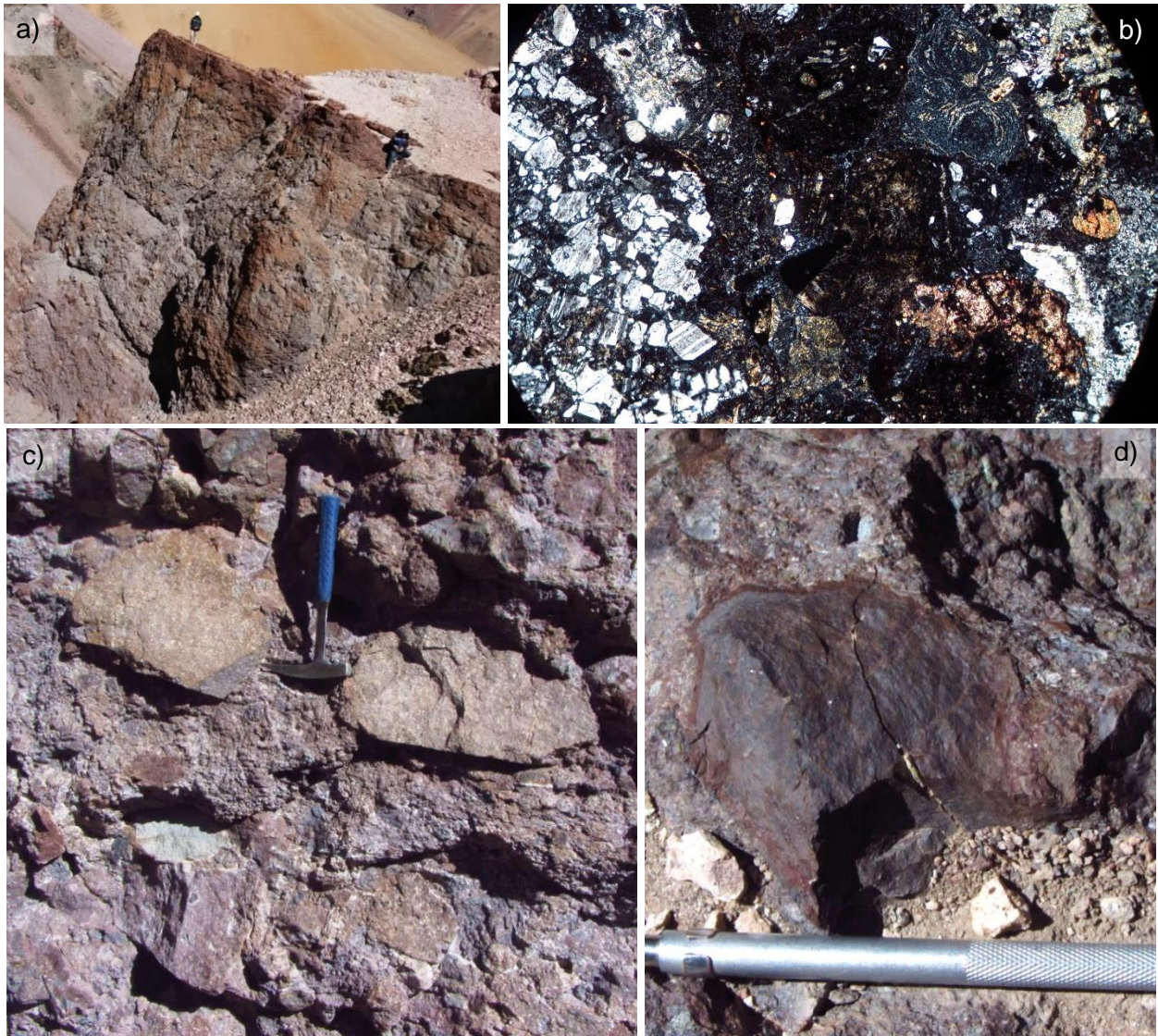


Figura 3.17: a) Afloramiento dslBr con estratificación difusa, techo más oscuro donde aumenta la abundancia de óxidos de hierro. b) Lámina delgada, donde se observan líticos de variadas composiciones y texturas en una matriz intersticial con textura perlítica. c) Brecha clastosoportada con líticos mayores a 30 cm. d) Borde irregular oxidado de algunos líticos.

3.1.2.7 *xsT + LT*

Intercalaciones decimétricas de toba vítrea con estratificación planar dominante y niveles o lentes elongados de toba de lapili (Figura 3.18).

La toba vítrea *xsT*, es blanca o blanca y roja, de composición riolítica, de buena selección, con variable proporción de cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato, y escasos líticos tamaño lapili fino. Presenta laminación principalmente planar, en ocasiones ondulosa, cruzada en artesa, cruzada planar de bajo ángulo e imbricaciones (Figura 3.19a). En ocasiones, puede encontrarse intercalada con algunos niveles y lentes de toba de lapili (LT), de estratificación masiva que pueden presentar gradación inversa-normal y estructuras de carga que marca los cambios granulométricos entre *xsT* y LT (Figura 3.19 c,d).



Figura 3.18: Laminación planar y estructuras de onlap en tobas de ceniza.

Esta asociación es de base irregular, se presenta al este de la falla 2, comúnmente entre facies sedimentarias (Figura 3.19b), y su espesor aumenta al este de las fallas 4,5 y 6.

El desarrollo de estratificación, buena selección y ocasionales imbricaciones, indican borde de flujo dominado por tracción para *xsT*, en cambio, la ausencia de estratificación, gradaciones y bases irregulares de LT sugieren flujos granulares. La alternancia de ambas dinámicas indican acreción por diferentes pulsos que se desarrollan dentro de la corriente. La facie de LT marca la base de cada pulso

mientras que xsT registra el paso de la parte superior más diluida de la corriente (Sulpizio *et al.*, 2007).

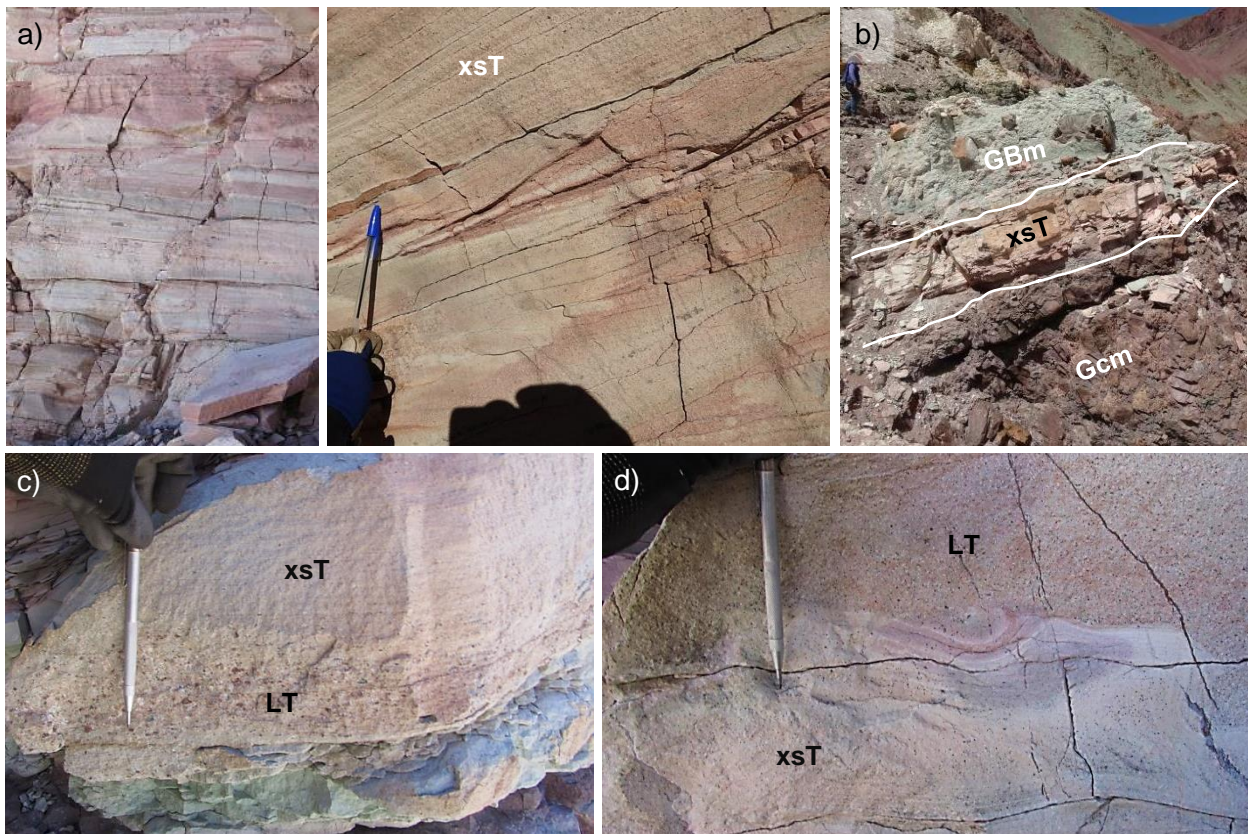


Figura 3.19: a) Toba vítrea blanca y roja con estratificación planar predominante y cruzada de bajo ángulo subordinada. b) Afloramiento de xsT, entre depósitos aluviales. c) Gradación inversa-normal en LT. d) Calcos de carga entre xsT y LT.

3.1.2.8 *sLfpoor*

Intercalaciones decimétricas de lapilita negra andesítica o blanca riolítica con areniscas negras laminadas o areniscas laminadas y lutitas negras (Figura 3.20, Figura 3.21,).

La lapilita lítica negra andesítica, se presenta en cuerpos tabulares que pueden tener gradación inversa y estructuras de carga en la base, es clastosoportada y muy empobrecida en matriz (Figura 3.21 a,b,c). Los fragmentos subredondeados a subangulosos están compuestos principalmente por líticos andesíticos negros, escasos cristales y algunas fiames en la base, que además se encuentra comúnmente alterada a minerales verdes con vetas o zonas de alteración dendriformes o en forma de pipa (Figura 3.21 e,f).

En el caso de las lapilitas riolíticas (Figura 3.20), son de selección buena a moderada, compuestas principalmente por pómez y líticos, los fragmentos son menos redondeados y están compuestos principalmente por vitroclastos. Se encuentran en cuerpos tabulares de estratificación bien desarrollada, marcada por cambios granulométricos, pero de estructura interna masiva, no laminada, con gradaciones normales e inversas, en su base presenta abundantes estructuras de carga y puede tener clastos arrancados de arenisca. Los contactos de base y techo son nítidos. Se presenta intercalada con areniscas laminadas (IS), que pueden ser finas fosilíferas, areniscas media a gruesa cuya laminación puede ser ocasionalmente cruzada de bajo ángulo.

La ausencia de matriz y estructuras interna, buena selección, gradaciones, y estratificación gruesa dada por cambios granulométricos, de las lapilitas, indican acreción de flujos granulares pulsativos fuertemente segregados. La intercalación de éstos con areniscas de rasgos tractivos, sugieren que las capas se depositaron una a una por corrientes de turbidez (niveles A, C y D de Bouma). Por lo que se interpretan como una sucesión de facies proximales y distales de flujos piroclásticos densos, de fuente subaérea que sufren una segregación violenta y efectiva al ingresar a un cuerpo de agua. Las facies proximales corresponden a flujos granulares y las facies distales corresponden al mismo flujo que se diluye hasta formar corrientes de turbidez de menor granulometría (Trofimovs *et al.*, 2008).



Figura 3.20: a) Intercalación de lapilitas riolíticas, intercaladas con areniscas fosilíferas amarillas y lutitas negras.



Figura 3.21: a) Lapilita andesítica bien seleccionada, puede o no tener gradación inversa, se encuentra intercalada con niveles decimétricos de arenisca media y gruesa laminada. b) Arenisca fina negra laminada y lapilita con clastos arrancados de ella en la base. c) Calcos y flamas de carga entre cambios granulométricos entre lapilitas y arenas. d) Lapilis juveniles reemplazados a mineral verde. e) y f) Vetas dendriformes rellenas del mineral verde y hematita.

3.1.2.9 rT

Toba vítrea muy fina, riolítica, blanca rosada, de base plana y techo irregular erodado. Está fuertemente soldada, con laminación planar convoluta, y en sectores brechizada. La base se presenta bandeada y muy deformada.

El desarrollo de estratificación indican borde de flujo dominado por tracción. Lineamientos elongados y pliegues en tobas fuertemente soldadas, indican deformación de cizalle dúctil en durante y post soldamiento (Schminke y Swanson, 1967). Se interpreta como un flujo piroclástico diluido, muy caliente, a partir del cual se habrían aglutinado los vitroclastos durante la depositación en bandas y luego se habría deformado por inestabilidad gravimétrica, de manera dúctil, durante y después del soldamiento.



Figura 3.22: a) Textura vitroclástica y bandeamiento dado por el ultrasoldamiento y deformación dúctil. b) Pliegues reomórficos de escala decimétrica.

3.2 Análisis de facies sedimentarias

En la zona de estudio se identificaron abundantes niveles sedimentarios intercalados entre los piroclásticos. En base a sus características litológicas y texturales, estructuras sedimentarias y geometría, se definieron 16 facies sedimentarias basados en Miall (2006), descritas en la Tabla 3 (ver Capítulo 8. Anexos), a partir de los cuales se han interpretado los procesos físicos involucrados en el transporte y la sedimentación. Tomando en cuenta la distribución, relaciones de contacto de las distintas facies, junto con los procesos que representa cada una, éstas se han agrupado en asociaciones, a partir de las cuales se han interpretado los subambientes y ambientes sedimentarios en donde se habrían depositado.

3.2.1 Asociaciones de facies sedimentarias

3.2.1.1 FAJA DE CANALES: *St + Gt + Gp + Gm + Gn*

Esta asociación de facies está compuesta por areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada en artesa (*St*), conglomerado medio a grueso, con estratificación cruzada (*Gt*), conglomerado grueso con estratificación cruzada planar y conglomerado medio a grueso, masivo (*Gm*), que en ocasiones presenta gradación normal (*Gn*). En esta asociación, *St* es de buena selección, rica en feldespatos y cuarzo, y se encuentra en cuerpos lenticulares de base plana a cóncava y techo cóncavo (Figura 3.23 a,c). *Gt* es clastosoportado, polimíctico y los clastos son bien redondeados a subangulosos, con estratificación cruzada, difusa, de bajo ángulo, y se presenta en lentes de base cóncava y techo irregular, pueden tener gradación normal. *Gp*, es de mala selección y presenta gradación normal en cuerpos lenticulares de base cóncava y techo irregular. *Gm* y *Gn* son clastosoportados, polimícticos, subredondeados, y se presentan en lentes de base cóncava a plana y techos cóncavos a convexos (Figura 3.23).

Las facies *Gm* y *Gn* se encuentran interestratificadas con *St*, *Gt* se encuentra interestratificada con *Gn*, y *Gp* se encuentra interestratificada con *Gm*. Todas en arreglos de lentes amalgamados (Figura 3.23).

Esta asociación se interpreta como una faja de barras y rellenos de canales, donde los cambios verticales y laterales rápidos, de conglomerados a areniscas y viceversa, son el resultado de los cambios en la competencia del flujo en la descarga del río y respuesta a la migración de canales, dados por cambios en la velocidad del flujo y el estrés de cizalle que ocurren en periodos cortos (Miall, 2006). El río transporta un pulso de grava por el canal, hasta que, por pérdida de profundidad o expansión del flujo, deposita una capa de grava (*lag*), que se acreta a alguna lechoforma, e irá capturando más grava y creciendo verticalmente y en la dirección del flujo (Hein y Walker, 1977). El crecimiento de la lechoforma genera una disminución de la competencia del flujo, y una correspondiente reducción del tamaño de grano a medida que crece la barra, lo que explica la gradación normal de algunos de los cuerpos de conglomerados y el relleno de los canales con arenas o granulometrías más finas. En eventos de inundación aumenta la energía y se repite el proceso, donde las arenas o granulometrías más finas anteriormente depositadas pueden ser erodadas, lo que explica los contactos erosivos entre las facies.

Este sistema fluvial corresponde al de un río más bien trenzado, pues el claro dominio de arena y grava es característico de éstos (Miall, 2006). En los sistemas

trenzados, el transporte de gravas es irregular y nace de cualquier punto del sistema, ya que el aporte de sedimentos se debe a la erosión de barras, avulsión de canales y aportes irregulares de grava desde tributarios, condicionando significativamente el desarrollo de canales y barras. Por lo que ocurre como una serie de pulsos repetidos en diferentes escalas espaciales y temporales (Gomez *et al.*, 1989).



Figura 3.23: a) Interestratificación de lentes de areniscas y gravas. St con base y techo cóncavos y Gm de base cóncava. b) Mismas relaciones de contacto entre Gn y St, c) Relaciones de contacto entre St, Gn y Gm.

3.2.1.2 DESEMBOCADURA: *Fm + Sp + St + Ct*

Compuesto por arenisca fina masiva (*Fm*), arenisca media a gruesa con estratificación cruzada planar (*Sp*), arenisca gruesa con estratificación cruzada en artesa (*St*) y conglomerado fino con estratificación cruzada en artesa (*Ct*). En esta asociación, *Fm* se presenta en cuerpos tabulares, y pose pómez y cristales de plagioclasa (Figura 3.24a). *St*, *Sp* y *Ct* también se presentan en cuerpos tabulares de base y techo plano, en *Ct* la estratificación es de bajo ángulo (Figura 3.24b).

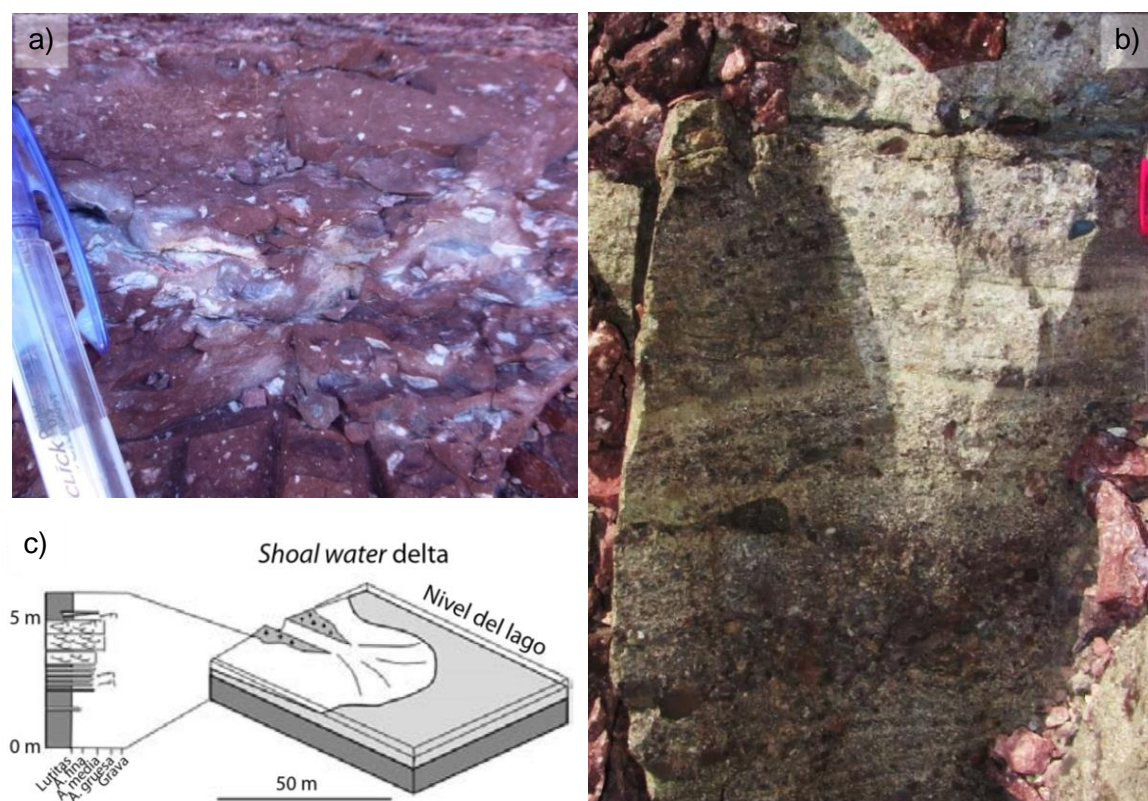


Figura 3.24: a) Arenisca fina masiva con pómez y cristales de plagioclasa. b) Conglomerado fino con estratificación cruzada planar y en artesas de bajo ángulo. c) Modelo ambiental y secuencia de facies resultante de la progradación shoal water deltas en márgenes lacustres tendidos y someros. Ejemplo de la cuenca Miocena Most, en Bohemia. Martínez y Meléndez (2010).

Estratificación cruzada planar y en artesas de bajo ángulo, indican migración de dunas de cresta recta a sinuosa en la lechoforma de un flujo turbulento. La granulometría fina y homogénea de las arenas indican depositación por decantación. Las pómez y cristales pueden haber ingresado al cuerpo de agua junto con la descarga de sedimentos o como depósitos de caída producto de una erupción que habrían decantado junto con las arenas. Los conglomerados y areniscas, por su granulometría y extensión, se interpretan como barras amplias.

La intercalación de procesos tractivos formadores de barras, con procesos de baja energía y decantación, sugieren un ambiente de desembocadura y descarga de sedimentos o litoral deltaico de un lago. Los deltas que desarrollan barras de desembocadura y donde alternan las capas arenosas con los sedimentos más finos, corresponden a deltas de dominio fluvial, caracterizados por descargar gran cantidad de sedimento y de poseer un bajo gradiente topográfico, típicamente progradantes como muestra la Figura 3.24c, secuencia muy similar a la aquí descrita. Este nivel estratigráfico se encuentra lateralmente asociado a facies de llanura de inundación, lo que es compatible en sistemas de desembocadura.

3.2.1.3 LLANURA DE INUNDACIÓN: Finos de inundación: *Fl + Fm + Fn*

Compuesta por limolita laminada (Fl) y limolitas a areniscas finas masivas (Fm) y limolitas a areniscas finas masivas con gradación normal (Fn). En esta asociación, Fl es roja y se encuentra en capas centimétricas de base y techo planos (Figura 3.25 a, Figura 3.26). Fm es roja, en ocasiones bioturbada (Figura 3.27 a,b), puede tener pómez y cristales de plagioclasa en niveles y/o distribuidos homogéneamente (Figura 3.27 c,d). Se presenta en capas de base plana y techo plano a irregular, cuyos espesores varían de pocos centímetros hasta 2 metros.

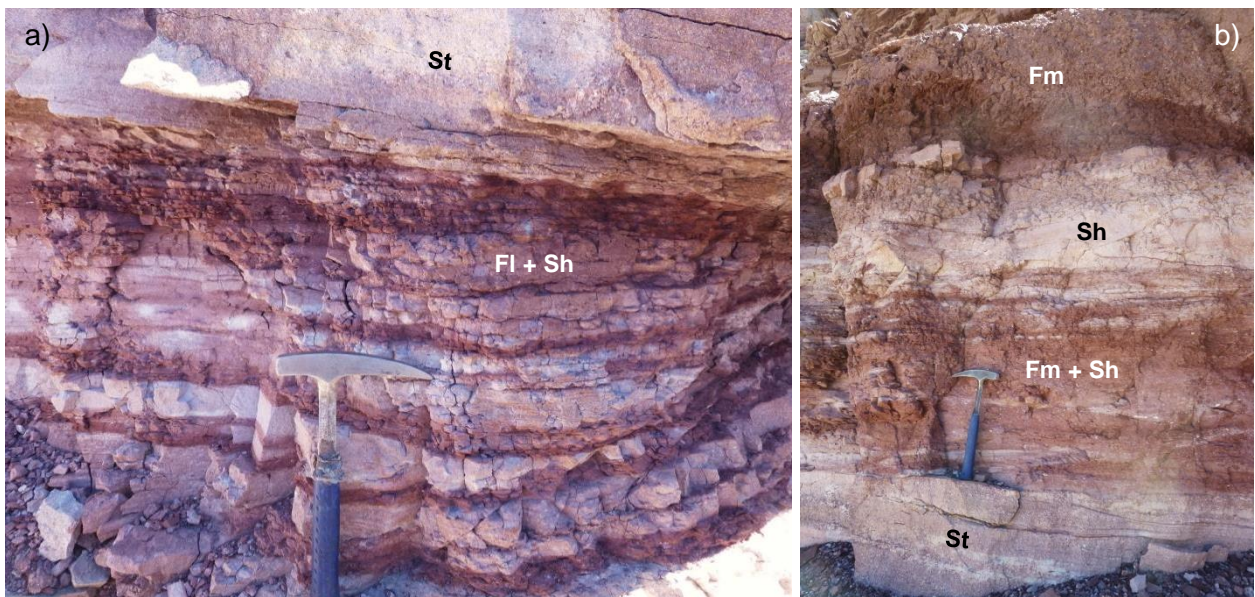


Figura 3.25: a) Areniscas finas rojas laminadas, intercalada con areniscas medias laminadas. b) Arenisca limosa masiva con lentes de arenisca medias estratificadas, entre areniscas gruesas con estratificación cruzada de bajo ángulo.

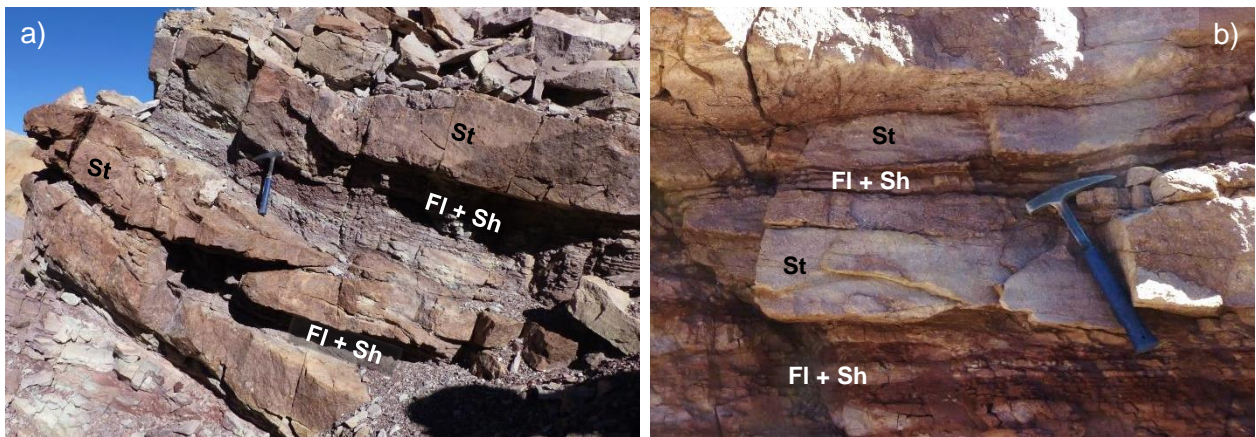


Figura 3.26: a) Intercalación de sets de Fl y Sp con St. b) Intercalación de S.

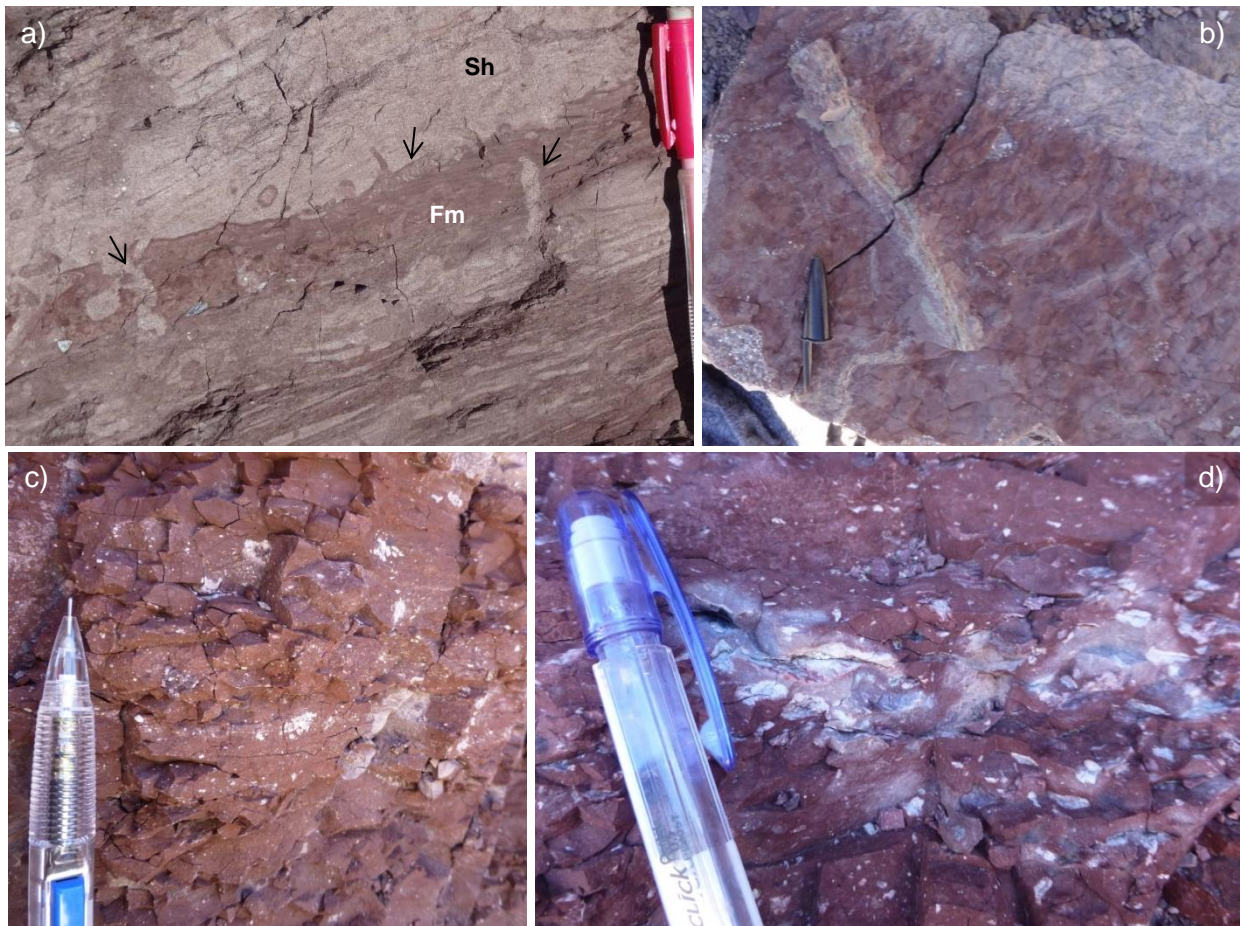


Figura 3.27: a) Bioturbación (flechas) en interfaz de Fm y Sp. b) Bioturbación en limolita masiva. c) y d) Arenisca fina masiva con pómez y plagioclasas distribuidas homogéneamente y en niveles.

Típicamente Fl se presenta en sets, intercalada con areniscas medias a gruesas estratificadas (Sh) (Figura 3.25a), que a su vez se intercalan en menor

frecuencia con areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada (St) (Figura 3.26). Fm en cambio, se relaciona con cuerpos tabulares y lentes de areniscas medias y gruesas masivas con estratificación planar o cruzada (Figura 3.25b).

Estas facies, se interpretan como depositadas por decantación a partir de un cuerpo de agua estático somero y efímero, cargado de sedimentos en suspensión. Estos cuerpos denominados charcas y lagunas son de pequeñas dimensiones, y tienden a rellenarse rápidamente con un pequeño número de facies elementales e incluso con una única facie elemental (Fregenal y Meléndez, 2010), ya que la poca profundidad no permite la estratificación de la columna de agua y por lo tanto la decantación ocurre ininterrumpidamente. La mayoría de las charcas y lagunas someras se desarrollan a partir de sistemas deposicionales más complejos, de los que son un elemento más, por lo que su evolución y su participación en la arquitectura estratigráfica de la cuenca, depende del tipo de sistema deposicional en el que se integra (Fregenal y Meléndez, 2010). En este caso por la asociación con facies arenosas de flujos turbulentos confinados y no confinados, se interpretan como charcas formadas por de la inundación de una llanura fluvial.

3.2.1.4 LLANURA DE INUNDACIÓN: Abanico de derrame: Sh + Sm + Sn

Compuesta por areniscas media a gruesa con estratificación horizontal (Sh), arenisca media a gruesa masiva (Sm) y arenisca media a gruesa masiva y con gradación normal (Sn). En esta asociación Sh puede poseer clastos arrancados de arenisca fina y limo, y se presenta en capas de techo y base planos (Figura 3.28), que en sectores puede ser irregular. Sm puede tener estratificación difusa, clastos arrancados de limo imbricados y de arenisca fina laminada en la base (Figura 3.29a), además de niveles de pómez tamaño bloque y otras más finas distribuidas homogéneamente. Se presenta en cuerpos tabulares de techo plano y base irregular (Figura 3.29b). Sn gradada de areniscas gruesas a medias o finas (Figura 3.30a), en ocasiones presenta rizocreaciones en el techo (Figura 3.30b) y clastos arrancados de limo y arenisca fina en la base.

Estas facies se encuentran comúnmente intercaladas con Fl y Fm (Figura 3.25b, Figura 3.27a, Figura 3.28a) y en menor frecuencia con niveles de Sp, St, Sh y Ch (Figura 3.30a), o cortadas por lentes de ellas.

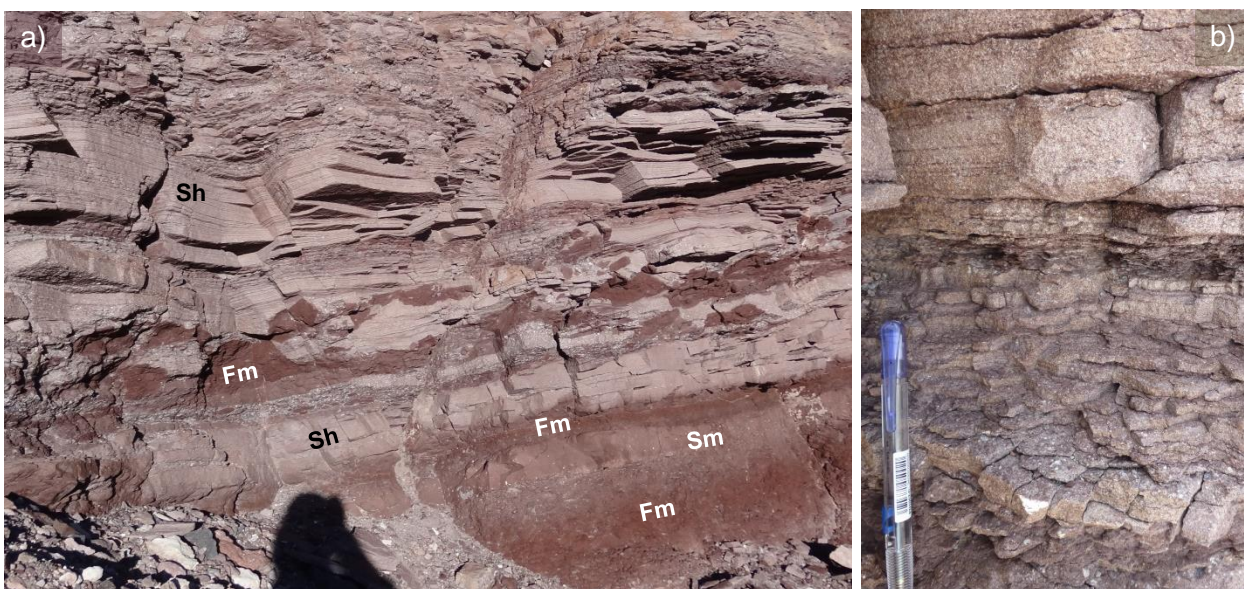


Figura 3.28: a) Asociación de cuerpos tabulares de Sh, Fm y Sm. b) Estratificación horizontal y buena selección de Sh.

Estas facies se interpretan como depositadas a partir de flujos turbulentos, amplios o no confinados, de alto régimen, que puede erodar el sustrato más fino, incluyendo en su estructura algunos de los clastos arrancados. La gradación normal y desarrollo de raíces, indican una componente de decantación en el proceso de depositación y exposición subaérea. Esto, sumado a la intercalación con depósitos de decantación y de flujos confinados, se interpreta como abanicos de derrames fluviales en una llanura de inundación.

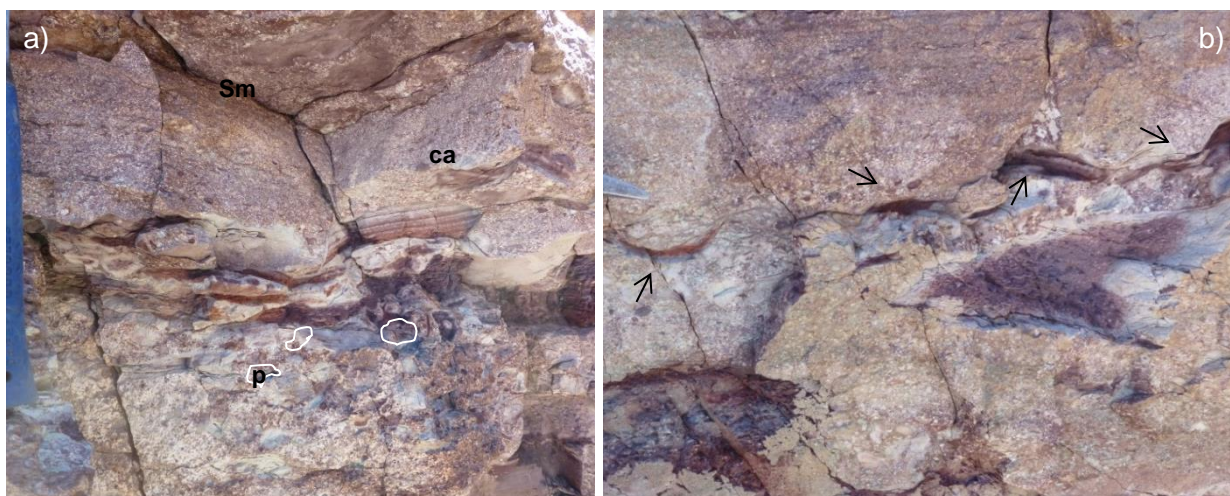


Figura 3.29: a) Arenisca gruesa a conglomerádica masiva con pómez (p), clastos arrancados (ca) de limolita imbricados y de arenisca fina laminada en la base. b) Sets de Sm separados por un nivel fino de limolita (flechas) deformada y erodada por el Sm de encima.



Figura 3.30: a) Gradación normal del arenisca gruesa a fina. Contacto irregular entre Sn y St. b) Rizocreciones en techo de Sn.

3.2.1.5 LLANURA DE INUNDACIÓN: Canales de desborde: St + Sh + Sm + Ss + Gp + Gn

Compuesta por areniscas medias a gruesas conglomerádicas, con estratificación cruzada en artesa (St) y horizontal (Sh), areniscas medias masiva (Sm), conglomerado fino con estratificación horizontal (Gh), conglomerado fino con estratificación cruzada planar (Gp) y conglomerado medio, masivo con gradación normal (Gn). En esta asociación, St se presenta con selección moderada, dada por algunos clastos tamaño gravilla y grava, en cuerpos elongados de base cóncava (Figura 3.31a) y puede presentar clastos arrancados de limolita en la base. Sh, de buena selección, ocurre variando a artesas solitarias St de arenisca gruesa bien seleccionada (Figura 3.31b). Sm, se presenta con muy buena selección y sólo en lentes centimétricos de arenisca media, de base cóncava y techo plano a convexo (Figura 3.32a). Ss es de muy mala selección, brechoso, polimíctico y se encuentra en lentes pronunciados y estrechos o scour (Figura 3.32b). Gp es de estratificación difusa, muy mala selección, brechoso, polimíctico. Se presenta en lentes elongados de base irregular, techo convexo y espesores no mayores a 50 cm (Figura 3.32c). Se encuentra interestratificado o varía lateralmente a Gn, que es masivo, con gradación normal y se presenta en cuerpos elongados de base irregular y techo plano (Figura 3.31d).

Estas facies se encuentran siempre en formas lenticulares, amplias y estrechas, que cortan o interrumpen a las asociaciones Fm, Fm+Sh, Fl+Sh, y Sh (Figura 3.25, Figura 3.26, Figura 3.32, Figura 3.31).

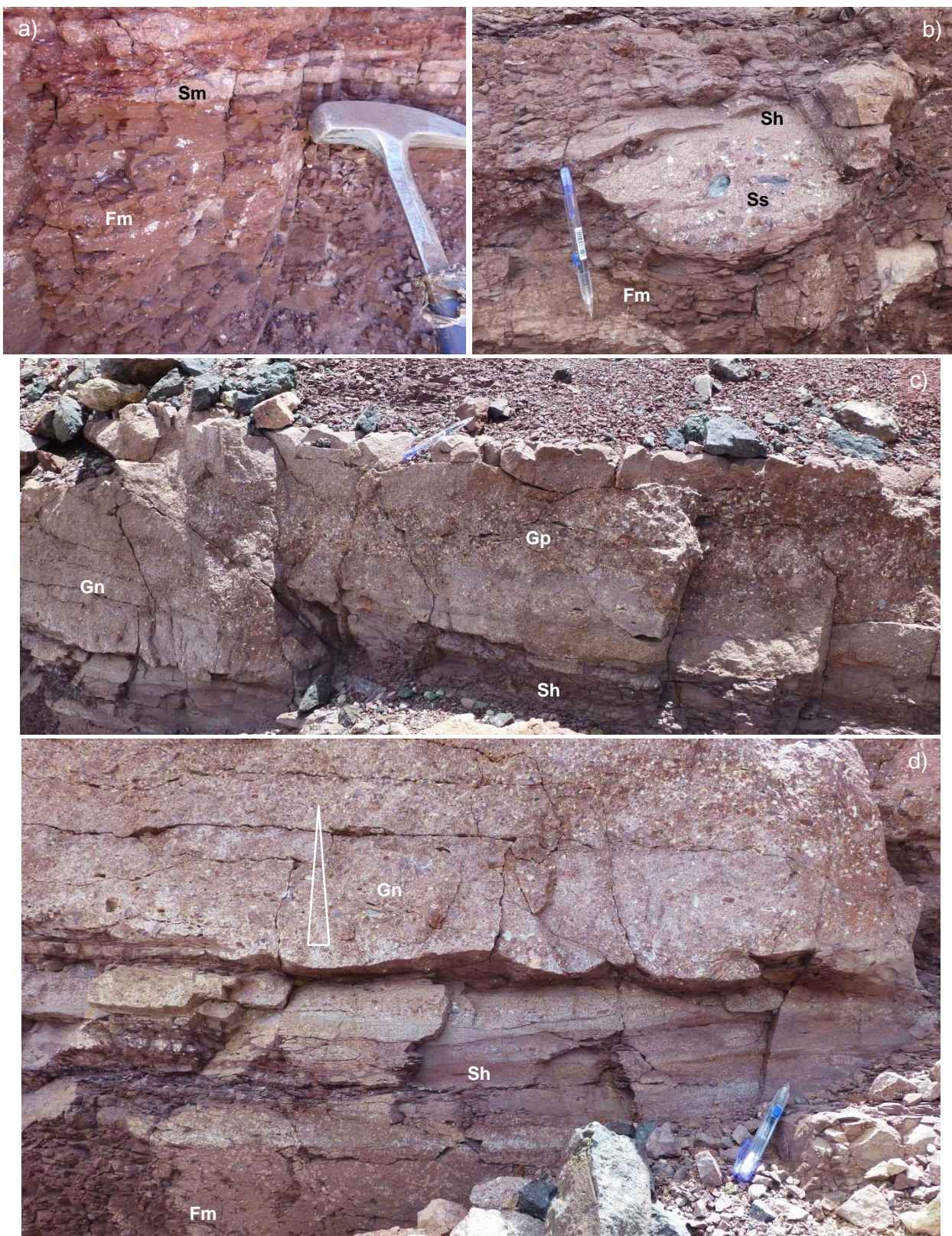


Figura 3.31: a) Scour de conglomerado fino y arenisca gruesa en el techo, ambos con estratificación horizontal, en arenisca fina masiva. b) Lentes elongados de base plana a cóncava y techo plano a convexo, de arenisca media masiva, en limolita masiva. c) Lente elongado de base plana y techo convexo de conglomerado fino con estratificación difusa en arenisca gruesa con estratificación horizontal. d) Conglomerados finos con gradación normal de bases irregulares.



Figura 3.32: a) Arenisca gruesa a conglomerádica con estratificación cruzada en artesa. b) Arenisca media y gruesa con estratificación cruzada en artes y horizontal.

Estas rocas son producto de la depositación a partir de flujos turbulentos, canalizados, con alta capacidad de carga, que erodan el sustrato, forman barras y rellenan canales en alto régimen. La asociación de estas facies con otras facies de decantación o de flujos tractivos no canalizados junto con sus características hidrodinámicas se interpretan como canales de desborde o derrame de la ribera de un río, en llanuras de inundación.

3.2.1.6 ABANICO ALUVIAL: *Gmm + Gcm + GBm + MB*

Compuesto por conglomerados medios a gruesos matrizsoportados y masivos (*Gmm*), conglomerados medios a gruesos clastosoportados y masivos (*Gcm*), brecha rica en matriz (*GBm*) y megrabrechas (*MB*).

Estas facies aparecen sólo al este de la falla 3, donde *Gmm* se presenta en sets tabulares de base y techo planos, con clastos redondeados a subredondeados de hasta 10 cm y matriz de arena y limo con algunos cristales de plagioclasa distribuidos homogéneamente. *Gcm*, se presenta en cuerpos tabulares o acuñaos, que disminuyen su espesor al oeste de la falla 4 y lo aumentan al este de la falla 5 (Figura 3.1, Figura 3.33 a), su base es irregular a convexa, puede rellenar canales (Figura 3.33 a,c,d) poseen clastos angulosos a redondeados y es clastosoportado (Figura 3.33 c), aunque en sectores puede presentarse matrizsoportado de manera subordinada. *GB* se presenta en cuerpos irregulares de espesor variable, los bloques son métricos a decamétricos, monolitológicos, de ignimbritas reconocidas al oeste de la falla 3 (Figura 3.1), desplazadas y rotadas de su estratificación original.



Figura 3.33: a) Gcm rellenando un canal y acuñado entre facies de remoción MB. b) Cuerpos tabulares de GBm y Gcm, apoyadas sobre MB. c) Acercamiento a base convexa de conglomerado grueso clastosoportado Gcm. d) Estratificación volcada en bloque decamétrico de MB, líneas discontinuas marcan la estratificación y la flecha indica la dirección del techo marcada por una pipa de elutriación o dique sedimentario.

Esta asociación de facies, compuesta por la intercalación de Gcm y GBm, forma una cuña limitada por la falla 3 y que disminuye su espesor hacia el este (Figura 3.1).

Los conglomerados corresponden a flujos densos de detritos, ricos en gravas y no erosivos, cuya base sigue la topografía al momento de su depositación, y sus techos se encuentran deformados por carga. Las megabrechas corresponden a una avalancha o deslizamiento de roca según el diagrama de depósitos de gravedad de Blair y McPherson (1994). Estas son de poco desplazamiento y escasa pulverización, cuyos techos representan el relieve irregular típico de éstas. Las avalanchas ocurren por aumento del relieve o gradiente gravitacional, debilitamiento o meteorización de una pared de roca, y terremotos. Este arreglo es característico de la etapa primaria de formación de un abanico aluvial, como muestra la Figura 3.35 (Blair y McPherson, 1994), donde el arreglo de facies corresponde a depósitos de fallamiento de acantilado, lo que indica que son facies aluviales proximales a un escarpe.

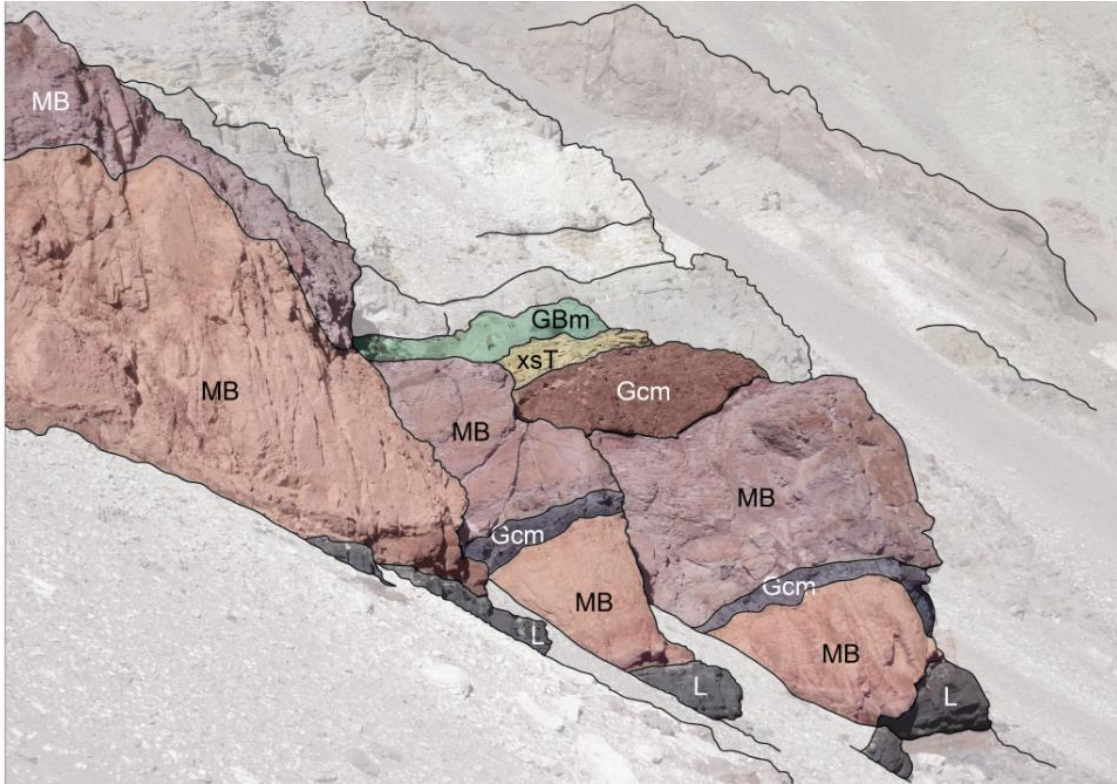


Figura 3.34: Perfil de afloramiento con las facies aluviales interpretadas como deslizamiento y avalancha de roca (MB y GBm), flujo de detritos (Gcm). Que descansan sobre las lapilitas (L=sLfpoor) y tienen una toba de estratificación cruzada (xsT) intercalada.

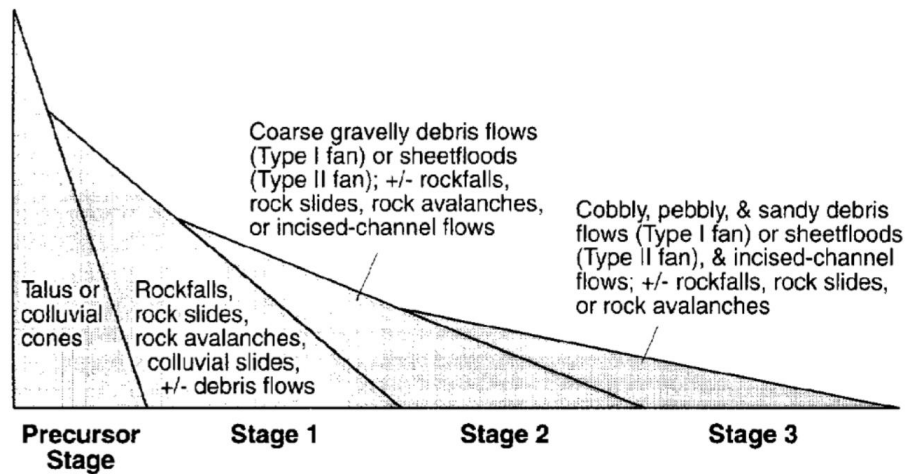


Figura 3.35: Esquema de las etapas evolutivas de un abanico aluvial y su relación con la arreglos de facies dominantes. Las etapas están basadas en la evolución morfológica y sedimentaria a medida que se expanden. Extraído de Blair y McPherson (1994).

3.2.1.7 LACUSTRE DE CUENCA: FI + Sh + Sn

Se presenta como sets decimétricos de intercalaciones de lutita negras con laminación planar (FI), con areniscas finas y medias laminadas (Sh) y arena gruesa masiva gradada (Sn) (Figura 3.36a). La facies predominante es FI, mientras que Sn aparece con menor frecuencia. Sh presenta restos fósiles de vegetales hidrófilos (Figura 3.37) y en ocasiones gradación normal, al igual que Sn. Esta asociación se encuentra intercalada con lapilitas riolíticas en menor abundancia.

El tamaño de grano y fina laminación de FI indican depositación por decantación en un ambiente de muy baja energía. Sh y Sn representan flujos tractivos no canalizados y diluidos, con componentes de decantación.

Estos se interpretan como depósitos de la zona de cuenca de un lago, donde predomina el mecanismo de decantación de los sedimentos más finos que quedan en suspensión, tras ingresar al cuerpo de agua, ya sea en la superficie o en la zona de la termoclina (Figura 3.38). Este proceso se ve interrumpido cíclicamente por flujos turbidíticos diluidos o *underflows*, producidos ya sea por aumento en la descarga de sedimentos o por flujos gravitacionales de colapso del talud, que transportan arenas desde la zona litoral o sublitoral (Figura 3.38), y cuyo proceso de sedimentación tiene una componente de decantación, registrando gradaciones normales en las capas. La forma irregular de las piroclastos que componen a sLfpoor y la ausencia de matriz, indican poco retrabajo de las partículas y fuerte elutriación de la base del flujo piroclástico, producto de la interacción de éste con el agua.

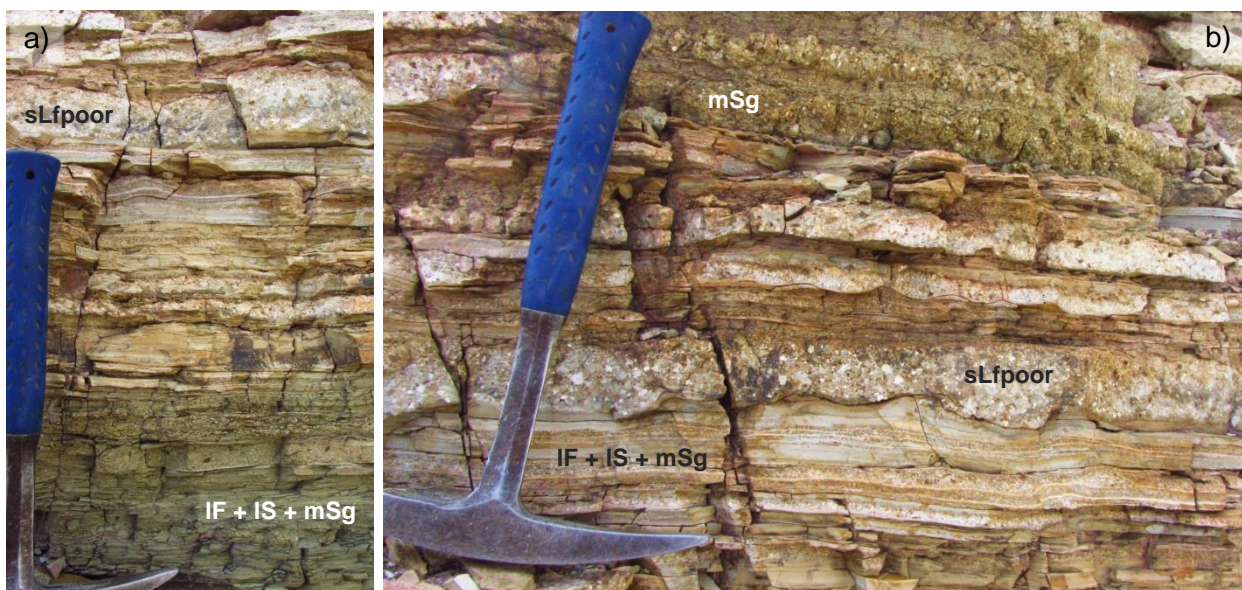


Figura 3.36: a) Lutitas laminadas, intercaladas con areniscas medias fosilíferas, areniscas gruesas y lapilitas. b) Calcos de carga en sLfpoor sobre lutitas

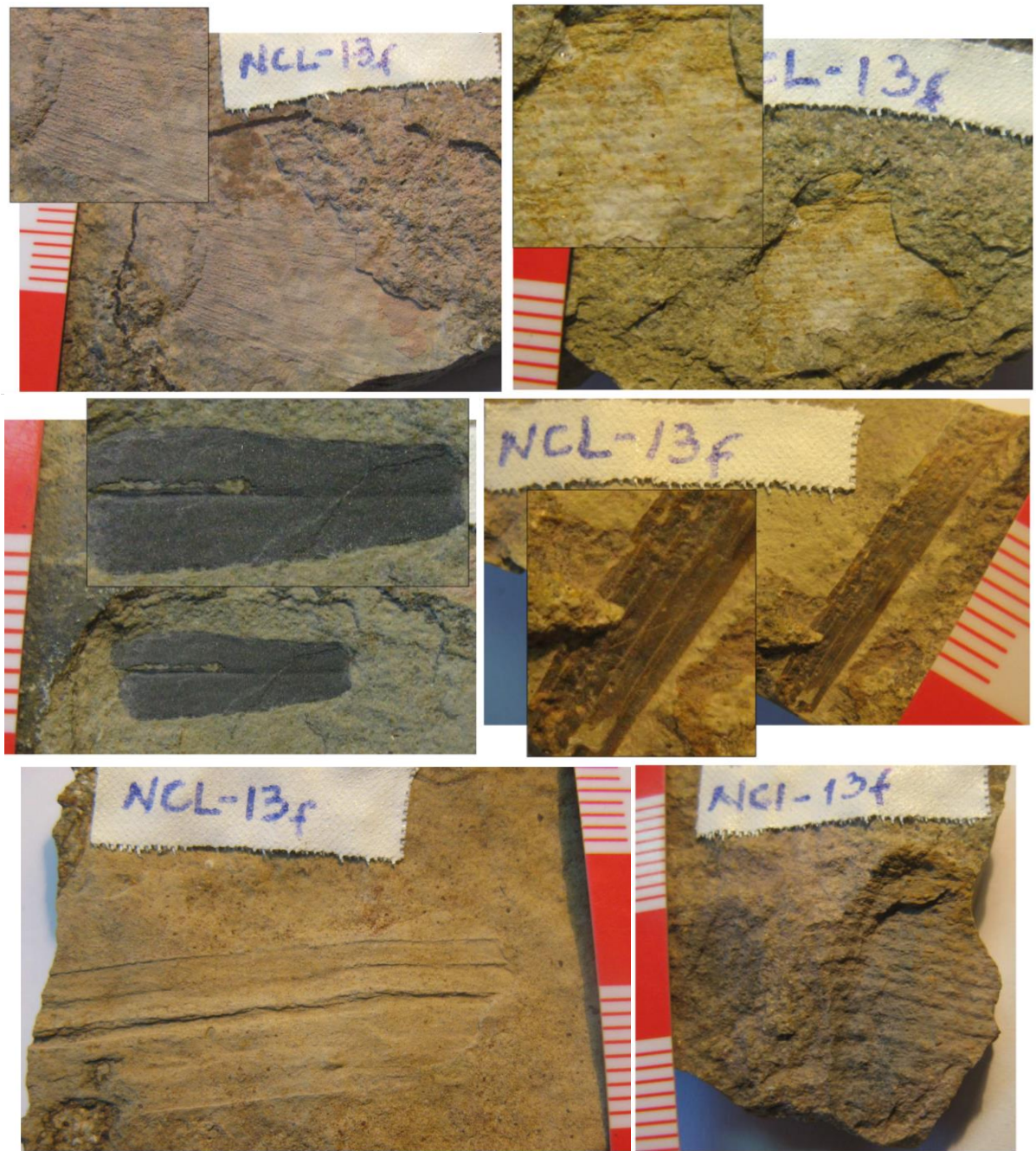


Figura 3.37: Distintos fósiles vegetales, hojas y tallos, en areniscas finas y medias laminadas.

Los restos vegetales, aparentemente corresponden a la familia *Heidiphyllum*, que son fósiles vegetales ampliamente documentados para el Triásico. Se caracterizan como vegetación enraizada que habría crecido en zonas de cursos fluviales e incluso de planicies deltaicas (Artabe *et al.*,2001), también, en suelos oxigenados asociados a llanuras anegadas por ríos meandriformes, a sistemas lacustres de poca extensión, someros o marginales y a depósitos deltaicos. (Leppe *et*

al, 2003), es decir en márgenes de cuerpos de agua dulce. Por lo tanto, estos restos vegetales pueden haber sido transportados por las corrientes superficiales o internas para luego decantar o pueden haber sido arrastrados por flujos turbidíticos y depositados directamente sobre el fondo.

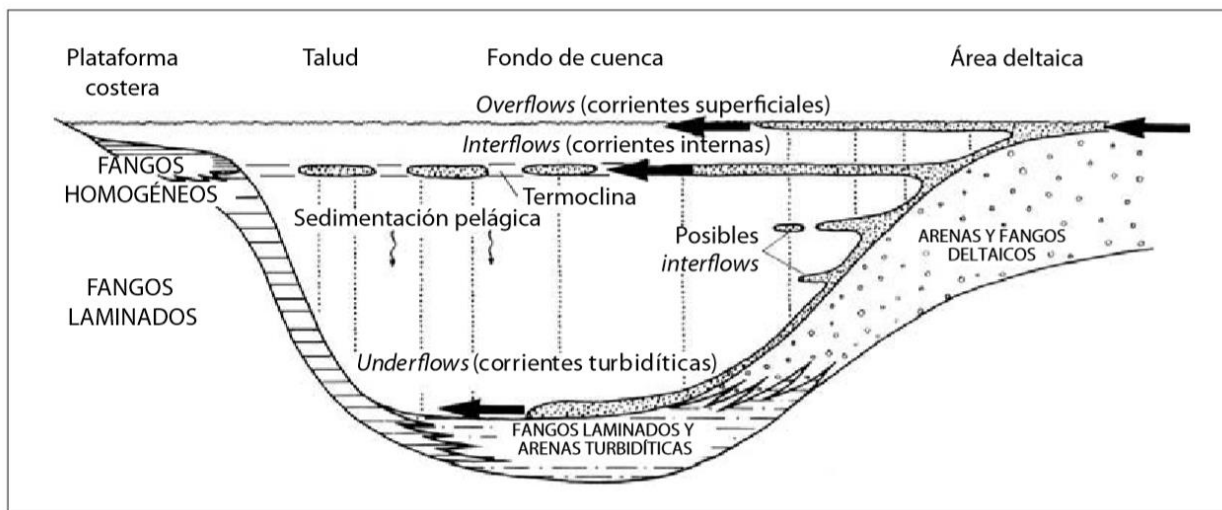


Figura 3.38: Mecanismos de distribución y tipos de sedimentos de un lago con sedimentación clástica (Sturm y Matter, 1978, en Fregenal y Meléndez)

3.3 Arquitectura

La sección estudiada, corresponde al relleno mixto, volcanoclástico y sedimentario de una cuenca, que está afectada por varias fallas normales de alto ángulo, corto desplazamiento y manteo principalmente hacia el este, a excepción de la falla 1 que mantea al oeste (Figura 3.1). Estas fallas definen bloques que tienen diferentes características entre sí. Algunos bloques poseen facies tanto piroclásticas como sedimentarias de presencia restringida a ellos y limitada por las fallas. Mientras que hay facies que tienen continuidad lateral de un bloque a otro, pero que pueden variar en espesor, textura y litología. En particular, la brecha dsIBr se encuentra restringida al bloque occidental, y la toba mLtpip + mlBr + mTBr, disminuye su espesor al este de la falla 1. En cambio, la asociación de facies de llanura de inundación y tobas mwLtpip no parecen variar significativamente de un bloque a otro. Por otro lado, al este de la falla 3, afloran facies piroclásticas y sedimentarias que se acuñan progresivamente sobre el bloque yacente y crecen hacia el este.

Esta configuración sugiere que la distribución y acomodación de algunas de las facies, tanto piroclásticas como sedimentarias, fue controlada por estas fallas. La vergencia al este predominante de las fallas normales, favoreció la generación de

espacio de acomodación y, por lo tanto, la formación de cuñas sedimentarias que tienen una componente de crecimiento hacia el este a partir de la falla 3.

Capítulo 4. AMBIENTE Y EVOLUCIÓN

El arreglo espacial, la geometría y las relaciones de contacto entre los distintos litosomas y las fallas que los limitan lateralmente constituyen el registro geológico observable de la interacción entre procesos sedimentarios, eruptivos y tectónicos, que ocurre durante la evolución de una cuenca. En este capítulo se pretende caracterizar y entender esta relación para la sección estudiada.

La sección estudiada está compuesta por rocas piroclásticas y sedimentarias, que presentan complejas relaciones de contacto entre ellas, lo que sugiere que los procesos involucrados en su emplazamiento deben estar estrechamente relacionados. Con el afán de comprender esta relación, se ha realizado un análisis de facies de manera paralela, para las rocas piroclásticas y sedimentarias, obteniendo respectivamente resultados hidrodinámicos de los procesos piroclásticos y rasgos de ambientes sedimentarios. En este capítulo se pretende integrar esta información, para entender cómo interactúan los procesos de cada sistema, el ambiente y la evolución de la cuenca. Para esto, es necesario tener en cuenta que la depositación de estas rocas corresponde a órdenes de magnitud temporales distintas, donde los depósitos generados por el volcanismo, son discretos y representan pequeños intervalos de tiempo dentro del desarrollo continuo de los procesos sedimentarios (Cas & Wright, 1987). Es decir, que el carácter y contexto depositacional de esta cuenca volcanoclástica está dado por el ambiente sedimentario, cuyo desarrollo se verá afectado por procesos eruptivos.

En la sección estudiada, se reconocen rasgos de los siguientes ambientes: lacustre de cuenca y desembocadura; aluvial de avalancha de roca y flujo de detritos; fluvial de faja de canales y llanura de inundación, que está compuesta a su vez por finos de inundación, abanicos de desborde y canales de desborde. Éstos rasgos componen un cuenca volcanoclástica continental con un nivel base local, que se ve interrumpida y afectada persistentemente por facies piroclásticas que registran un volcanismo de composición principalmente riolítica a riodacítica, con algunas facies andesíticas subordinadas. Los eventos eruptivos que caracterizan el volcanismo son predominantemente explosivos, compuestos por flujos piroclásticos diluidos y densos, generados por colapsos de columnas eruptivas, que pueden ser parciales y reiterados o únicos, y que comúnmente evidencian interacción con agua o sedimentos húmedos en su base y otros que se emplazan íntegramente en un cuerpo de agua. Los depósitos de flujos piroclásticos diluidos se presentan asociados a facies sedimentarias depositadas por cuerpos de agua, por lo que la baja densidad del flujo podría ser atribuido a la interacción con éstos. Los depósitos de caída están asociados a flujos piroclásticos diluidos y densos, posicionándose sobre ellos. Otros eventos eruptivos corresponden a

flujos piroclásticos densos generados por colapso de domo y de edificios poligenéticos, cuyos depósitos pueden llegar a ser de varios metros.

Esta cuenca además está afectada por numerosas fallas normales de alto ángulo y desplazamiento métrico, que controlan variaciones laterales de espesor y otras características de algunas facies, a partir de lo que se infiere una relación genética y cronológica entre estas variaciones y la actividad de las fallas. De esta manera se definieron tres secciones sintectónicas, compuestas por aquellas facies que evidencian actividad de las fallas normales, y cuatro secciones paratectónicas, compuestas por facies cuya acomodación no es atribuible a estas fallas (Figura 4.1), lo que permitió construir un modelo de evolución basado en tres etapas de subsidencia que se detallan a continuación.

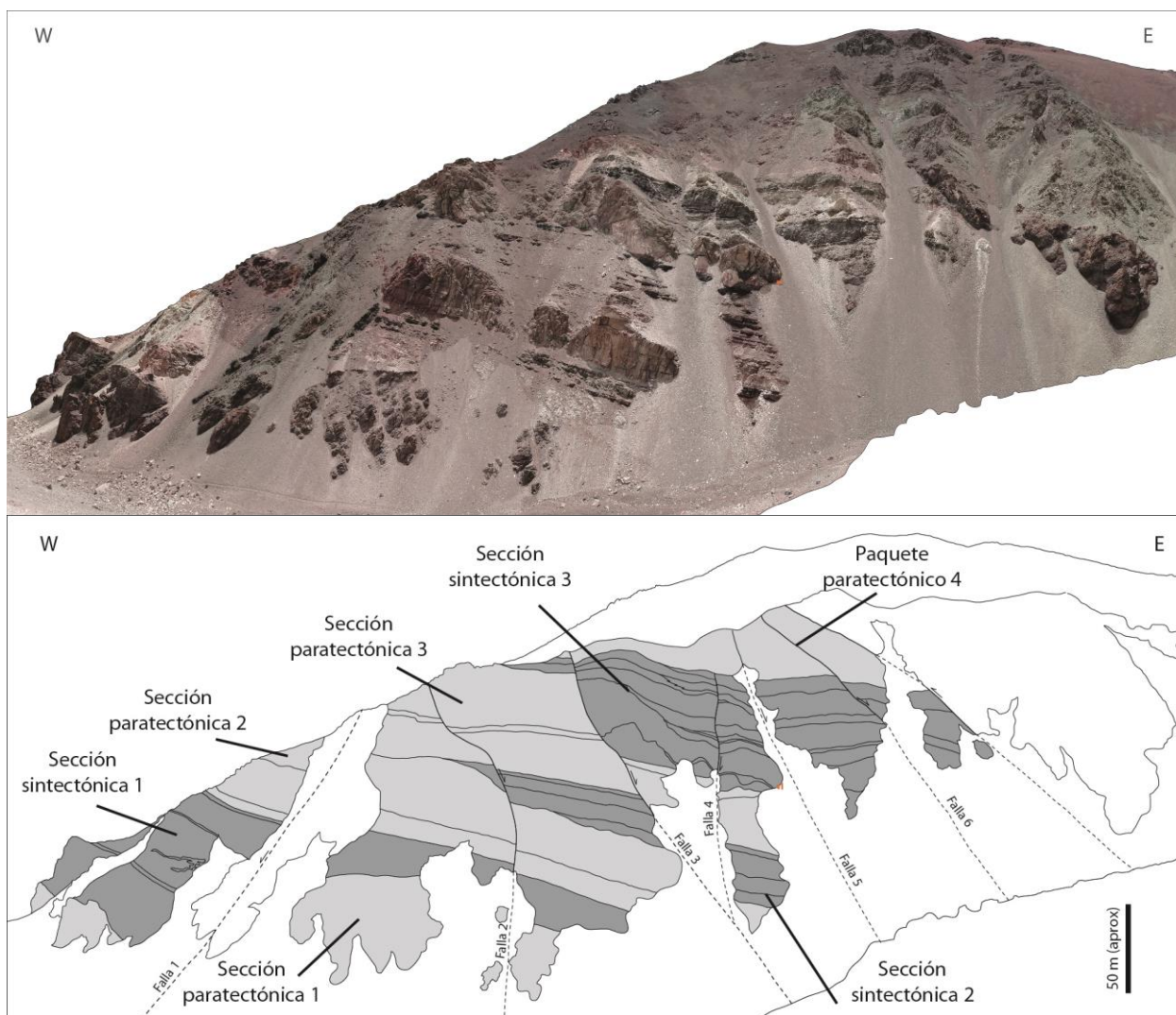


Figura 4.1: Secciones paratectónicas (gris claro) y sintectónicas (gris oscuro).

4.1 Primera etapa

Esta etapa se define por la actividad de la falla 1 (Figura 4.1, Figura 3.1), que es la única de vergencia oeste, en cuyo bloque colgante aflora la sección sintectónica 1.

Esta sección está compuesta por las facies dsIBr y la asociación mLTip + mlBr + mTBr. Su base se apoya sobre una toba vítrea de gran extensión y espesor, reconocida también en los alrededores de la zona de estudio. La base de la sección corresponden a una brecha piroclásticas (dsIBr), de decenas de metros de espesor, restringida al bloque colgante y que no aflora en el bloque yacente (Figura 4.2), lo que indica que el escarpe falla habría encausado el flujo piroclástico de colapso asociado al depósito ó que si el depósito existió al este de la falla 1, fue erodado.

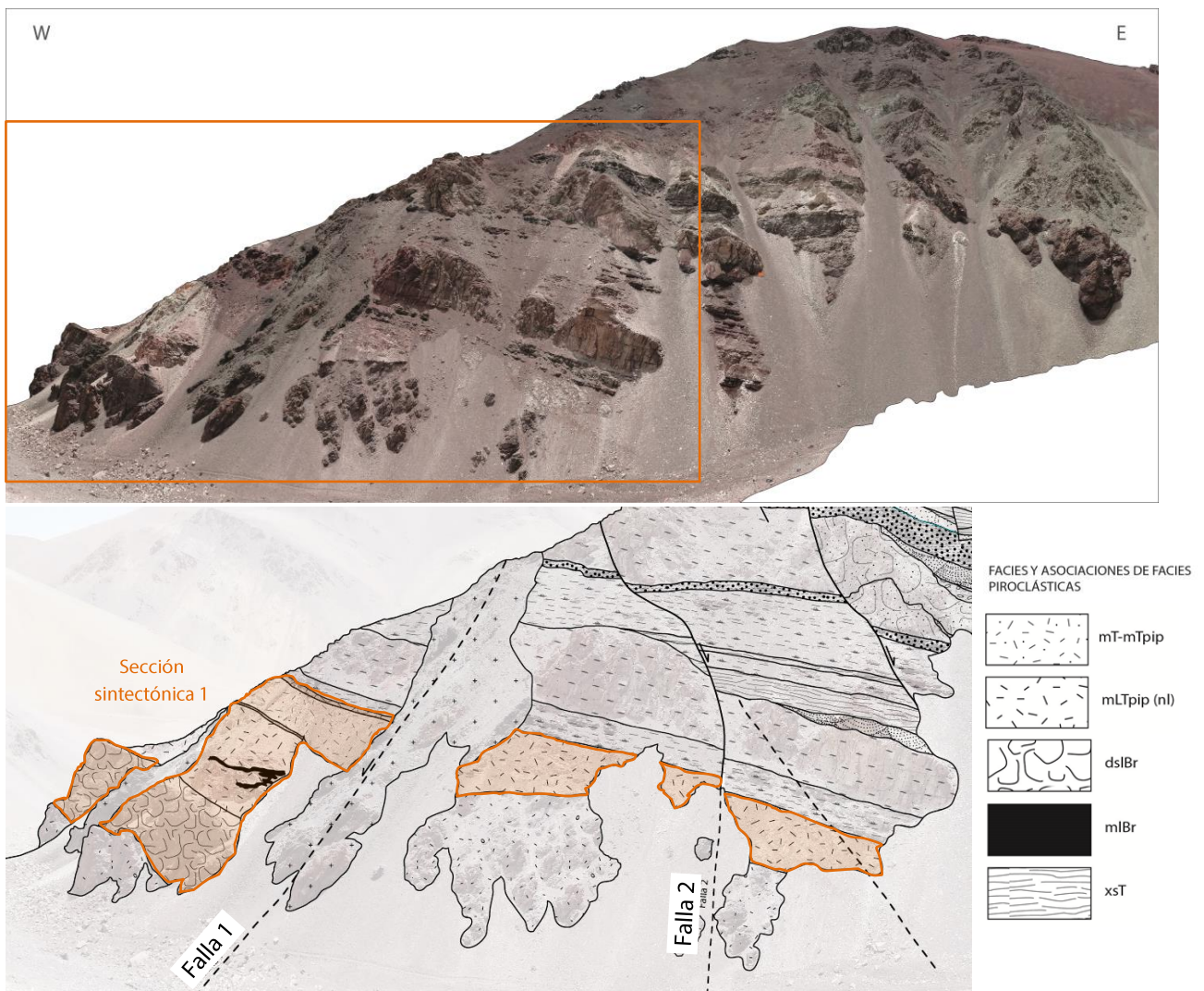


Figura 4.2: Acercamiento a perfil de afloramiento en sección sintectónica 1.

Sobre la brecha, se apoya una toba blanca riolítica vítrea (mLTpip + mIBr + mTBr) que presentan una disminución abrupta de espesor desde el bloque colgante al yacente, indicando rápida acumulación del material piroclástico, que favoreció la preservación del hombro del escarpe de falla (Figura 4.1, Figura 3.1). Los niveles de mIBr dentro de esta toba, presentan evidencias de deformación en estado no consolidado cerca de la falla 1. El pequeño desplazamiento relativo del techo de la sección sintectónica 1 a ambos lados de la falla 1, indican que esta falla no tuvo actividad posterior.

Esta etapa se diferencia de las posteriores porque su sección no presenta facies sedimentarias, lo que puede ser atribuido a una intensa actividad eruptiva, cuya alta tasa de acumulación inhibe el desarrollo de sistemas sedimentarios.

4.2 Segunda etapa

Se define por la actividad de la falla 2 (Figura 3.1, Figura 4.1), que miente al este, en cuyo bloque colgante aflora la sección sintectónica 2.

Esta sección se apoya en onlap sobre una toba vítrea de lapili soldada (mwLTpip) y crece levemente hacia el este de la falla 2. La toba mwLTpip, presenta espesores irregulares atribuibles al fallamiento y erosión, y que conforman una paleotopografía. Se desarrolla primeramente un sistema fluvial trenzado, representado por barras y canales, característico de pendientes moderadas. Éste, es interrumpido por, y sobre el cual, se deposita una toba xsT, a partir de un flujo piroclástico diluido, cuya fluidización podría estar asociada a la interacción con cuerpos de agua pertenecientes al sistema sedimentario. A este punto la acumulación de material piroclástico habría elevado el nivel base, ya que sobre xsT continúa el desarrollo del sistema fluvial, pero esta vez representado por una llanura de inundación (Figura 4.3), característico de pendientes más bajas y que termina por colmar el espacio generado por la falla y la topografía, que a su vez se encuentra sellado por otro depósito laminado de flujo piroclástico diluido.

Sobre esta sección se desarrolla un amplio ambiente de llanuras de inundación que sobrepasan la anterior considerada topografía, cuyo espesor no se ve afectado por la falla 2, por lo que su acomodación y subsidencia debe haber sido controlada por otras estructuras fuera de la zona de estudio.

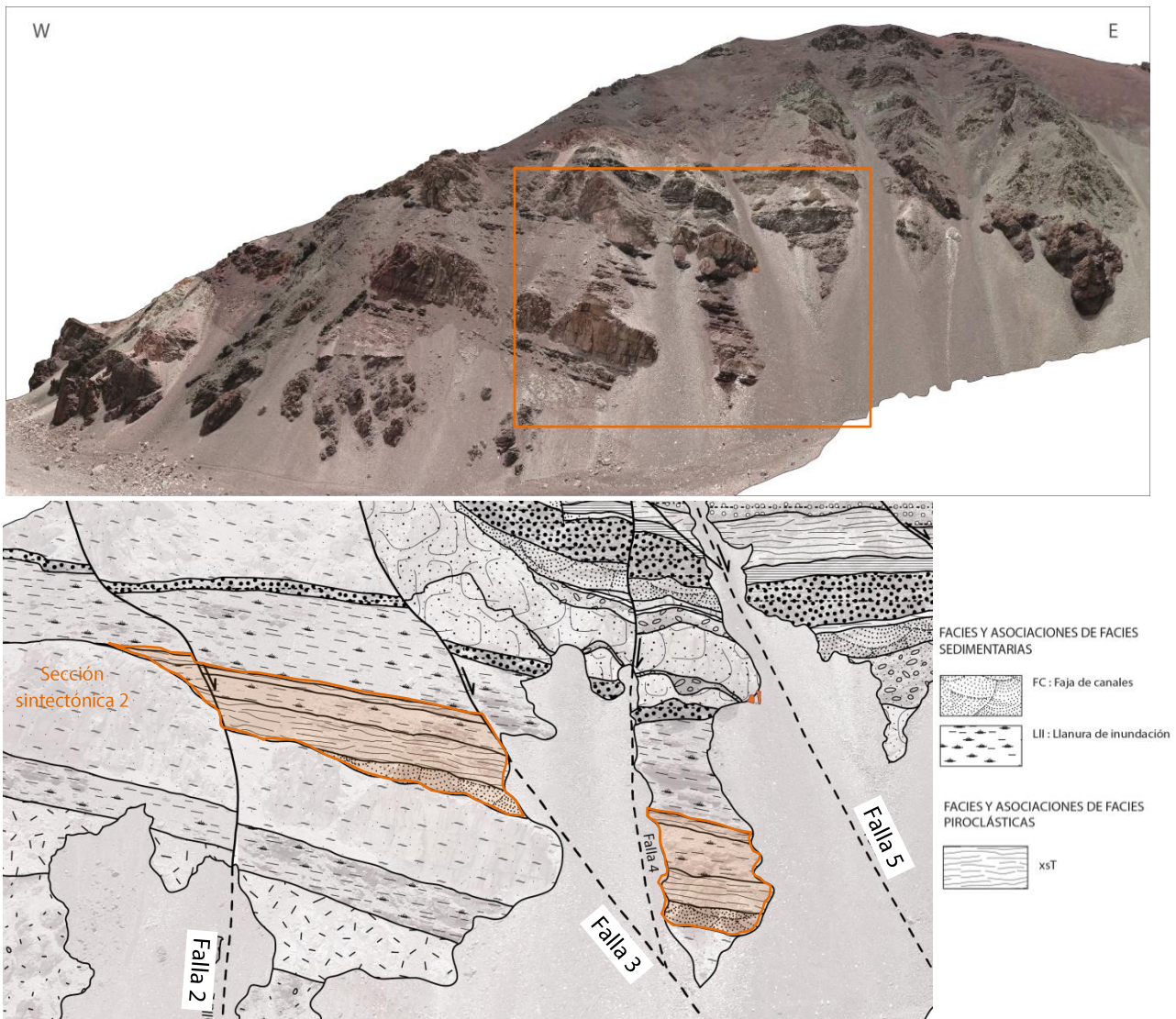


Figura 4.3: Acercamiento a perfil de afloramiento en sección sintectónica 2.

4.3 Tercera etapa

Esta etapa está definida por la actividad de las fallas 3, 5, y 4, que actúan en ese orden cronológico. En los bloques colgantes, al este de dichas fallas, aflora la sección sintectónica 3., truncada al este por una falla inversa de edad máxima neógena (Figura 3.1).

La base de la sección corresponde a brechas y megabrechas de avalancha y deslizamiento de roca, cuyas fuentes litológicas son fácilmente reconocibles en el bloque yacente de la falla 3 (Figura 3.34, Figura 4.4). Además se encuentran intercaladas con conglomerados de flujo de detritos, uno de los cuales aumenta

rápidamente su espesor hacia este, evidenciando en esta asociación, el desarrollo de un abanico aluvial proximal al escarpe de la falla 2, probablemente también controlado por la subsidencia de la falla 5. Este sistema aluvial evoluciona a un sistema de fajas de canales fluviales compuesto por gravas gruesas y arena que rellenan en onlap el espacio generado por la subsidencia de las fallas y estabilizando el gradiente gravitacional.

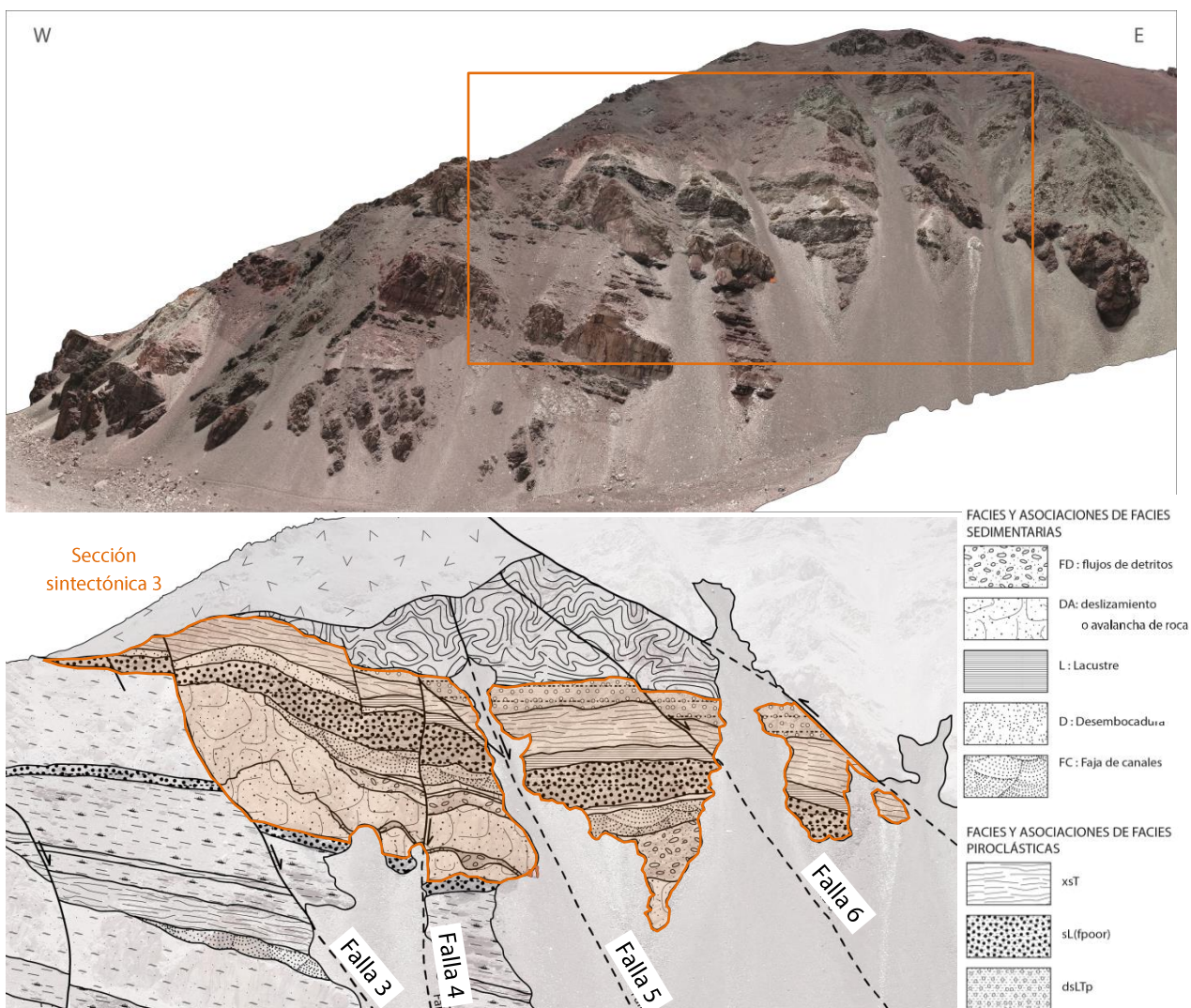


Figura 4.4: Acercamiento a perfil de afloramiento en sección sintectónica 3.

El sistema sedimentario se ve interrumpido por el emplazamiento de las lapilitas (sLfpoor) cuyo espesor aumenta también hacia el este, controlado por la subsidencia de las fallas 3 y 5. Estas lapilitas presentan evidencias de interacción con sedimentos húmedos y emplazamiento en cuerpos de agua (ver 3.1.2.8). Además se encuentran subyaciendo depósitos lacustres donde se intercalan varias capas de lapilitas que

poseen estas mismas características. El nivel estratigráfico de las facies lacustres varía lateralmente hacia el oeste a facies de desembocadura, lo que sugiere que el flujo de sedimentos tiene una componente desde oeste hacia el lago. Éstas asociaciones de facies de desembocadura y lacustre, son las últimas evidencias del desarrollo de un sistema sedimentario en la sucesión estudiada, pues a continuación sólo se registran depósitos piroclásticos de flujos diluidos y densos, que de igual manera presentan cambios de espesor hacia el este.

Finalmente, la toba reomórfica que es la última facies de la sección, se presenta con deformación interna dúctil, que se interpreta como ocurrida post deposición, pero aún en estado caliente. Este colapso es atribuible a la alta pendiente o inestabilidad generada por la acción de las fallas 4, 5 y 6. Sin embargo debido a que la información de esta última facies no está completa, ya que el techo está truncado y su base no se observa significativamente afectada por las fallas, se deja fuera de esta última sección sintectónica.

Capítulo 5. DISCUSIONES

5.1 Controles en la evolución de un sistema sedimentario en una cuenca mixta volcánica y sedimentaria.

El análisis de facies realizado en esta sucesión volcanoclástica, permitió reconocer una constante interacción de procesos volcánicos con procesos sedimentarios, que en conjunto forman el relleno de esta cuenca, que se acomoda a través de numerosas fallas normales.

Varias de las facies estudiadas poseen en común una componente gravitacional en los procesos depositacionales, dada por facies piroclásticas de colapso, tobas reomórficas, facies sedimentarias proximales de deslizamiento y avalancha de roca que dan cuenta de la etapa más temprana del desarrollo de un abanico aluvial. Todo lo anterior sugiere un paleorelieve activo con escarpes de falla.

Es posible inferir, en base a lo observado en la base de las secciones sintectónicas 2 y 3, que la subsidencia de los bloques colgantes de las fallas normales, captura primeramente los drenajes superficiales, representado por la instauración de fajas de canales. De esta manera, la sostenida subsidencia en el tiempo conduciría a la evolución de sistemas fluviales trenzados, asociados a ríos de pendientes moderadas a altas, a sistemas de llanuras de inundación y lagos, que actúan como nivel de base local dentro de la cuenca, marcando la fase final de colmatación de la cuenca y de disminución de la actividad de las fallas.

El material volcánico de los eventos eruptivos, se deposita interrumpiendo los procesos sedimentarios, modificando rápidamente el relieve y acelerando las tasas de acumulación de material en los espacios generados por la subsidencia local. Además el abundante aporte volcánico actúa como constante fuente de sedimentos proximales e inmaduros.

5.2 Cuenca Guanaco Sonso

Los mecanismos más importantes para acumular y preservar sucesiones estratigráficas volcanoclásticas en arcos continentales son dos: primero, por régimen extensivo o trastensivo en el margen, que genere espacios o cuencas en el arco, y segundo, por subsidencia localizada durante la formación de cuencas de calderas (Busby-Spera, 1988; Riggs y Busby-Spera, 1991). Por lo que la acumulación y

preservación de las rocas de la Formación Guanaco Sonso, debe estar asociada al menos a una de estas dos configuraciones.

El contexto tectónico regional para este período consta de subducción en el margen y desarrollo de cuencas extensivas al occidente y oriente de la zona de arco conformada por los complejos plutónicos y la Formación Guanaco Sonso (Coloma *et al.*, 2017). Las cuencas documentadas más o menos a esta misma latitud, corresponden a las cuencas extensionales marinas siliciclásticas de San Félix y Canto del Agua en Chile (Reutter, 1974; Moscoso *et al.*, 2010; Salazar *et al.*, 2013), y a las cuencas clásticas continentales de Cuyo e Ischigualasto en Argentina (Milana y Alcober, 1994; Ramos y Kay, 1991).

Es posible que este régimen extensivo generalizado haya generado también cuencas de intrarco que acumularan y preservaran depósitos volcanoclásticos. A pesar que no se hallaron evidencias en terreno de fallas normales importantes de esta edad atribuibles a una tectónica extensional, si se identificaron fallas normales de mesoescala, que podrían ser producto de la nucleación de fallas normales, que ocurre durante las etapas iniciales de un rift (Figura 5.1, Cowie *et al.*, 2000). Esto último se podría interpretar como fallas normales o pequeños sistemas de fallas normales que serían precursoras al desarrollo extensivo del Triásico Inferior a Medio, pero cuya subsidencia habría sido de corta duración y no se habría reactivado durante las etapas más avanzadas del rift, preservando depocentros pequeños y aislados (Figura 5.1 a).

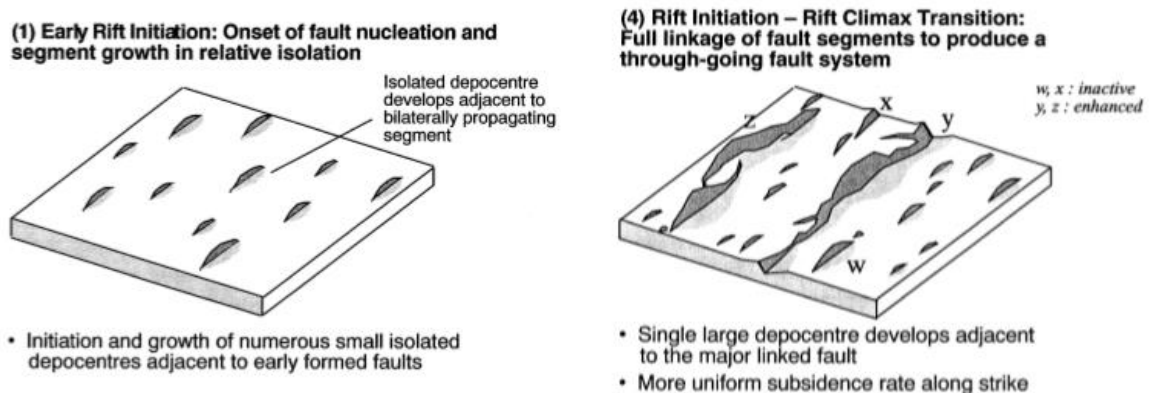


Figura 5.1: a) Nucleación de fallas normales en etapa inicial de rift. b) Fallas principales formadas a partir de la unión de fallas aisladas en etapa de máximo desarrollo del rift. (Extraído de Cowie *et al.*, 2000).

Sin embargo, las fallas normales de mesoescala también pueden ser atribuibles a sistemas volcánicos. Uno de los rasgos principales de la sección estudiada, es el dominio de depósitos volcanoclásticos riódacíticos explosivos, y el fuerte control que tienen las fallas normales de mesoescala y desplazamiento decamétrico, sobre la

génesis, ocurrencia, geometría y acomodación de las unidades piroclásticas y sedimentarias. El comportamiento característico de estas fallas de poco desplazamiento y corta vida, es compatible con el sistema estructural y sedimentario planteado por Lipman (1984) para cuencas de caldera, quien establece que la subsidencia ocurre en períodos cortos de tiempo, cuyos escarpes tienden a desplomarse y deslizarse hacia la depresión, formando depósitos de brechas de colapso que se interdigitan con otros depósitos de relleno de caldera acumulados durante y después de la formación de ésta. Por lo tanto, los depósitos asociados a calderas, estarían dominados por ignimbritas de espesores importantes, las ya nombradas brechas de colapso, depósitos lacustres que indican el desarrollo de un nivel base local, y otros depósitos sedimentarios, como los descritos en este trabajo, por lo que es posible que, al menos la sección estudiada de la Formación Guanaco Sonso, corresponda a una o varias cuencas de caldera de subsidencia local. Sin embargo, no se observan en terreno otros rasgos típicos de formación de calderas como fallas anulares o ignimbritas gigantescas.

Finalmente, con los datos obtenidos en este estudio, no es posible descartar un ambiente de extensión de intrarco, ni de pequeños depocentros asilados precursores de la extensión triásica, ni la subsidencia local generada por cuencas de caldera en el arco. Pero resulta muy interesante pensar que estas opciones no son excluyentes, y es posible que la Formación Guanaco Sonso haya sido albergada por dos o más de estas configuraciones geológicas.

Capítulo 6. CONCLUSIONES

En el contexto geológico regional, la Formación Guanaco Sonso en conjunto con los intrusivos penecontemporáneos, emplazados en el régimen extensivo comprendido entre el Lopingiano y el Triásico Superior, constituyen la mayor parte de las rocas ígneas expuestas en el área estudiada.

Los depósitos que constituyen a esta formación son esencialmente volcániclásticos de composición predominantemente félsica, que caracterizan una actividad fundamentalmente explosiva e intermitente, que interrumpe y modifica los sistemas sedimentarios. Y que además, en su conjunto, fueron controlados por la subsidencia de fallas normales.

El análisis de facies aplicado a esta sección permitió caracterizar e interpretar los procesos y ambientes, tanto piroclásticos como sedimentarios, que participaron en la depositación de las unidades. A su vez, permitió establecer sincronía entre la actividad de las fallas normales de poco desplazamiento y la acomodación de las unidades, afectándolas de tal manera que el arreglo espacial de las facies, sus variaciones laterales y naturaleza están controlados por ellas.

Las facies sedimentarias conforman ambientes aluviales, fluviales y lacustres, cuyo desarrollo y evolución está también controlado por la progresiva subsidencia de los bloques limitados por las fallas normales y el aporte masivo y constante de material volcánico.

El emplazamiento de muchas de las facies piroclásticas habría interactuado con sedimentos húmedos o cuerpos de agua, por lo que el volcanismo podría ser caracterizado como hidrovulcanismo riodacítico para esta sección.

Las características y relaciones anteriormente descritas son rasgos compatibles con ambientes de cuenca de caldera y cuencas intra-arco. Sin embargo faltan algunos rasgos como fallas circulares o fallas maestras que permitan discriminar entre ellas.

Capítulo 7. BIBLIOGRAFÍA

ALVAREZ, P. y RAMOS, V. 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Sciences*, v.12, p. 17-31.

ARTABE, A., MOREL, E., ZAMUNER, A. 2001. *El sistema triásico en la Argentina*. Editorial Universidad Católica de la Plata. La Plata.

BAGNOLD, R.A. 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society, London*, A225, p.49-63.

BISSIG, T., LEE, J., CLARK, A., HEATHER, K. 2001. The cenozoic history of volcanism and hydrothermal alteration in the central andean flat-flab region: New ⁴⁰Ar-³⁹Ar constraints from the El Indio-Pascua Au (-Ag, Cu) belt, 29°20'-30°30' S', *International Geology Review*. 43: 4, 312 - 340.

BLAIR, T. y McPHERSON, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*. Vol A 64, No. 3, p.450-489

BRANNEY, M. y KOKELAAR, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54, p.504-520.

BRANNEY, M. y KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoirs*, 27.

BUSBY-SPERA, K. 1986. Depositional Features of Rhyolitic and Andesitic Volcaniclastic Rocks of the Mineral King Submarine Caldera Complex, Sierra Nevada, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Elsevier Science Publishers, Amsterdam p.43-76.

CAS, R., y WRIGHT, J. 1987. *Volcanic successions modern and ancient*. Allen & Unwin, London.

CHARRIER, R. 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*. 26. p.1-47.

CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: MORENO, T. & GIBBONS, W. (editors). The Geology of Chile. The Geological Society, London, 21-114.

COLOMA, F., CREIXELL, C., SALAZAR, E. 2013. Arc development during continuous subduction from carboniferous to triassic: Evidence from geochemistry of intrusive rocks in the Vallenar Cordillera (El Tránsito valley), andes of Northern Chile. International Geological Congress on the Southern Hemisphere GEOSUR, actas electrónicas, Viña del Mar.

COLOMA, F., ORTIZ, M., CREIXELL, C., SALAZAR, E., MERINO, R. 2015. Nuevos antecedentes geológicos de las rocas volcánicas e intrusivas del Triásico Inferior-Medio en la alta cordillera de Vallenar (28°30'-29°30' S). Actas XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena.

COLOMA, F., VALIN, X., OLIVEROS, V., VÁSQUEZ, P., CREIXELL, C., SALAZAR, E., DUCEA, M. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44, p. 147-178.

COWIE, P., GUPTA, S., DAWERS, N. 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Research*, 12, p.241-261.

DEL REY, A., DECKART, K., ARRIAGADA, C., MARTINEZ, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, volumen 37, p.172-181.

FRANZESE, J. y SPALLETI, L. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: Tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, p.257-270.

FREGENAL-MARTÍNEZ M. y MELÉNDEZ, N. 2010. Lagos y sistemas lacustres en: ARCHE, A. Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.p. 299-397.

GOMEZ, B., NAFF, R., HUBBELL, D. 1989. Temporal variations in bedload transport rates associated with the migration of bedforms. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol 14, p.135-156.

LEPPE, M., ABAD, E., PALMA-HELDT, S. Y P.MOISAN. 2003. Flora triásica del Cerro Calquinhue, Región del Bío-bío, Chile. X Congreso Geológico Chileno, Concepción.

LIPMAN, P. 1984. The roots of ash flow calderas in Western North America: Windows into the tops of Granitic Batholiths. *Journal of Geophysical Research*, vol 89, no. B10, p.8801-8841.

LLAMBIAS, E., y SATO, A.M. 1990. El Batolito de Colanguil (29-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y Marco Tectónico. *Revista Geológica de Chile*, Volumen 17, n° 1. p.89-108.

MAKSAEV, V., MUNIZAGA, F., TASSINARI, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleoPacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology*.

MAKSAEV V., MOSCOSO J., MPODOZIS C., NASI, P. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico Superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° s): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, no. 21, p.11-51.

MARTIN, M., CLAVERO, J., MPODOZIS, C., CUITIÑO, L. 1995. Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado, IR-95-06: 2 Vols. Santiago.

MARTIN, M., CLAVERO, R., MPODOZIS, C. 1999. Late Paleozoic to Early Jurassic tectonic development of the high Andean Principal Cordillera, El Indio Region, Chile (29-30°S). *Journal of South American Earth Sciences* 12 (1), p.33-49.

MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., VALDIVIA, R., DECKART, K., PEÑA, M. 2015. Geometry and kinematics of the Andean thick-skinned thrust systems: Insights from the Chilean Frontal Cordillera (28°-28.5°S), Central Andes, *Journal of South American Earth Sciences*.

MEHNERT, K. 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.

MIALL, A. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. 4ta edición, Springer, Germany.

MILANA, J. y ALCOBER, O. 1994. Modelo tectonosedimentario de la cuenca triasica de Ischigualasto (San Juan, Argentina): *Revista de la Asociacion Argentina*, v. 49.

MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C., RIBBA, L., ARÉVALO, C. (compilador). 2010. Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar 7, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.

MOSCOSO, R., y MPODOZIS, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S), Regiones de Atacama y Coquimbo. Revista Geológica de Chile. Vol 15. No2, p.151-166.

MPODOZIS, C. y CORNEJO, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, IV Región de Coquimbo, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, n° 68, 1:250.000.

MPODOZIS, C. y KAY, S. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31° S). Revista Geológica de Chile, Vol. 17, No. 2, p. 153-180.

MPODOZIS, C. y KAY, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). Geological Society of America Bulletin, v. 104, p.999-1014.

MUZZIO, G. 1980. Geología de la región comprendida entre el Cordón el Varillar y Sierra de Vizcachas, precordillera de Atacama, Chile. Memoria de título (inédito), Universidad de Chile, 176 p. Santiago.

NASI, C., MOSCOSO, R., MAKSAEV, V. 1990. Hoja Guanta, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, n° 67, 1:250.000. 140p.

NASI, C., MPODOZIS, C., MOSCOSO, R., MAKSAEV, V., CORNEJO, P. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. Revista Geológica de Chile 25-26: p. 77-111.

ORTIZ, M. y MERINO, R. 2015. Geología del área río Chollay-Matancilla y cajón del Encierro: regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175 y 176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

RAMOS, V. Y KAY, S. 1991. Triassic rift basalts of the Cuyo Basin, Central Argentina. En: Harmon, R. y Rapella, C. (editores). Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Publications, 265, p.79-91.

REUTTER, K. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung 146, p.153-178.

RIGGS, N. Y BUSBY-SPERA, C. 1991. Facies analysis of an ancient, dismembered, large caldera complex and implications for intra-arc subsidence: Middle Jurassic strata of Cobre Ridge, southern Arizona, USA.

SALAZAR, E. 2012. Evolución Tectono-Estratigráfica Post-Paleozoica de la Cordillera de Vallenar. Memoria para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

SALAZAR, E., COLOMA, F., CREIXELL, C. 2013. Geología del Área El Tránsito-Lagunillas, III Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

SALAZAR, E., COLOMA, F. 2016. Geología del Área Cerro de Cantaritos – Laguna Chica, III Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.

SCHMINCKE, H. y SWANSON, D. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geology*, 75, p. 641-664.

SPARKS, R. S. J., SELF, S. & WALKER, G. P. L. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1, p. 115-118.

SPARKS, R. y WILSON, L. 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational collapse. *Journal of the Geological Society of London*, 132, p. 441-451.

SPARKS, R. y WALKER, G. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2, p. 329-341.

SULPIZIO, R. Y DELLINO, G. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. In Gottsmann, J. & Martí, J. (editors): *Caldera Volcanism, analysis, modelling and response*. Elsevier B.V. 492 p. España y Reino Unido.

SULPIZIO, R., MELE, D., DELLINO, P., LA VOLPE, L. 2007. Deposits and physical properties of pyroclastic density currents during complex subplinian eruptions: the AD472 (Pollena) eruption of Somma-Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, vol 54. p 607-635.

THIELE, R. 1964. Reconocimiento geológico de la alta cordillera del Elqui. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, p.69. Santiago

TROFIMOV, J.; SPARKS, R.; TALLING, P. 2008. Anatomy of a submarine pyroclastic flow and associated turbidity current: July 2003 dome collapse, Soufriere Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Sedimentology*, vol 55, p 617-634.

Capítulo 8. ANEXOS

Tabla 2: Resumen de facies y asociaciones de facies piroclásticas y su interpretación.

ASOCIACIONES DE FACIES	DESCRIPCIÓN	MECANISMOS DE TRANSPORTE	TIPO DE FLUJO
rT	Toba vítrea muy fina, riolítica, blanca rosada, de base plana y techo irregular erodado. Está fuertemente soldada, con laminación planar convoluta, y en sectores brechizada. La base se presenta bandeada y muy deformada.	Flujo tractivo que genera la laminación y soldamiento intenso.	Flujo piroclástico diluido y aglutinación de los vitroclastos durante la depositación y deformación dúctil sin y postsoldamiento.
xsT + LT	Toba vítrea masiva, blanca o blanca y roja, riolítica, buena selección, con variable proporción de cristales de plagioclasa, cuarzo y felespato, y escasos líticos tamaño lapilli fino. Presenta laminación principalmente planar, en ocasiones ondulosa, cruzada en artesa, cruzada planar de bajo ángulo e imbricaciones. Puede estar Intercalada con lentes y niveles de toba de lapilli con bases erosivas y estructuras de carga marcando los cambios granulométricos. Pueden presentar gradación inversa-normal y puede tener clastos arrancados de areniscas en la base. Base irregular, rellenando topografía.	Flujos turbulento y borde dominado por tracción para xsT y flujos granulares para lensLT	Alternancia de ambas dinámicas flujo indican acreción por diferentes pulsos que se desarrollan dentro de la corriente . La facie de LT marca la base de cada pulso, mientras que xsT registra el paso de la parte superior más diluida de la corriente (Sulpizio, 2007). Flujo piroclástico diluido.
frich mLTPip + mT	Asociación en pares, repetitivos, de niveles decimétricos de tobas de ceniza gruesa y media, blancas (frich mLTPip) seguidas de niveles centimétricos a milimétricos de toba de ceniza muy fina gris a verde (mT). La toba de ceniza gruesa y media gris, contiene cristales de cuarzo en la matriz y escasos líticos alargados tamaño lapilli (2%). Hacia el techo los líticos son de riolita porfírica rica en cristales y puede presentar pipas de elutriación. Bases y techos planos en contactos nítidos.	frich mLTPip: Borde de flujo dominado por escape de fluidos. mT: decantación.	Flujos de densidad piroclásticos, con sus respectivas nubes acompañantes o coignimbríticas, generados por colapsos parciales de la columna eruptiva asociada.
mLTcpip	Toba vítrea de ceniza, masiva, de composición dacítica a andesítica, color gris morado. Compuesta por abundantes cristales de plagioclasa euhedrales, maclados y aglomerados de tamaños de 1 a 7 mm, y pómez tamaño lapilli empobrecidos en cristales con respecto a la matriz y que aumentan su abundancia hacia el techo. Matriz de ceniza fina con algunas pipas de elutriación. En sectores presenta brechización con areniscas rojas finas. Base cubierta y techo irregular.	Borde de flujo dominado por escape de fluidos.	Flujo denso piroclástico, que interactúa con sedimentos húmedos en su base y con elutriación de finos en la columna eruptiva y/o durante el transporte y depositación.
dsLTp	Toba vítrea de lapilli riolítica, verde, de base plana y techo que grada a xsT. Es matrizsoportada, compuesta principalmente por pómez de hasta 3 cm, de abundancia y soldamiento variable, y escasos líticos de lapilli fino y ceniza. Presenta laminación planar y cruzada irregular y difusa, marcada principalmente por cambios granulométricos.	Flujos granulares pulsativos con influencia tractiva en el borde del flujo.	Flujo piroclástico de densidad intermedia.
sLfpoor	Intercalaciones decimétricas de lapilita negra andesítica con areniscas negras. Lapilita lítica negra andesítica, en cuerpos tabulares que pueden tener estructuras de carga en la base, clastosoportada, muy empobrecida en matriz, fragmentos subredondeados a subangulosos compuesto principalmente por líticos andesíticos negros, escasos cristales y fiames en la base, que además se encuentra comúnmente alterada a minerales verdes con vetas o zonas de alteración dendriformes o en forma de pipa. Estratificación bien desarrollada, marcada por cambios granulométricos, pero de estructura interna masiva con gradaciones normales e inversas, en su base puede tener clastos arrancados de arenisca. Se presenta intercalada con areniscas finas a gruesas con laminaciones planar y a veces cruzada de bajo ángulo. Los contactos entre ambas facies son nítidos.	Flujos granulares pulsativos fuertemente segregados.	Sucesión de facies proximales y distales de flujos piroclásticos densos, de fuente subarea que sufren una segregación violenta y efectiva al ingresar a un cuerpo de agua. Las facies proximales corresponden a flujos granulares y las facies distales corresponden a un flujo que se va diluyendo para formar corrientes de turbidez.
mLTpip + mIBr + mTBr	Asociación compuesta principalmente por toba vítrea de lapilli riolítica (mLTpip), que en su base grada desde toba brechosa (mTBr), y que en sectores se encuentra interestratificada o con niveles estratiformes de brecha lítica piroclástica (mIBr). La toba brechosa (mTBr) está compuesta principalmente por líticos tamaño bloque, subredondeados a redondeados y monomíticos, en matriz cinerítica de cristales y esquirlas. Los líticos de mTBr van decreciendo rápidamente desde la base del depósito en tamaño y abundancia, gradando a toba de lapilli (mLTpip), que es masiva, de mala selección y está compuesta por vitroclastos de lapilli y ceniza, líticos tobáceos angulosos a subangulosos de hasta 7 cm, que varían su abundancia en dominios irregulares, en matriz de ceniza gruesa de cristales y esquirlas. Presenta abundantes pipas de elutriación que concentran líticos, en todo el depósito. En sus niveles medios se encuentra interestratificada con niveles irregulares de brecha piroclástica (mIBr), clastosoportada, mala selección, compuesta principalmente por líticos de hasta 25 cm en escasa matriz cinerítica intersticial. Éstos presentan gradación inversa en algunos niveles. Se presentan en capas y lentes irregulares de bases fuertemente marcadas por estructuras de carga, contactos nítidos. La forma y composición de los líticos de ambas facies, mLTpip y mIBr, es la misma, sólo varía el tamaño. La toba de lapilli mLTpip es de techo plano, matrizsoportada y compuesta por bloques líticos de riolita porfírica rica en cristales. Forma y composición de los líticos de ambas facies (mLTpip y mIBr) es la misma, sólo varía el tamaño. El espesor de esta asociación disminuye dramáticamente al este de la falla 1.	mLTpip(nl): borde de flujo dominado por escape de fluidos. mIBr: pulsos granulares en la base de flujo principal.	mLTpip(nl) Flujo denso piroclástico de rápida agradación, con aportes diferenciales de líticos o variaciones en la competencia del flujo. mIBr pulsos de avalancha por colapso del conducto eruptivo o por erosión del sustrato, que se transportan como un flujo denso granular en la base de la corriente piroclástica, sobreponiéndose al borde de flujo dominado por fluidos.
mwLTpip	Toba vitroclástica de lapilli, riolítica, masiva, blanca y roja, mala selección, compuesta por abundantes fiames y pómez (30-40%), líticos volcánicos de hasta 5 cm (5-20%) y cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásico de hasta 4 mm (hasta 20%). Posee algunas pipas de elutriación e intrusiones sedimentarias fuertemente oxidadas. Base irregular, fuertemente oxidada, con clastos arrancados de arenisca roja laminada con gradación normal interna.	Tasa de aporte de piroclastos mayor a las tasas de sedimentación. Borde de flujo dominado por escape de fluidos	Flujo piroclástico denso y uniforme de rápida agradación,
mTBr	Toba masiva riolítica, matrizsoportada, compuesta por 20% de bloques líticos redondeados monomíticos de hasta 15 cm en matriz cinerítica media a gruesa, algunos de ellos corresponden a bombas deformando la matriz circundante. Los bloques son de riolita porfírica rica en cristales. Contacto gradual del techo con mLTpip (nl), base plana.	Borde dominado por escape de fluidos. Asociado al colapso de un domo.	Flujo piroclástico denso, asociado al colapso parcial de un domo riolítico o a la erosión piroclástica de él. Bloques pueden haber sufrido descaramiento termal.
dsIBr	Brecha lítica piroclástica, polimítica, estratificación difusa, dada por niveles de bloque más gruesos y variaciones en la proporción de clastos (clastosoportada a matrizsoportada). Líticos volcánicos, algunos de la misma litología de la mLt subyacente, que pueden presentar bordes fuertemente oxidados. Muy mala selección, los tamaños van de lapilli fino a bloques muy gruesos. Base irregular, techo plano y oxidado.	Flujo granular pulsativo. Los bloques se concentran en la parte superior de los pulsos.	Flujo denso piroclástico, rico en líticos producto de la erosión o colapso de un edificio volcánico, que podría incorporar accidentales al flujo.

Tabla 3: Resumen de facies y asociaciones de facies sedimentarias y su interpretación.

FACIES		DESCRIPCIÓN	PROCESO
Fl	Lutita a limolita laminada	Lutita negra a limolita roja con laminación fina planar. Las limolitas presentan bioturbación. Se presentan en capas de pocos centímetros, de base plana y techo plano a irregular.	Decantación
Fm	Limolita a arenisca fina masiva	Limolita a arenisca fina, masiva roja, base plana y techo irregular. Puede tener gradación normal (Fn), bioturbación, pómez y cristales de plagioclasa que pueden estar en niveles o distribuidos homogéneamente. Se presenta en cuerpos tabulares de base plana y techo irregular a plano, con espesores de pocos centímetros hasta 2m.	Decantación
Sh	Arenisca fina a gruesa conglomerádica con laminación planar	Arenisca fina a gruesa hasta conglomerádica, con laminación planar y buena selección. En facies rojas puede ser difusa hacia el techo, tener pómez y plagioclasas, poseer clastos arrancados de arenisca fina o limolita en la base y estar bioturbadas. En facies amarillas presentan restos fósiles de vegetales hidrófilos y puede tener gradación normal. Techos planos, en facies gruesas la base puede ser plana a irregular o con calcos de carga.	Flujo tractivo no confinado, a veces erosivo. Indican la transición de flujos subcríticos a supercríticos en profundidades no mayores a 0,5 m. En su mayoría representan un solo evento dinámico.
Sm	Arenisca media a gruesa masiva	Arenisca media a gruesa, hasta gravosa, masiva, en lentes de base cóncava a irregular y techo convexo a plano. En su base puede tener clastos arrancados de limo y areniscas finas imbricados. Además puede poseer pómez tamaño grava.	Flujo tractivo, a veces erosivo, puede estar o no canalizado.
Sn	Arenisca media a gruesa masiva gradada	Arenisca media a gruesa masiva de base y techo plano. Presenta gradación normal, en facies rojas hasta limo y puede tener clastos arrancados de limolita en la base y rizocreciones en el techo. El espesor de las facies rojas puede ser de hasta 50 cm, mientras que el de las facies amarillas es sólo de hasta 2 cm.	Flujo tractivo y decantación.
Sp	Arenisca media a gruesa con laminación cruzada planar	Arenisca media a gruesa con laminación cruzada planar. En cuerpos tabulares de base y techo planos.	Migración de dunas de cresta recta.
St	Arenisca gruesa con estratificación cruzada en artesa	Arenisca gruesa a conglomerádica, con estratificación cruzada en artesa, buena selección a moderada, clastosoportada. Puede tener pómez y clastos arrancados de limolita en la base. Se presenta en cuerpos tabulares de base irregular a plana y techo plano o en lentes de base cóncava y techo plano a cóncavo.	Migración de dunas cresta sinuosa, relleno de canales.
Ss	Arenisca gruesa conglomerádica con estratificación difusa	Arenisca gruesa conglomerádica, de muy mala selección, brechosa, polimíctica y de estratificación difusa. Se presenta en cuerpos lenticulares pronunciados.	Rápida depositación de la carga de lecho de un flujo tractivo.
Gt	Conglomerado fino a medio con estratificación cruzada en artesa	Conglomerado fino clastosoportado, con estratificación cruzada de bajo ángulo, en cuerpos elongados de base y techo planos y en lentes de base cóncava y techo irregular.	Migración de dunas cresta sinuosa, régimen alto, menguante.
Gp	Arenisca conglomerádica a conglomerado fino con estratificación cruzada planar	Estratificación cruzada planar, a veces difusa, muy mala selección, brechoso, polimíctico. Puede presentar gradación normal. Se presenta en lentes elongados de base irregular a cóncava, y techo convexo a irregular, en espesores no mayores a 50 cm.	Barra transversal, profundización o expansión del flujo.
Gn	Conglomerado fino masivo con gradación normal	Conglomerado fino, masivo y con gradación normal. Se presenta en cuerpos elongados de base irregular o cóncava y techo plano o convexo.	Barra en flujo canalizado.
Gm	Conglomerado medio a grueso masivo	Conglomerado medio a grueso, masivo, polimíctico, clastos subredondeados a brechosos. Se presenta en cuerpos lenticulares de base cóncava o plana a irregular y techos cóncavos, planos o convexos.	Flujo erosivo y depositación de gravas lag.
Gmm	Paraconglomerado masivo	Paraconglomerado masivo, polimíctico, matriz de limo con algunas gravas de arenisca gruesa. Se presenta en cuerpos tabulares de base y techo planos con clastos redondeados a subredondeados de hasta 10 cm en matriz de arena y limo, con algunos cristales de plagioclasa distribuidos homogéneamente.	Flujo laminar de detritos, plástico y viscoso.
Gcm	Conglomerado grueso masivo	Conglomerado grueso masivo, clastosoportado, aunque en sectores puede ser matrizsoportado, de base convexa a irregular no erosiva. Se presenta en cuerpos tabulares acuñaados, que rellenan canales.	Flujo laminar pseudoplástico de detritos. Carga de lecho inercial.
MB	Megabrecha	Megabrecha, bloques métricos a decamétricos monolitológicos de ignimbrita mwLTpip. En cuerpos irregulares acuñaados.	Deslizamiento o avalancha, con bajos niveles de desintegración.
GBm	Brecha rica en matriz	Brecha con bloques de mwLTpip de hasta más de 1 m, matrizsoportada, oligomíctica, que presenta restos vegetales carbonizados.	Avalancha de roca, de poco desplazamiento, niveles intermedios de desintegración.