



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

ESTRATIGRAFÍA Y ESTUDIO DE PROVENIENCIA DE LAS SUCESIONES DE GRAVAS
NEÓGENAS EN LA CORDILLERA FRONTAL DEL VALLE DEL HUASCO, REGIÓN DE
ATACAMA: FORMACIÓN LAGUNA GRANDE (28°45'S)

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

KATIA ANDREA ROSSEL BUSTAMANTE

PROFESOR GUÍA:
GERMÁN AGUILAR MARTORELL

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
LUISA PINTO LINCOÑIR
SEBASTIEN CARRETIER

SANTIAGO DE CHILE
2014

**RESUMEN DEL TRABAJO DE TÍTULO PARA
OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

POR: Katia Andrea Rossel Bustamante

FECHA: 13/07/2014

PROFESOR GUÍA: Germán Aguilar Martorell

**ESTRATIGRAFÍA Y ESTUDIO DE PROVENIENCIA DE LAS SUCESIONES DE
GRAVAS NEÓGENAS EN LA CORDILLERA FRONTAL DEL VALLE DEL HUASCO,
REGIÓN DE ATACAMA: FORMACIÓN LAGUNA GRANDE (28°45'S)**

En la alta cordillera, a la latitud del Valle del Huasco, existe un relleno de alrededor de 1.000 metros de sedimentos continentales, miocenos, asignados a las Gravas de Atacama y, actualmente, designadas como Formación Laguna Grande. Estudios regionales indican que estos depósitos serían producto de la erosión del Relieve Incaico, alzado durante el Eoceno, que habría generado numerosos depósitos clásticos en el norte del país. Sin embargo, no existen estudios previos, sedimentológicos ni estratigráficos, que permitan establecer la proveniencia, ni el origen de este depósito en particular. Con base en lo anterior, se definió el objetivo de este trabajo, que consiste en estudiar la evolución geológica de la Cordillera Frontal, durante el Neógeno, alrededor de los 28°45'S.

Las metodologías aplicadas en este trabajo incluyen, en primer lugar, la reconstrucción del paleorelieve y análisis de la arquitectura de la cuenca, mediante la interpolación del contacto mapeado entre gravas y basamento; y el estudio de la historia de incisión y relleno de los sedimentos de Formación Laguna Grande, a partir de estudios sedimentológicos y estratigráficos, y de conteos modales y análisis de proveniencia.

La interpolación del contacto entre gravas y basamento indicó que los sedimentos se depositaron sobre una superficie de bajo relieve, que mantee suavemente hacia el sur. También se apreció la existencia de un relieve al Oeste y al Norte de la superficie de bajo relieve. Por otro lado, se estimó el espesor actual del depósito, que varía desde 300 m en la zona norte, hasta más de 900 m en el sur. A partir de la estratigrafía y sedimentología estudiadas en terreno, se definieron seis facies sedimentarias que, a grandes rasgos, indican que las gravas de la Formación Laguna Grande fueron depositadas en un ambiente fluvial - aluvial, que refleja el clima árido dominante de esta zona, desde el Mioceno. Los conteos modales indican una procedencia de un basamento alzado, con signaturas de arco volcánico en la base y el techo de la columna. Variaciones en el redondeamiento de los clastos, la presencia de intraclastos en el lado oriental del depósito, junto con las variaciones en la signatura de la proveniencia de las gravas, indican un posible aporte desde el Este para la porción superior de los sedimentos.

Con base en lo planteado anteriormente, este trabajo establece que las gravas de la Formación Laguna Grande derivan de una fuente cercana, asociada al relieve que limitaba la cuenca al Norte y Oeste de la zona de estudio. Estos relieves fueron alzados durante la Orogenia Incaica, y su erosión generó, en gran medida, los sedimentos que, posteriormente, se depositaron sobre una suave superficie erosiva. Sin embargo, existe evidencia no concluyente para inferir la existencia de un relieve de menor magnitud ubicado al Este de la zona de estudio, que habría aportado material sedimentario, en menor medida.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradezco al Proyecto Fondecyt 11121529, por el financiamiento de este trabajo.

Agradezco también a mi profesor guía, y encargado del proyecto, Germán Aguilar, por su apoyo e infinita disponibilidad para responder dudas y para ayudar a construir este trabajo. Gracias a mis profesores de comisión: Luisa Pinto y Sebastien Carretier por su disposición, sus comentarios y correcciones, que ayudaron a mejorar este trabajo.

Agradezco a los arrieros, don José, don Mario y don Ceferino, que nos llevaron al lejano y maravilloso lugar que es la Laguna Grande. Agradezco a Patricio Castillo, que me acompañó en terreno y ayudó con mediciones, comentarios y toma de muestras. También doy gracias a Esteban, Felipe y Caro, de Sernageomin, y a Cheketere, por su agradable compañía, gran apoyo y buena onda en el campamento.

Gracias a mis amigos, que me acompañaron a lo largo de la carrera: Fabián, Tania, Ale, Gabi, Salo y Clau. Agradecimientos especiales a Rurik, por su gran apoyo, compañía y paciencia.

Agradezco a mis padres, por todo su esfuerzo y sin los cuales no sería quien soy. A mis hermanos: Natalia, Valeria y Álvaro por su incondicional apoyo y cariño, principalmente durante esta época universitaria, lejos de nuestro nido. Finalmente, le envió un especial saludo a mi pequeña sobrina Isi.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2. Estado del arte de la geología del área de estudio.....	3
1.3. Hipótesis de trabajo.....	7
1.4. Objetivos.....	8
1.4.1. Objetivo general.....	8
1.4.2. Objetivos específicos.....	8
1.5. Metodologías.....	8
1.6. Ubicación y Accesos.....	9
2. ANTECEDENTES.....	11
2.1. Marco geológico.....	11
2.1.1. Formación Laguna Grande.....	12
2.1.2. Rocas previas al depósito de gravas.....	13
2.1.3. Rocas posteriores al depósito de gravas.....	21
2.2. Estructuras principales.....	22
2.3. Clima del área de estudio.....	23
3. METODOLOGÍAS.....	25
3.1. Distribución y relaciones de contacto.....	25
3.1.1. Contacto gravas - basamento.....	26
3.1.2. Superficie de sedimentación.....	27
3.1.3. Espesor del depósito.....	27

3.2. Sedimentología y estratigrafía	28
3.3. Composición litológica de la Formación Laguna Grande	28
3.3.1. Análisis Petrográfico: Conteos Modales	30
4. FORMACIÓN LAGUNA GRANDE.....	32
4.1. Distribución y relaciones de contacto.....	32
4.1.1. Contacto gravas - basamento	33
4.1.2. Superficie de sedimentación.....	34
4.1.3. Espesor actual del depósito	35
4.2. Sedimentología y estratigrafía	36
4.2.1. Columna W.....	37
4.2.2. Columna E.....	41
4.3. Composición litológica de la Formación Laguna Grande	44
4.3.1. Columna W.....	44
4.3.2. Columna E.....	47
4.3.3. Análisis Petrográfico: Conteos Modales	49
5. DISCUSIONES	51
5.1. Clasificación estructural y arquitectura de la cuenca	51
5.2. Facies y ambientes sedimentarios de la Fm. Laguna Grande.....	55
5.3. Proveniencia Sedimentaria de la Fm. Laguna Grande	58
4.3.2 Identificación de las unidades denudadas en base a la composición Litológica de la Fm. Laguna Grande	62
5.4. Evolución de la Cuenca asociada a la Fm. Laguna Grande	64
6. CONCLUSIONES.....	67
7. RECOMENDACIONES	68
8. BIBLIOGRAFÍA	69

ANEXOS	i
Anexos 1: Conteos modales	i
Anexo 2: Descripciones litológicas de rocas adyacentes a la Fm. Laguna Grande.....	iii

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Tabla resumen de litologías previas a la depositación de la Formación Laguna Grande	20
Tabla 2: Clasificación de Facies presentes en el depósito de gravas.	55
Tabla 3: Resultados detallados de los conteos modales realizados a las muestras de arenas.....	i
Tabla 4: Resultados conteos modales: Detalle conteos de cuarzo, feldespato y plagioclasa	ii
Tabla 5: Resultados conteos modales: Detalle conteos de fragmentos líticos	ii

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1: Unidades morfoestructurales y configuración tectónica de Los Andes Centrales. Las líneas segmentadas grises corresponden a contornos de profundidad de la zona de Wadati - Benioff. El cuadro rojo indica la zona de estudio. CC: Cordillera de la Costa; CF: Cordillera Frontal; DC: Depresión Central; CD: Cordillera de Domeyko; Pc: Precordillera; CP: Cordillera Principal; SP: Sierras Pampeanas; DS: Depresión Subandina; AP: Altiplano - Puna. Imagen modificada de Charrier et al. (2007) y Rodríguez et al. (<i>Aceptado</i>).	2
Figura 2: Mapeo litológico simplificado del área de estudio. Modificado de Moscoso et al. (2012) y Salazar et al. (2013). En los recuadros se muestran las edades obtenidas por Salazar et al. (2013), y los lugares donde fueron adquiridas.....	5
Figura 3: Modelo Preliminar planteado por Salazar et al. (2013) para la evolución de la zona de estudio. La secuencia 1 corresponde al depósito de gravas in situ y la Secuencia 2 a las gravas retrabajadas.	6
Figura 4: Ubicación zona de estudio.....	10
Figura 5: Vías de acceso a la zona de estudio.	10

Figura 6: Vista del pedimento sobre la superficie de las gravas (destacados en negro), que se correlacionan geomorfológicamente con superficies de pedimentos labradas en sustrato rocoso (en blanco). Línea punteada delimita el depósito de gravas. Imagen extraída de Google Earth...	13
Figura 7: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Moscoso et al. (2012) y Salazar et al. (en prep.).....	19
Figura 8: Ejemplo de la utilidad de las distintas combinaciones de bandas: a) Imagen original; b) Combinación 7-3-1; c) Combinación 4/5 - 3/13/4; d) Combinación 4/7 - 4/6 - 4/10; gr: gravas; v: rocas volcánicas; mg: Monzogranito.....	26
Figura 9: Ubicación de los afloramientos de gravas. Imagen extraída de Google Earth.	28
Figura 10: Diagrama con ubicación de las muestras de arenas extraídas para realizar láminas transparentes.	29
Figura 11: Mapeo del contacto entre las gravas y el basamento. Se muestra división entre las secuencias G1 y G2 y las zonas de mayor altura en el techo del depósito.	33
Figura 12: Interpolación de la superficie sobre la que se depositaron las gravas.	34
Figura 13: Sustracción entre imagen <i>raster</i> del MNE e imagen <i>raster de</i> superficie interpolada. En la imagen se muestran las trazas de los perfiles realizados, que se presentan en la Figura 14. Los recuerdos rojos muestran la ubicación donde se levantaron las columnas estratigráficas.	35
Figura 14: Perfiles interpolación de la superficie sobre la cual se depositaron las gravas. Las líneas negras corresponden a la superficie interpolada, las líneas azules a la secuencia G1 de las gravas, y las verdes a la secuencia G2.....	36
Figura 15: Vista de los afloramientos occidental del depósito de gravas. a) Depósitos de la remoción en masa que expone las gravas del afloramiento occidental, gr: gravas, v: rocas volcánicas; b) Vista de cerca del afloramiento de gravas occidental.	37
Figura 16: Sección Estratigráfica de la Columna W.	38
Figura 17: Diferencia de contenido de matriz a medida que se asciende en la Columna W. a) Conglomerado grueso con pequeño lente de arena con clastos de dimensiones mayores (altura en la columna: 9 m). b) Intercalación de arenas y conglomerados medios y gruesos, tanto clastosoportados como matriz - soportados (altura en la columna: 293 m).	39
Figura 18: Afloramientos de algunas de las características de la Fm. Laguna Grande observadas en terreno. a) Clasto de toba; b) Conglomerado grueso con lente de arena (E - W). Columna W (6 m); c) Conglomerado con matriz carbonatada, c1) vista del afloramiento, c2) pátina de carbonato	

alrededor de los clastos; d) Nivel de grietas de desecación: d1) vista en perfil (E - W); d2) vista en planta.....	40
Figura 19: Vista del afloramiento de gravas oriental, donde se aprecia el suave manteo de sus estratos hacia el sur.....	41
Figura 20: Contactos erosivos en la Columna oriental. a) Conglomerado grueso, matriz soportado, en contacto erosivo con arena (zona inferior). Columna E (16 m); b) Contacto Erosivo entre arena e intercalación de conglomerados (zona superior). Columna E (20 m).....	42
Figura 21: Sección estratigráfica E.	43
Figura 22: Microfotografía en nícoles paralelos (izquierda) y nícoles cruzados (derecha) de las diversas litologías observadas al microscopio de la Columna W. a) Lítico monzogranítico donde se observan cristales que conforman una textura mirmequítica (corte GR - 6A, 5x); b) Clasto diorítico, corte GR - 14 (10x); c) Clasto granodiorítico, corte GR - 4A (5x); d) Fragmento lítico volcánico corte GR - 14 (5x); e) Corte GR - 4A (10x); f) Fragmento sedimentario, corte GR - 4A (10x).	46
Figura 23: Intraclasto retrabajado. Columna E (56 m).....	47
Figura 24: Microfotografía en nícoles paralelos (izquierda) y nícoles cruzados (derecha) de las diversas litologías observadas al microscopio de la Columna E. a) Fragmento monzogranítico, corte GR -29 (5x); b) Clasto lítico volcánico, corte GR -28A (10x); c) Clasto lítico diorítico, corte GR -26A (10x); d) Clasto lítico granodiorítico, corte GR -26A (10x); e) Fragmento sedimentario, corte GR - 26A (5x).....	49
Figura 25: Gráficos resumen de los conteos modales realizados.a) Conteo a fragmentos minerales y líticos; b) agrupación de acuerdo a su composición litológica.	50
Figura 26: Estimación espesor de la Formación Laguna Grande frente a la laguna. Espesores se encuentran distorsionados debido a la perspectiva de la Imagen extraída de Google Earth.	53
Figura 27: Facies reconocidas en las columnas estratigráficas.	56
Figura 28: Ubicación de las muestras en el diagrama de proveniencia tectónica de Dickinson (1983). a) Muestras de la Columna W; b) Muestras de la Columna E; Q: cuarzo; F: feldespatos; L: fragmentos líticos.	59
Figura 29: Evolución propuesta de la Cordillera Frontal desde el Eoceno. a) Alzamiento de la Cordillera Incaica, producto del SFV y posterior desarrollo de la cuenca extensiva Abanico; b) depositación de la Fm. Laguna Grande con aportes desde el oeste y el noroeste; c) posible primer	

periodo de actividad del SFT, que afectan a las gravas; aporte desde esta zona no se puede descartar; d) pediplanación seguida por el último periodo de actividad del SFT, exhumación del basamento Permo - Triásico y formación de red de drenaje actual..... 66

Figura 30: Mapa litológico con ubicación de los cortes transparentes analizados..... iv

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Formulación del estudio propuesto

La evolución de las cadenas montañosas es el resultado de la interacción entre los procesos tectónicos y climáticos. A escala regional, los procesos tectónicos alteran las características de la topografía y la estructura a gran escala, mediante la deformación de la corteza y alzamiento relativo dentro de la superficie (Hilley y Coutand, 2009), que se correlacionan directamente con cambios en características geodinámicas y geometría de la placa subductante (Cahill and Isacks, 1992), y con las heterogeneidades en la corteza, como presencia de estructuras heredadas y características paleogeográficas particulares (Gephart, 1994). Por otro lado, los procesos erosivos dependen del clima y de los distintos tipos de litologías expuestos (Masek et al., 1994; Hilley y Coutand, 2009). Estos juegan un rol, en un segundo orden, no solo controlando la altura de los Andes, sino también la cinemática, geometría, ubicación y patrón de deformación (Masek et al., 1994; Horton, 1999).

La zona de estudio se encuentra en un segmento particular de Los Andes desde el punto de vista geodinámico. En primer lugar se encuentra en una zona de GAP de actividad volcánica (27-33°S), localizada entre la Zona Volcánica Central y la Zona Volcánica Sur (Figura 1). En esta zona el ángulo de la Placa de Nazca, que es subductada bajo la placa Sudamericana, posee un inclinación de aproximadamente 10° (Barazangi e Isacks, 1976), mientras que al norte y sur este ángulo es alrededor de 30° (Cahill et al., 1992). Esta zona es conocida como región de *flat-slab*, y autores han sugerido que es producto de la subducción del *ridge* de Juan Fernández durante el Neógeno (Yáñez et al., 2001). La subducción de la dorsal, debido a su menor densidad y mayor flotabilidad respecto al resto de la corteza, determina una subducción plana, que además de inhibir el volcanismo, desplaza el frente de deformación y actividad volcánica hacia el este (Charrier et al., 2007). Esta zona también se destaca, desde el punto de vista geodinámico, por la existencia del Oroclino de Vallenar (Arriagada et al., 2009). Los oroclinos se desarrollan en márgenes convergentes, donde la subducción pasa de ser ortogonal a oblicua (Charrier et al., 2007).

En términos climáticos, la zona está ubicada dentro del área denominada como Norte Chico, que se encuentra comprendido entre los 27° y 33°S (Antonioletti et al., 1972). La zona presenta un clima semiárido, propio de la transición entre el clima hiperárido del Desierto de Atacama, hacia el norte; el clima mediterráneo de Chile Central hacia el sur, (Latorre et al., 2007). Existen numerosos artículos que indican que el clima del Desierto de Atacama se mantuvo entre semiárido y árido desde los 15 Ma hasta los 4 Ma (Mortimer, 1973; Alpern y Brimhall, 1988; Hartley, 2003) y que, posteriormente, cambió a hiperárido alrededor de los 4 - 3 Ma (Alpern y Brimhall, 1988; Hartley, 2003), producto del cambio climático global y al fortalecimiento de la Corriente de Humboldt, generado por el cierre del mar centroamericano entre los 3,5 y 3 Ma (Hartley, 2003).

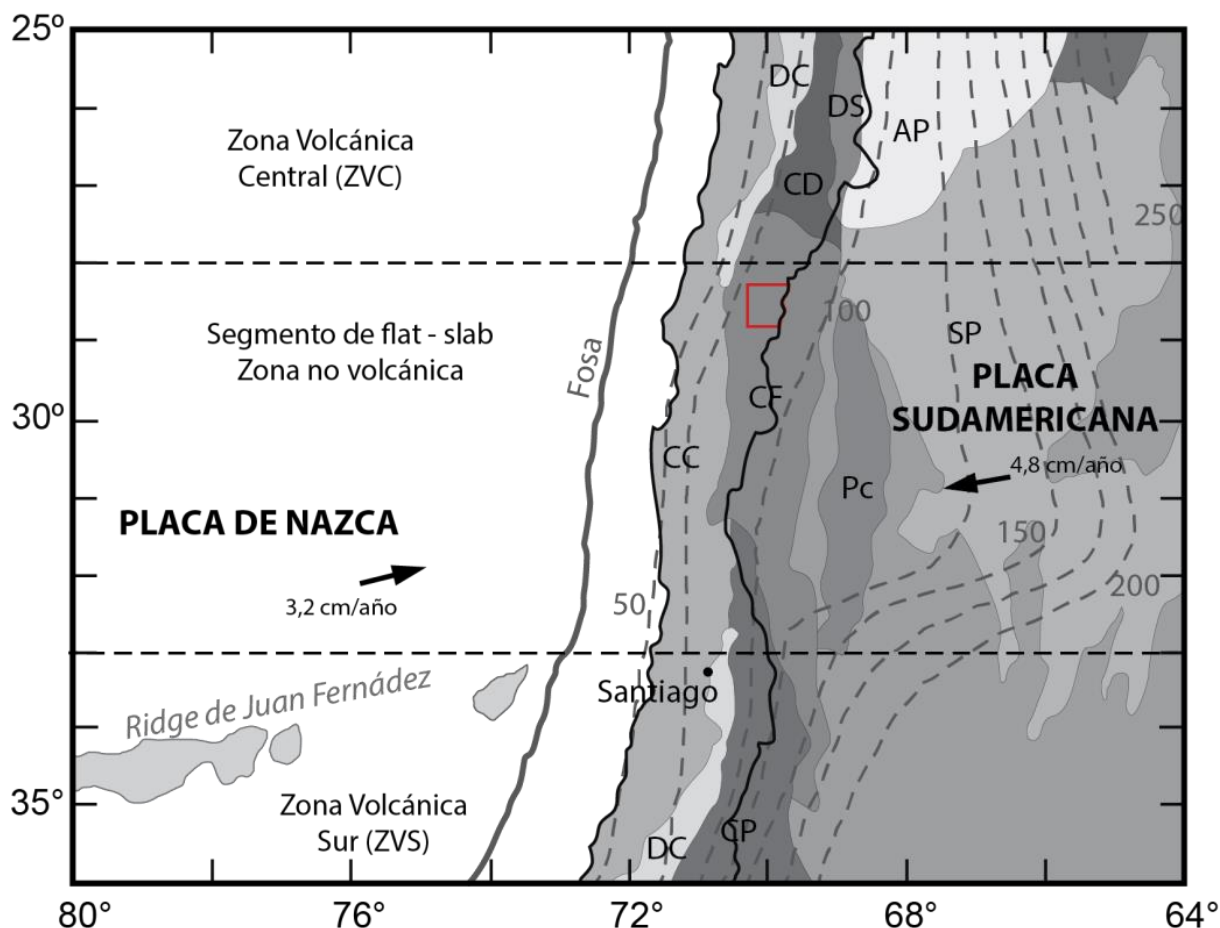


Figura 1: Unidades morfoestructurales y configuración tectónica de Los Andes Centrales. Las líneas segmentadas grises corresponden a contornos de profundidad de la zona de Wadati - Benioff. El cuadro rojo indica la zona de estudio. CC: Cordillera de la Costa; CF: Cordillera Frontal; DC: Depresión Central; CD: Cordillera de Domeyko; Pc: Precordillera; CP: Cordillera Principal; SP: Sierras Pampeanas; DS: Depresión Subandina; AP: Altiplano - Puna. Imagen modificada de Charrier et al. (2007) y Rodríguez et al. (Aceptado).

En este trabajo se realizó una investigación, estratigráfica y sedimentológica, sobre las sucesiones agradacionales de gravas neógenas, denominadas informalmente como Gravas del Cerro El Burro (Moscoso et al., 2012) y, actualmente, asignadas a la Formación Laguna Grande (Salazar et al., 2013), localizadas en la Cordillera Frontal, a la latitud del Valle del Huasco (28°45'S, aproximadamente). El registro estratigráfico de las rocas sedimentarias es la base de datos fundamental para entender la evolución de la vida, de las placas tectónicas y los cambios climáticos, a través del tiempo (Nichols, 2009). Por otro lado, en algunas circunstancias, el reconocimiento de los clastos contenidos en un depósito, hace posible establecer la paleogeografía de un área y provee información sobre el tiempo y sobre los procesos erosivos de áreas alzadas (Dickinson y Suczek, 1979; Nichols, 2009). Para reconstruir el ambiente de un depósito sedimentario es necesario considerar los procesos que interactúan en la formación de los sedimentos y en su transporte, así como conocer su proveniencia. Esto provee evidencias claves para la reconstrucción de la evolución geológica y paleogeográfica de una región en particular. Las proporciones composicionales de los sedimentos dependen, en una primera instancia, de la configuración tectónica que involucra el área de estudio, lo que determina el tipo de cuenca que se está analizando (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985). Por otro lado, el relieve, el clima, los mecanismos de transporte, los ambientes depositacionales y los efectos diagenéticos son factores secundarios (Dickinson y Suczek, 1979; Ingersoll et al., 1984; Dickinson, 1985).

Cabe destacar, que en el desarrollo de esta investigación se consideró la nomenclatura planteada por Mpodozis y Moscoso (1988), en la que plantean que la Alta Cordillera comprendida entre los 28 y 31°S está compuesta por basamento Permo-Triásico, lo que demuestra que no corresponde a un rasgo geológico propio, sino que se trata de la prolongación de la Cordillera Frontal, entidad geomorfológica apreciada en las provincias de San Juan y Mendoza.

1.2. Estado del arte de la geología del área de estudio

En cuanto a la caracterización estratigráfica y sedimentológica de sucesiones de gravas en la Cordillera Frontal del Valle del Huasco, los datos son escasos. De acuerdo a lo establecido por

Nalpas et al. (2009), las gravas de la Formación Laguna Grande se habrían depositado sobre una suave superficie erosiva. Edades presentadas por Salazar et al. (2013) indican que esta superficie habría sido formada después de los $21,4 \pm 0,43$ Ma y posteriormente sellada por las gravas (Figura 2; Salazar et al., 2013). Según la carta geológica que abarca la zona de estudio (Hoja El Tránsito; Moscoso et al., 2012), las gravas se encuentran limitadas a ambos lados por bloques de basamento alzados, producto de fallas inversas e, incluso, se encuentran afectadas por ellas (Figura 2).

Nalpas et al. (2009) afirman que las gravas no se encuentran deformadas y que existe un progresivo aumento en el tamaño del grano hacia el techo, lo que sugiere una sedimentación simultánea a la deformación controlada por la falla inversa ubicada al este de las gravas. Sin embargo Salazar et al. (2013) identifican deformación de las gravas en el extremo oriental del depósito. Con base en una reinterpretación de las estructuras, sostienen que la falla ubicada al este, efectivamente, corta el depósito y alza rocas pérmicas sobre las gravas, mientras que al extremo occidental del depósito, coinciden con los otros autores, indicando que el bloque de basamento ubicado al oeste cabalga sobre rocas Mesozoicas acomodado por una falla inversa, pero que en cambio, se encuentra cubierto por las gravas (Figura 2). A partir de esta información, Salazar et al. (2013) plantearon un modelo preliminar de la evolución de la zona de estudio, que se muestra en la Figura 3. En este se aprecia que el flujo de sedimentos ocurrió de oeste a este, provenientes del bloque de basamento alzado en la zona occidental (Figura 3a). Posteriormente se habría alzado la zona ubicada al Este (Figura 3b). Y finalmente, se habría depositado la segunda secuencia de gravas.

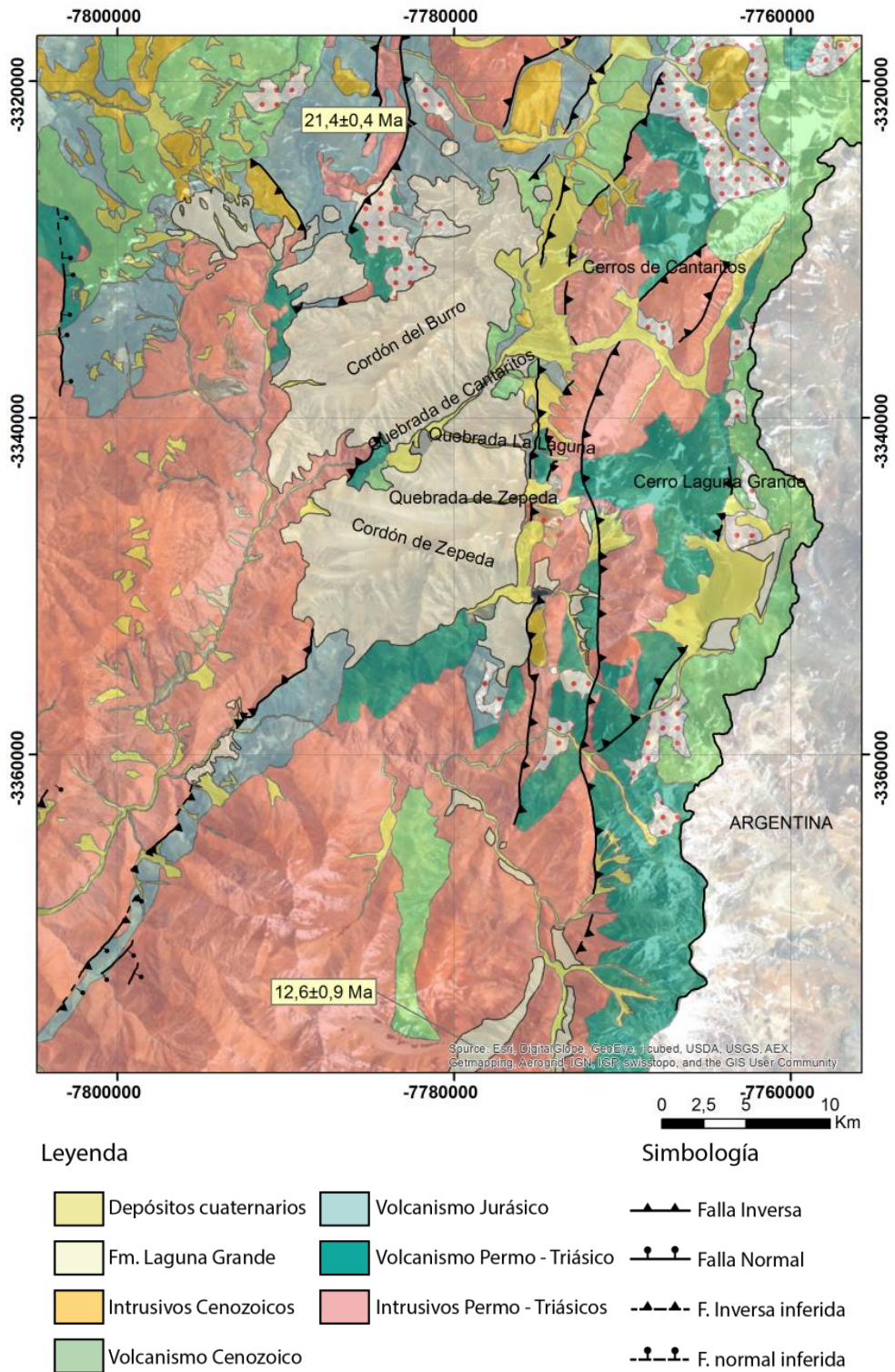


Figura 2: Mapeo litológico simplificado del área de estudio. Modificado de Moscoso et al. (2012) y Salazar et al. (2013). En los recuadros se muestran las edades obtenidas por Salazar et al. (2013), y los lugares donde fueron adquiridas.

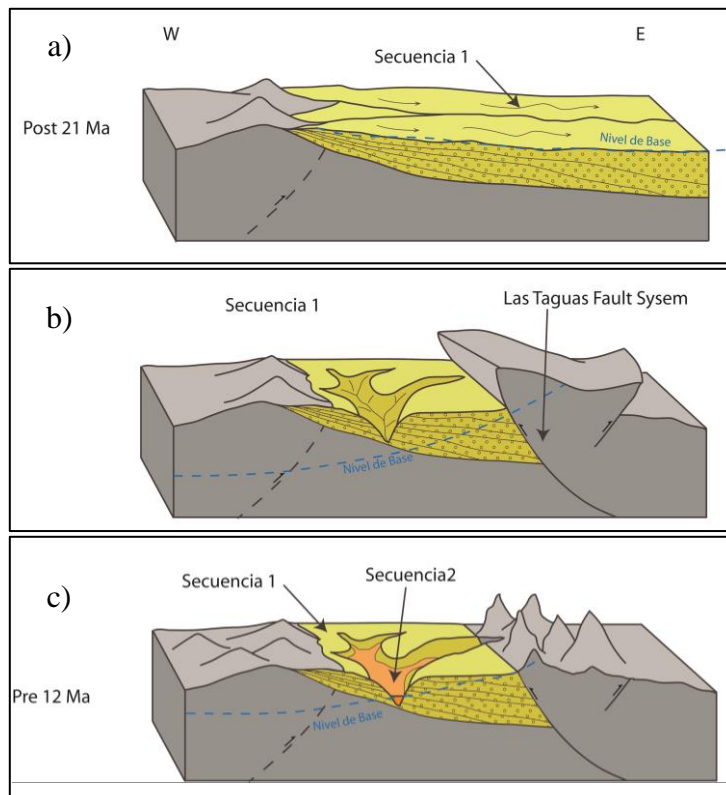


Figura 3: Modelo Preliminar planteado por Salazar et al. (2013) para la evolución de la zona de estudio. La secuencia 1 corresponde al depósito de gravas in situ y la Secuencia 2 a las gravas retrabajadas.

Aproximadamente 250 km al norte del área de estudio, a lo largo del Valle del Río Salado, existe un relleno de gravas (Riquelme et al., 2003, 2007 y Nalpas et al., 2008), con edades entre el Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano y el Mioceno Tardío (Nalpas et al., 2008). A diferencia de lo descrito por Nalpas et al. (2009) en la zona de estudio, estas gravas se habrían depositado sobre una superficie basal muy irregular (Riquelme et al., 2003), y no una suave superficie erosiva como la que describe en la zona de estudio. En cuanto a la sedimentología, los depósitos se habrían originado en diversos ambientes, entre los que se incluye abanicos aluviales, ambientes fluviales efímeros, llanuras de inundación y depósitos de tipo *playa* (Riquelme et al., 2003; Nalpas et al., 2008). No se han realizado mayores estudios que permitan correlacionar y asociar las sucesiones de gravas de la zona de estudio con aquellas documentadas a lo largo del Valle del Río Salado.

Sobre el techo del depósito de gravas se han desarrollado dos superficies erosionales de bajo relieve, cuya continuidad en el sustrato rocoso denotan un proceso de pediplanación en su génesis (Salazar et al., 2013). El primero, se ubica entre los 4.100 y 4.300 m s.n.m, mientras que

el segundo, se encuentra entre los 3.500 y 3.650 m s.n.m. Por otro lado, al sur de la zona de estudio, en la localidad de Pascua Lama, también se han observado paleosuperficies erosionales de edades Neógenas. Según Bissig et al. (2002), existen tres superficies: Frontera - Deidad (17 - 15 Ma), con altura entre 4.650 y 5.250 m s.n.m; Azufrera - Torta (14 - 12.5 Ma), desde los 4.300 hasta los 4.950 m s.n.m; y Los Ríos (6 - 10 Ma), ubicada a 3.800 hasta 4.250 m s.n.m. Sobre estas superficies también es posible observar algunos niveles de gravas: en el caso de la primera no existe evidencia de depósitos de gravas, sin embargo en la zona del Cerro Las Palas, al norte de Pascua Lama y más al sur de la Formación Laguna Grande, se han observado algunos relictos de depósitos de gravas, por sobre los 5.000 m s.n.m, y que podrían estar sobre Frontera Deidad (G. Aguilar com. verb.); en Azufreras-Torta se describe una intercalación de conglomerados con areniscas, y finalmente, en Los Ríos, se documentan unas gravas agradacionales, poco consolidadas. Al igual que para las sucesiones de sedimentos, no existen estudios que permitan asociar las pediplanicies presentes en el área de estudio, a las descritas por Bissig et al. (2002), así como otras que han sido descritas a lo largo de los Andes Centrales (Charrier et al., 2009).

Debido a los eventos de incisión posteriores a la depositación, las gravas se encuentran cortados por los valles actuales; y el techo del depósito, dominado por superficies erosionales de bajo relieve, a varios cientos de metros sobre los fondos de valles actuales. De acuerdo a las edades presentadas por Salazar et al. (2013), los procesos de incisión de los actuales valles habrían ocurridos después de los $12,6 \pm 0,9$ Ma. En los fondos de valles se presentan terrazas y conos aluviales que, según edades ^{14}C AMS, serían depositados como productos paraglaciales después de la última glaciación (<15 Ka; Aguilar, 2010). En la zona no se observan morfologías asociadas a procesos glaciales, sin embargo a mayor altitud estos se evidencian en diferentes geoformas glaciales con edades de entre 35 y 15 Ka según edades de exposición ^{10}Be de bloques de morrenas (Aguilar, 2010).

1.3. Hipótesis de trabajo

La morfología del contacto entre basamento y relleno de gravas indica una cuenca compuesta por valles cuya incisión permite señalar que la cadena Andina, durante este periodo, ya constituía un relieve, lo suficientemente desarrollado como para generar incisión de valles.

Esto implicaría un alzamiento importante antes del Mioceno, donde posteriormente se produciría incisión y consecutivamente, sedimentación de las gravas. Probablemente el relieve alzado corresponde al generado durante la fase compresiva incaica, del Eoceno, conocido como Relieve Incaico (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2009).

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

El objetivo del estudio es analizar distintos registros, estratigráficos y sedimentológicos, que puedan entregar información sobre los factores climáticos y tectónicos que determinaron la evolución de la Cordillera Frontal durante el Neógeno, para reconstruir, temporal y espacialmente, la historia de incisión y relleno de sedimentos neógenos en la Cordillera Frontal oriental a la latitud del Valle del Huasco (alrededor de los 28°45'S), y determinar la influencia e interacción de los procesos tectónicos, erosivos y climáticos en la evolución del paisaje.

1.4.2. Objetivos específicos

- Establecer el tipo de cuenca estudiada y determinar su arquitectura, además de su control estructural.
- Caracterizar los ambientes sedimentarios observados en las gravas, mediante análisis de facies que incluyen, texturas y estructuras sedimentarias.
- Determinar la proveniencia sedimentaria de las gravas a partir de la composición de los clastos, la actitud de los estratos y análisis de paleocorrientes.

1.5. Metodologías

A continuación se enumera y describe, en forma general, la metodología utilizada para alcanzar los objetivos planteados anteriormente:

- Realización una composición de bandas en una imagen Aster, en el programa Envi, para resaltar el contacto entre el basamento y las gravas, y mapearlo con la ayuda del *software* Arcgis. La interpolación del contacto permitió reconstruir la superficie de contacto en 3D.
- Estudiar los depósitos de gravas durante una campaña de terreno, y analizar la presencia de texturas y estructuras sedimentarias. Elaborar columnas y perfiles estratigráficos que representen la información recolectada y, posteriormente, correlacionarlas entre ellas.
- Definir facies sedimentarias y realizar estudios de proveniencia, a través del análisis de secciones transparentes de litologías características que se encuentren aledañas a la zona de estudio, y mediante la realización de conteos modales en secciones transparentes de las gravas.

1.6. Ubicación y Accesos

El área de estudio se ubica en la Región de Atacama, entre los 28°30' y los 29° S (Figura 4), aproximadamente 90 km al este de Vallenar, y a unos 30 km de la localidad de El Tránsito, en las cercanías de la Laguna Grande.

Para acceder a este lugar de debe seguir la Ruta 5 Norte hasta Vallenar, continuar por la ruta C-48 hasta El Tránsito, seguir la vía C-495 hasta su fin, en Junta de Valeriano. Posteriormente, es necesario continuar el camino en caballo o mula, por unos 25 km, hasta llegar a la Laguna Grande (Figura 5).

Una vía alternativa para acceder al lugar de estudio, es llegar a las cercanías del proyecto minero de El Morro, ubicado en la zona norte del área de interés. Para llegar a este lugar se puede seguir por la ruta C-487, y posteriormente continuar por caminos mineros.

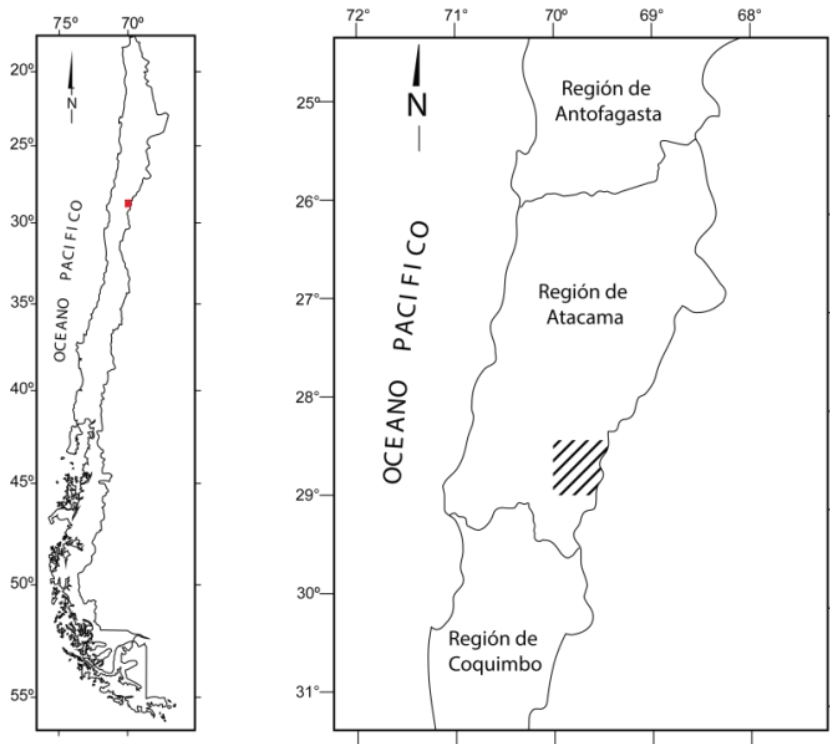


Figura 4: Ubicación zona de estudio.

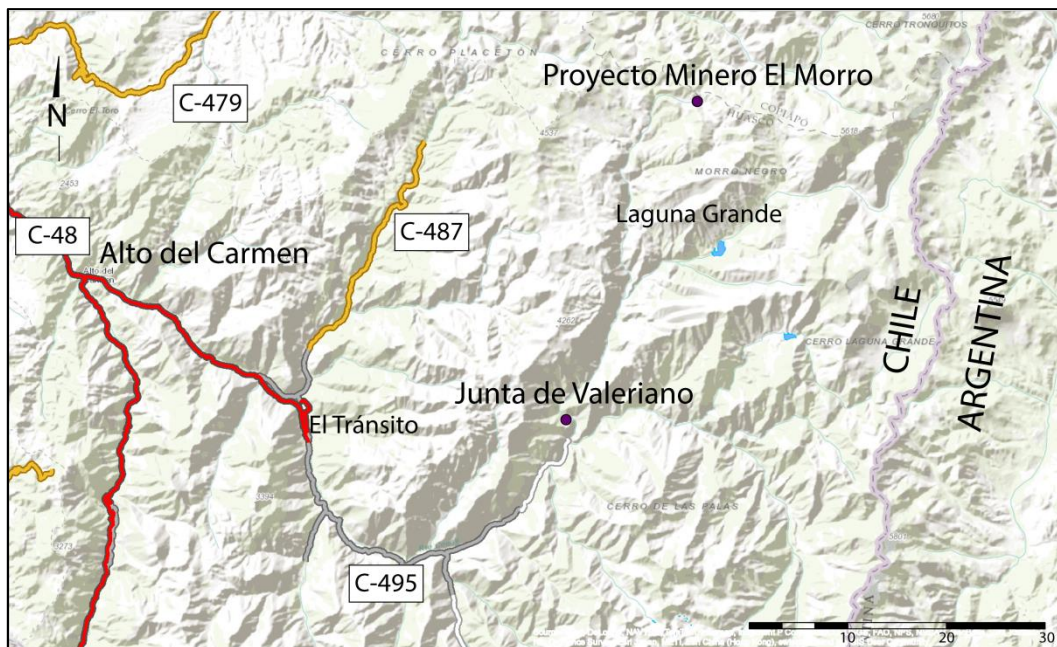


Figura 5: Vías de acceso a la zona de estudio.

2. ANTECEDENTES

2.1. Marco geológico

La geología del área de estudio comprende un basamento intrusivo - metamórfico de edad Pérmico - Triásico (Nasi et al., 1985; Mpodozis y Kay, 1990; Figura 2), exhumado mediante la acción de numerosas fallas inversas de alto ángulo, de tipo escama gruesa. Las rocas del basamento son producto, en primera instancia, de un período de rápida deriva continental, seguida de un período de relajación de la corteza, generado por la colisión del “Terreno X” (Mpodozis y Kay, 1990).

Sobre el basamento, en un contacto discordante por erosión, existe una cobertura Mesozoica (Ribba, 1985; Figura 2), compuesta por unidades volcánicas y sedimentarias, tanto marinas como continentales. Estas unidades se generaron durante un período extensional, que se inició producto de la ausencia de subducción en el margen occidental del continente, en el Triásico Tardío y que se mantuvo hasta comienzos del Jurásico (Álvarez y Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001). Posteriormente se reanudó la convergencia de placas, manteniéndose este régimen extensivo (Mpodozis y Ramos 1989, Charrier et al., 2007), que prevaleció hasta finales del Cretácico.

Sobre las rocas Permo - Triásicas y Mesozoicas se depositaron secuencias volcánicas y sedimentarias de edades Cenozoicas, que fueron acompañadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos, los que afloran principalmente al noroeste de la Formación Laguna Grande, y al este de ellas, en la alta cordillera (Figura 2). En la descripción de la geología del área de estudio, primero se presenta la secuencia sedimentaria Neógena de la que trata el presente trabajo, es decir la Formación Laguna Grande. Luego, se describen, los procesos y ambientes bajo los cuales se desarrollaron las litologías adyacentes a las gravas. Es muy importante considerar la ubicación de las distintas litologías, con respecto a la secuencia sedimentaria neógena (Tabla 1), con el objetivo de identificar la distribución de las unidades para, posteriormente, tener un mayor control para determinar la fuente de origen de estos sedimentos.

2.1.1. Formación Laguna Grande

A grandes rasgos, la Formación Laguna Grande corresponde a una intercalación de conglomerados semiconsolidados y areniscas, de composición polimíctica, parcialmente consolidadas (Salazar et al., 2013), y que forman terrazas expuestas a ambos flancos de la quebrada de Cantaritos, en el Cordón del Burro y el Cordón de Zepeda (Moscoso et al., 2012; Figura 2). Salazar et al. (2013) proponen que el techo actual del depósito representan superficies de pedimentación que se extiende hacia el sustrato rocoso aledaño, y que da cuenta de un proceso de pediplanación sostenido, luego de la depositación de las gravas y previo a la incisión de los valles y redes de drenajes actuales (Figura 6). Por otro lado, estos autores han dividido esta Formación en dos miembros. El miembro basal representa los sedimentos depositados inicialmente sobre el basamento; mientras que el miembro superior representa una sucesión de gravas retrabajadas, que se encuentran topográficamente a menor altitud y encajadas en el miembro basal a lo largo de los valles actuales, lo que indica un evento de incisión durante la depositación de la Fm. Laguna Grande.

La Fm. Laguna Grande se habría depositado sobre una suave superficie erosiva (Nalpas et al., 2009), durante el Mioceno temprano, aproximadamente entre los 22 y 21 Ma, de acuerdo a lo planteado por Moscoso et al. (2012). Según los análisis recientes de Salazar et al. (2013), la máxima edad de depositación es de $21,4 \pm 0,43$ Ma, de acuerdo a la datación U - Pb en circones en una toba vítrica, de composición riolítica, ubicada bajo las gravas, y que representa la expresión más occidental de la Fm. Doña Ana (Figura 2). La sedimentación se habría mantenido, al menos, hasta los $12,6 \pm 0,9$ Ma, a partir de la datación U - Pb en circones de una toba vítrica de composición dacítica (Figura 2), que se intercala en el miembro superior de la Formación Laguna Grande (Salazar et al., 2013).

Nalpas et al. (2009), indican que la base y techo de las gravas se encuentran a mayor altura en la parte norte del depósito. También documentan un aumento del espesor del depósito hacia el sur y que, en este extremo, el espesor decrece de oeste a este. En cuanto a la estratigrafía, las gravas no presentan deformación, muestran características aluviales y fluviales, y un progresivo aumento en el tamaño del grano hacia el techo (Nalpas et al., 2009).

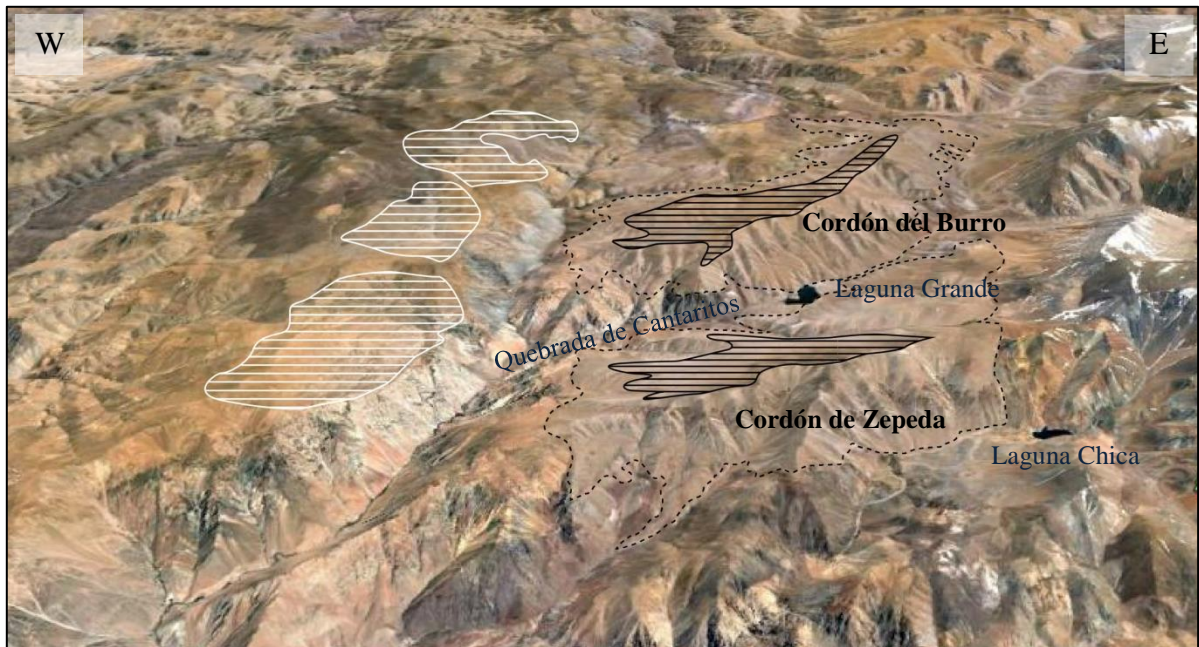


Figura 6: Vista del pedimento sobre la superficie de las gravas (destacados en negro), que se correlacionan geomorfológicamente con superficies de pedimentos labradas en sustrato rocoso (en blanco). Línea punteada delimita el depósito de gravas. Imagen extraída de Google Earth.

2.1.2. Rocas previas al depósito de gravas

2.1.2.1. Basamento Permo - Triásico

Durante el Paleozoico inferior, se acrecionaron algunos terrenos exóticos contra el margen occidental de Gondwana. Entre el Devónico Medio - Superior se acrecionó el último de ellos: Chilenia (Ramos et al., 1984). Posterior a este evento, a partir del Carbonífero, el margen estuvo caracterizado por una subducción activa y por el desarrollo de extensas cuencas de retroarco, que fueron rellenadas por materiales marinos y continentales (Salazar, 2012) representados, en la zona de estudio, por la Fm. Las Placetas (Figura 7). La Fm. Las Placetas (Carbonífero Superior - Pérmico; Tabla 1) se observa principalmente al SE, muy cercanas a las gravas de la Fm. Laguna Grande, y consiste en una secuencia pelítico - arenosa, de más de 1.000 m de potencia, fuertemente plegada, ubicada en la parte alta de Los Andes (Maksaev et al., 1984; Moscoso et al., 2012). Esta sucesión indica un ambiente depositacional marino (Charrier et al., 2007; Moscoso et al., 2012).

La subducción que dominó este periodo está reflejado por la generación de un gran prisma de acreción, que es conocido como el Complejo Metamórfico de El Tránsito (Nasi, 1985) y que

aflora al oeste de la zona de estudio, por lo que no se alcanza a apreciar en la Figura 7. Simultáneo al proceso de subducción, se generó un magmatismo representado por las rocas de la Súper Unidad Elqui (SUE; Carbonífero - Pérmico inferior; Mpodozis y Kay, 1990). Inicialmente, la subducción se desarrolló bajo una alta tasa de convergencia (Ribba, 1985). Luego, habría ocurrido un engrosamiento cortical, debido a una colisión oblicua y a la amalgamación de un fragmento exótico (Terreno “X”) contra el margen activo de Gondwana. Posteriormente, la erosión dejó expuestas las unidades agrupadas en la SUE, que luego, durante el Pérmico Inferior - Triásico, fueron intruidas por grandes volúmenes de magma generados a menores condiciones de estrés, y que fueron cubiertas por abundantes volúmenes de volcanitas ácidas, depositadas simultáneamente (Ribba, 1985; Nasi, 1985). Los intrusivos están representados por la Súper Unidad Ingaguás (SUI) (Pérmico - Triásico), y pertenecen a la provincia magmática de Choiyoi (Mpodozis y Kay, 1990). Las rocas de la SUI corresponden a intrusivos calcoalcalinos, muy evolucionados, formados a partir de la fusión cortical de rocas intermedias, con una fuente calórica de aproximadamente 750 - 800 ° C, debido a la acumulación de magmas basálticos en la base de una corteza en adelgazamiento (Mpodozis y Kay, 1990). El volcanismo está representado por la Formación Pastos Blancos. La Formación Pastos Blancos (Pérmico - Triásico; Tabla 1) se ubica en la parte alta de Los Andes, entre los 28 y 31° S. En el área de estudio aflora al este de todo el depósito de gravas de la Fm. Laguna Grande, también es posible apreciar esta unidad al sur y al oeste, cubierta por las gravas (Figura 7). Está compuesta por dos miembros: Guanaco Sonso (281 - 260 Ma) y Los Tilos (235 Ma) (Triásico tardío - Jurásico temprano). Esta Fm. incluye brechas, lavas, tobas, aglomerados y areniscas (Ribba, 1985; Moscoso et al., 2012). Por otro lado, también es posible apreciar rocas afectadas por metamorfismo, que corresponden a los Gneises de la Pampa, que afloran al oeste de las gravas, pero que no se logran apreciar en la Figura 7.

En cuanto a las rocas intrusivas, Salazar et al. (en prep.) han datado nuevamente las unidades de la SUE y la SUI que afloran en la zona de estudio, y las han redefinido dentro de dos grandes unidades: Las Tonalitas de Cerro Lagunillas (271 Ma) y el Complejo Plutónico Chollay (247 - 237 Ma; Triásico). Las Tonalitas de Cerro Lagunillas afloran al oeste de la Fm. Laguna Grande, muy cerca de los afloramientos de gravas, y abarcan una gran superficie (Figura 7; Tabla 1). Uno de sus rasgos más característicos es la presencia de textura perfitica y mirmequítica en

sus cristales (Salazar et al., en prep.). En cuanto al Complejo Plutónico Chollay (CPCh), este corresponde a un complejo constituido por granodioritas, monzogranitos, sienogranitos, dioritas, gabros y tonalitas (Figura 7; Tabla 1). El miembro monzogranítico (CPCh-mg) abarca gran parte de la zona de estudio, rodeando casi en su totalidad a las gravas. El miembro sienogranítico (CPCh-sg) aflora, principalmente, al norte y al sur de las gravas. La porción compuesta por tonalitas (CPCh-t) corresponde a pequeños afloramientos ubicados al oeste de las gravas, que no alcanzan a apreciarse en el mapa de la Figura 7. En cuanto al miembro compuesto por gabros (CPCh-gb), este se aprecia como una franja NNW-SSE, al oeste y suroeste de las gravas. De manera similar, la porción granodiorítica (CPCh-gd) aflora al norte del CPCh-gb, al oeste de la Fm. Laguna Grande.

2.1.2.2. Cobertura Mesozoica

Luego de la acreción de los terrenos mencionados anteriormente, la subducción fue interrumpida, o considerablemente disminuida (Charrier et al., 2007). En consecuencia, luego del volcanismo, existió un episodio de erosión intensa (Ribba, 1985), que fue seguido por otro evento volcánico, representado por la Formación La Totorá (Reutter, 1974). Esta actividad volcánica fue interrumpida y seguida por la acumulación de sedimentos marinos someros (Ribba, 1985), que pertenecen a la Fm. Lautaro. La parte inferior de la Fm. Lautaro fue depositada, probablemente, durante la última fase del desarrollo de cuencas del ciclo Pre-Andino, sin embargo, la mayoría del depósito ocurrió durante la primera Etapa del Ciclo Andino (Charrier et al., 2007). El Ciclo Andino se inició en el Jurásico Temprano, una vez que la quietud entre las placas tectónicas llegó a su fin, y la subducción se reanudó (Charrier et al., 2007). Durante la Primera Etapa de este Ciclo, también se depositó la Fm. Lagunillas, que refleja un cambio paleogeográfico significativo, relacionado a una caída del nivel del mar, que abarcó una cuenca de trasarco entre los 18 y 44° S. Es decir, estos sedimentos muestran la transición de condiciones marinas a continentales (Oliveros et al., 2012), y han sido interpretados como el resultado de una fase tectónica compresiva (Fase orogénica Araucana o Kimmeridgiana; Charrier et al., 2007). Luego de este evento se inició la Segunda Etapa del Ciclo Andino (Cretácico Temprano tardío - Paleógeno Temprano; Charrier et al., 2007). Al comienzo de esta etapa, se produjo un episodio extensional, representado por la Fm. Cerrillos (Charrier et al., 2007). Luego, en el límite Cretácico Superior - Paleoceno existió otro evento compresivo, denominado Fase K-T o Fase

Incaica I. Después de este evento, la extensión se reanudó, aunque con menor intensidad que durante el comienzo de la Segunda Etapa del Ciclo Andino (Charrier et al., 2007).

La Formación La Totora (Tabla 1) se presenta como un gran afloramiento, al oeste de la Fm. Laguna Grande (Figura 7), medianamente lejos de los depósitos de gravas y consiste en 600 m de lavas con intercalaciones de tobas y aglomerados (Ribba, 1985). La Formación Lautaro (Jurásico Inferior bajo - Medio bajo) aflora, principalmente al noroeste de la Fm. Laguna Grande (Figura 7), sin embargo, también es posible apreciarlos al SW. Esta formación corresponde a una sucesión marina calcárea (Moscoso et al., 2012; Tabla 1), que cubre discordantemente a la Formación La Totora (Ribba, 1985). La Formación Lagunillas (Jurásico Tardío) corresponde a una sucesión clástica y volcánica (Moscoso et al., 2012), formada por un miembro inferior y otro superior, denominados Cocambico y Peñasco Largo, respectivamente (Charrier et al., 2007; Tabla 1). Afloran al norte y al sur de la Fm. Laguna Grande (Figura 7), y se encuentran cubiertas por ella. También es posible apreciar un pequeño afloramiento al suroeste de la Laguna Grande. La Formación Pucalume (Valanginiano Superior - Santoniano) se observa como pequeños afloramientos al oeste de la Fm. Laguna Grande (Figura 6) y corresponde a una sucesión siliciclástica granocreciente (Salazar, 2012; Salazar et al., en prep). En esta misma zona, se aprecia la Fm. Cerrillos (Cretácico Superior; Charrier et al., 2007), que está compuesta por gruesas coladas de lavas (Salazar et al., en prep.; Tabla 1), que habrían sido acomodados por una serie de grabenes y hemigrabenos (Arévalo et al., 2009).

2.1.2.3. Rocas Cenozoicas

2.1.2.3.1. Rocas Eocenas

En el Eoceno medio (45 Ma) se produjo una fase de compresión, conocida como Fase Incaica Principal o Fase Incaica II, debido al aumento de la tasa de convergencia de las placas tectónicas (Charrier et al., 2007). Este evento marcó el fin de la Segunda Etapa del Ciclo Andino, y el comienzo de la Tercera. Durante esta fase se produjo la inversión de las estructuras extensionales desarrolladas durante la etapa anterior y, posiblemente, de algunas estructuras que estuvieron presentes durante el Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, además de un gran engrosamiento de la corteza (Charrier et al., 2009). Esta inversión dio origen al Relieve Incaico, que dominó el paisaje del norte chileno durante el Paleógeno tardío (Charrier et al., 2007), y habría correspondido a la divisoria de aguas continentales en ese momento (Charrier et al., 2009).

Esta cordillera tiene una orientación NNE-SSW, y está constituida por un núcleo de rocas paleozoicas, que sobreyacen, debido a la acción de fallas inversas, a rocas del Mesozoico y Paleógeno Temprano (Charrier et al., 2009). En la zona de estudio, esta Fase se encuentra representada por sucesiones volcánicas y sedimentarias agrupadas en los estratos del Cerro el Gaucho (Figura 7), y por el emplazamiento de varios cuerpos intrusivos, que incluyen al Complejo Plutónico Tres Morros, a Intrusivos hipabisales, tanto del Eoceno, como del Oligoceno - Mioceno, a Las Dioritas y los Estratos de Cerro El Gaucho y a Las Dioritas Cuarcíferas de Sierra Corral (Figura 7).

El Complejo Plutónico Tres Morros (ca.40 Ma; Salazar et al., en prep.) se ubica al noroeste de las gravas. Está compuesto por un miembro granodiorítico, que se destaca por la presencia de micropertitas y por presentar textura poiquilítica (Salazar et al., en prep), y otro monzonítico (Tabla 1). Las Dioritas de Cerro El Gaucho (Eoceno) y los Estratos de Cerro el Gaucho (Eoceno), corresponden a pequeños y a grandes cuerpos, respectivamente, que afloran al noroeste de las gravas (Salazar et al., en prep; Tabla 1). Dentro de las litologías adyacentes a las gravas, se encuentran algunos intrusivos hipabisales, de variada composición. En particular, se observan unos pequeños intrusivos Eocenos (Tabla 1), ubicados el suroeste y noroeste de las gravas (Moscoso et al., 2012); por otro lado, también existen algunos intrusivos del Oligoceno - Mioceno (Tabla 1), que afloran al noreste y sureste de la Fm. Laguna Grande (Moscoso et al., 2012). Las Dioritas Cuarcíferas de Sierra Corral (¿Oligoceno - Mioceno?) están ubicadas al suroeste de las gravas (Tabla 1), pero no se logran apreciar en la Figura 7.

2.1.2.3.2. Rocas Miocenas

Durante el Eoceno Tardío al Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano, al sur de los 27°S, al este de la Cordillera Incaica y paralela a ella, se desarrolló el arco magmático, en una cuenca de intra-arco, conocida más al sur como Cuenca Extensional Abanico, que se habría extendido entre los 28° y 39°S (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2009). Posteriormente, la cuenca habría sido invertida en un proceso compresivo, durante el cual no se interrumpió el volcanismo, y cuyos depósitos son asignados a la Formación Farellones (Mioceno Medio-Superior) (Charrier et al., 2007).

Charrier et al. (2007) sugieren que la Formación Doña Ana (23-16 Ma: Mioceno Inferior) se correlaciona con el volcanismo desarrollado en la Cuenca de Abanico, a partir de las edades

K-Ar obtenidas en el rango Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Maksaev et al., 1984). Sin embargo, estudios recientes establecen que la Formación Abanico posee una edad de Eoceno a Mioceno Inferior, y que la inversión de la cuenca se habría desarrollado entre entre los 21 y 16 Ma (Charrier et al., 2007; Jara y Charrier, 2014), lo que sugiere que es probable que la Fm. Doña Ana se correlacione también con la Formación Farellones.

La Fm. Doña Ana aflora al este de la Fm. Laguna Grande (Figura 7), en la alta cordillera; en algunos casos se encuentran cubiertas por estos sedimentos. Consiste en una sucesión volcánica de hasta 2.000 m de espesor, que cubre de manera discordante a rocas Jurásicas, y a la Formación Pastos Blancos (Maksaev et al., 1984). Está constituida por dos miembros: Tilito y Escabroso, que están separadas por una suave discordancia, interpretada como un periodo de deformación hace 20 Ma (Charrier et al., 2007).

Posterior al alzamiento, esta cordillera habría sido afectada por una intensa erosión, lo que habría generado abundantes depósitos clásticos, que se habrían acumulado a los pies de las montañas (Charrier et al., 2009). Los depósitos producto de la erosión se ubican a ambos lados del Relieve Incaico, comprendidos entre Antofagasta (23°45' S) y Domeyko (29° S). Algunos ejemplos de estos depósitos son el miembro superior de la Fm. Calama, la Fm. Pampa Mulas y las Gravas de Atacama (Charrier et al., 2009). Entre estos depósitos, asignados a las Gravas de Atacama, se encuentra la Fm. Laguna Grande.

A partir del Oligoceno - Mioceno, se produjo otro evento compresivo, que coincide con la Fase Pehuenche, y que está relacionado con un aumento en la velocidad de la convergencia entre las placas. Este acontecimiento, al sur de los 27° S, invirtió la cuenca de Abanico, lo que generó un engrosamiento cortical, y que dio origen a cuerpos plutónicos emplazados en rocas de la formación Abanico (Charrier et al., 2009). Sin embargo, estos cuerpos no se aprecian en la zona de estudio.

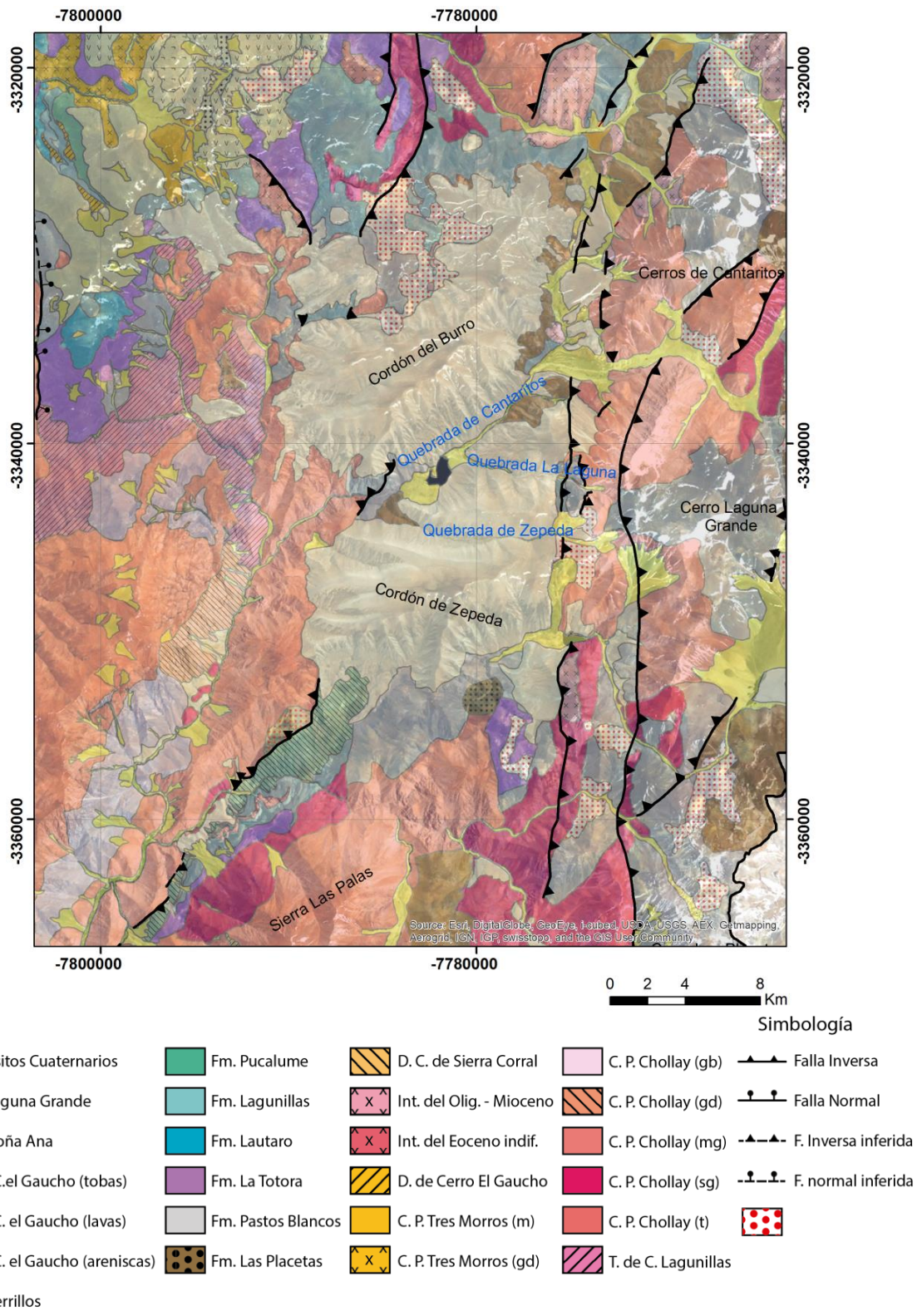


Figura 7: Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Moscoso et al. (2012) y Salazar et al. (en prep.).

Tabla 1: Tabla resumen de litologías previas a la depositación de la Formación Laguna Grande

Edad			Ubicación		Litología	
			W	E		
Cenozoico	Neógeno	Mioceno		Doña Ana	Tilito: tobas ignimbríticas, riolíticas y dacíticas; Escabroso: coladas andesíticas y basálticas	
		Oligoceno	(1) Diorita cuarcífera de Sierra el Corral	(2) Intrusivos del Oligoceno-Mioceno	1) Dioritas cuarcíferas de piroxeno y anfíbola, color gris oscuro, grano fino a medio. Presenta textura de uralitización. 2) Intrusivos hipabisales de variada composición	
	Eoceno		Estratos de Cerro el Gaucho		Secuencia compuesta por tobas, autobrechas, lavas andesíticas a dacíticas, conglomerados y areniscas.	
			Dioritas de Cerro el Gaucho		Dioritas de piroxeno grises, de grano fino a medio. Presenta plagioclasas zonadas. Sus minerales máficos se encuentran alterados levemente a epidota y clorita.	
			Intrusivos hipabisales indiferenciados		Cuerpos porfídicos, andesíticos, verdosos. Presentan grados variables de sericitización y argilización. Los piroxenos están fracturados y las anfíbolas con zonación inversa. Cuerpos porfídicos dacíticos a riolíticos, blancos. Posee fenocristales de plagioclasa, cuarzo y escasa biotita.	
			Complejo plutónico Tres Morros		Granodioritas de biotita y anfíbola, blancas - grisáceas. Presenta micropertitas y textura poiquilitica. Monzonitas de biotita y anfíbola, grises.	
	Paleógeno	Paleoceno				
	Mesozoico	Cretácico		Formación Cerrillos		Potente secuencia compuesta por coladas de lavas andesíticas y sucesiones de rocas piroclásticas intermedia a ácida.
				Formación Pucalume		Sucesión granocreciente, compuesta por calcilitas negras, calizas grises, limonitas, areniscas finas a medias y ortoconglomerados con cuarzoarenitas medias en el techo.
		Jurásico	Superior	Lagunillas		Cocambico: conglomerados rojos, finos a medios, subredondeados con matriz de arenisca media a gruesa, brechas conglomerádicas, con areniscas rojas; Peñasco Largo: basaltos de olivino y andesitas basálticas, intercaladas con toba de lapilli y ceniza riódacíticas
Medio						
Inferior			Lautaro		Calizas, margas y areniscas calcáreas, calizas micríticas, areniscas finas a medias,	

Paleozoico	Triásico			conglomerados con cemento calcáreo, tobas y calcilitas.	
		Superior	La Titora	Sucesión volcánica compuesta de coladas de lava andesíticas, autebrechizadas y amigdaloidales. Presenta intercalación de litarenitas rojas y tobas de ceniza y lapilli de composición intermedia.	
		Medio	Complejo Plutónico Chollay		CPCh (gb): dioritas a gabros de piroxeno, de grano medio. Presenta textura de uralitización y sericitización en los cristales de plagioclasa. CPCh (t): tonalitas a dioritas cuarcíferas, de biotita y anfíbola, de grano fino a medio CPCh (sg): sienogranitos a monzogranitos rojizos, de grano medio a grueso. Presenta textura mirmequítica y gráfica. CPCh (gd): granodioritas de biotita y moscovita, de grano fino a medio. Presenta textura pertítica. CPCh (mg): Monzogranitos rosado, de grano grueso. Posee biotita y anfíbola. Presenta textura pertítica y mirmequítica.
		Inferior			
	Pérmico		Gneises de la Pampa		Gneises blancos grisáceos, con bandeamiento de biotita y cuarzo y feldespato.
			Fm. Pastos Blancos		Guanaco Sonso: lavas andesíticas a dacíticas, brechas, tobas riolítica y dacítica, con intercalaciones sedimentarias continentales; - Los Tilos: signatura bimodal
			Las Placetas		Grauvacas, pizarras, y una intercalación de areniscas y calizas
	Carbonífero		Tonalitas de Cerro Lagunillas		Tonalitas a monzogranitos de biotita y anfíbola, de grano fino a medio. Presenta textura pertítica y mirmequítica.

2.1.3. Rocas posteriores al depósito de gravas

Las rocas posteriores al depósito de la Formación Laguna Grande, incluyen sólo rocas del Pleistoceno - Holoceno (Figura 7), que incluyen depósitos aluviales, coluviales, fluviales, glaciales y de remoción en masa.

Los Depósitos aluviales y coluviales, incluyen rípios de bolones y bloques, gravas y arenas no consolidadas, de mala selección. Estos depósitos se encuentran sobre laderas de baja

pendiente y rellenando quebradas. También forman taludes en quebradas cortas, con laderas de gran pendiente y laderas de valles mayores (Moscoso et al., 2012).

Al sur del área de estudio, en el Valle del Encierro, existen evidencias de un ambiente glacial, que se refleja en la forma del valle, y en los depósitos que corresponden principalmente a morrenas laterales y terminales, originadas durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno (Zech et al., 2006; Aguilar, 2010).

Los depósitos aluviales y fluviales (Pleistoceno - Holoceno), corresponden a sedimentos no consolidados a semiconsolidados. Están formados por ripios de bolones y bloques, gravas, arenas y limos, que están depositados en laderas de baja pendiente y rellenando quebradas (Moscoso et al., 2012).

Finalmente, los Depósitos de remoción en masa (Pleistoceno - Holoceno), incluyen depósitos semiconsolidados de bloques, gravas y arenas, en matriz de arena, limo y arcilla. Los clastos son angulosos. Las remociones se ubican en zonas de alta pendiente, en algunos casos estabilizados, parcialmente, por cubierta vegetal (Moscoso et al., 2012).

2.2. Estructuras principales

Según el mapa geológico de El Tránsito (Moscoso et al., 2012), el área de estudio se encuentra dominado por dos sistemas de fallas principales; uno ubicado al Oeste de las gravas de la Fm. Laguna Grande, y el otro al Este (Figura 2). Al Oeste de las gravas, al área se encuentra dominada por el Sistema de Fallas Valeriano (SFV), compuesto por una serie de fallas inversas, de dirección NE-SW, con vergencias hacia el este, que se encontrarían cubiertas por el depósito de gravas, y por rocas volcánicas de 45 Ma, lo que indica una actividad de edad mínima Eocena (Salazar et al., 2013). Al Este del depósito de gravas, la zona está controlada por el Sistema de Fallas Las Taguas (SFT), que está compuesto por una serie de fallas N-S, también inversas, con vergencias al oeste, que estarían cortando a la Formación Laguna Grande, y superponiendo el basamento Jurásico y Paleozoico sobre las gravas Miocenas. A partir de esto, y considerando que la depositación de las gravas ocurrió con posterioridad a los 21 Ma (Salazar et al., 2013), es posible determinar que la actividad del SFT es posterior a los 21 Ma (Salazar et al., 2013).

Por otro lado, Nalpas et al. (2009) registran un aumento en el tamaño de grano de las gravas hacia el techo, lo que interpretan como una sedimentación simultánea a la deformación, controlada por una de las fallas ubicadas al este, asignadas al SFT. Sin embargo, también ponen en duda el tipo de falla presente y su orientación, estableciendo que sus características son, al mismo tiempo, compatibles con una falla normal con vergencia hacia el oeste, y que pueden tener relación con la ausencia de deformación dentro del depósito y con la disminución en la altura de la base del depósito desde el oeste hacia el este.

2.3. Clima del área de estudio

De acuerdo a lo establecido por Antonioletti et al. (1972), el Norte Chico (27-33° S) se caracteriza por la aridez, la que está determinada por la subsidencia, en estas latitudes, del aire recalentado proveniente de zonas ecuatoriales. Por otro lado, también existen otros factores que influyen el clima, como la corriente de Humboldt, y la altura y orientación de los relieves. La corriente de Humboldt influye la temperatura de la faja costera, hasta 50 km de ella (Antonioletti et al., 1972). El relieve, por otro lado, controla las sombras que se proyectan en los valles y además establece la insolación que afecta a los determinados valles, y por ende la distribución de sus temperaturas, y sus variaciones (Antonioletti et al., 1972). Según Latorre et al. (2007), este clima árido es producto de la transición entre el clima hiperárido del Desierto de Atacama, hacia el norte y del clima mediterráneo de Chile Central, presente más al sur.

Específicamente, el ambiente del área cercana a la Laguna Grande está clasificada, actualmente, como “Desierto frío de montaña (BWk'G)”, ubicado entre los 1.500 y los 4.000 m s.n.m. Este ambiente se caracteriza por la gran sequedad del aire y por las bajas temperaturas que, al mismo tiempo, dependen de la altitud. Las precipitaciones son escasas, están restringidas al invierno y originan cursos de agua con caudales muy débiles, pero que son capaces de llegar hasta el océano de todas formas. En consecuencia, la vegetación es escasa y está limitada a zonas donde existe escorrentía superficial (Antonioletti et al., 1972).

Numerosos autores sostienen que el clima, a lo largo de los Andes Centrales, se mantuvo entre semiárido y árido entre los 15 Ma y los 4 Ma (Mortimer, 1973; Alpern y Brimhall, 1988;

Hartley, 2003) y que, posteriormente, cambió a hiperárido entre los 4 y 3 Ma (Alpern y Brimhall, 1988; Hartley, 2003).

El cambio de aridez a hiperaridez (Alpern y Brimhall, 1988; Hartley, 2003) se atribuye a la combinación entre el cambio climático y al fortalecimiento de la Corriente de Humboldt, generado por el cierre del mar centroamericano entre los 3.5 y 3 Ma (Hartley, 2003), y tiene como consecuencias un gran número de características particular (Clarke, 2006), dentro de las que se incluye una baja tasa de erosión, que contribuye a la preservación de paisajes fósiles (Nishiizumi et al., 2005), y una elevada acumulación de sales (Ericksen, 1981; Böhlke et al., 1997).

3. METODOLOGÍAS

A continuación se presentan, en detalle, las metodologías aplicadas para obtener los objetivos planteados en este trabajo. Los resultados se presentan en la sección siguiente (Capítulo 4: FORMACIÓN LAGUNA GRANDE).

3.1. Distribución y relaciones de contacto

A partir de los mapas de la Figura 2 y Figura 7, es posible extraer que las unidades bajo el depósito de gravas de la Fm. Laguna Grande son, principalmente, parte del basamento Permo - Triásico, es decir, rocas principalmente graníticas, pertenecientes al Complejo Plutónico Chollay (Tabla 1). Por otro lado, también es posible apreciar rocas volcánicas, pertenecientes a las formaciones Pastos Blancos, Doña Ana y Lagunillas, además de algunas rocas afectadas por alteración hidrotermal (Moscoso et al., 2012). En esta sección se denominara basamento a todas estas unidades.

Para analizar el tipo de cuenca se mapeó el contacto entre las gravas que componen la Fm. Laguna Grande y el basamento, que yace bajo ellas, a partir de diversas combinaciones de bandas de una imagen satelital Aster de la zona de estudio. Las combinaciones R-G-B tratadas para este propósito corresponden a:

- Combinación 13-12-10, debido a su utilidad en el mapeo litológico de rocas volcánicas, cuarcitas y limos, mezcla de depósitos aluviales y coluviales, areniscas, rocas intrusivas graníticas, además de gneises graníticos (Rowan et al., 2003);
- Combinaciones 7-3-1 y 4/5-3/1-3/4, que son útiles para el mapeo de rocas volcánicas y sedimentarias, y para mapear límites litológicos, respectivamente (Gani et al., 2006);
- Combinación 4/7-4/6-4/10, ya que presenta evidencias de superar en ciertos casos a la combinación 7-3-1 y otras combinaciones, dependiendo de las litologías de las distintas zonas de estudio (Gad et al., 2007).

La Figura 8 muestra cuatro imágenes de la misma zona. Si bien en la Figura 8a se identifican distintas litologías, no es posible observar los contactos claramente. En la Figura 8b, la combinación 7-3-1 permite destacar el contacto entre rocas volcánicas y sedimentarias. Sin embargo, esta composición de bandas no permite diferenciar, entre gravas y las rocas intrusivas, a diferencia de la combinación 4/5-3/1-3/4 (Figura 8c); si bien esta combinación también es adecuada para destacar las rocas extrusivas, no es tan clara como la primera combinación. Finalmente, en la Figura 8d, se muestra la combinación 4/7-4/6-4/10; a pesar de tener menor resolución que las otras, permite destacar algunas zonas que son poco claras en la Figura 8b, y que son indistinguibles en la Figura 8c.

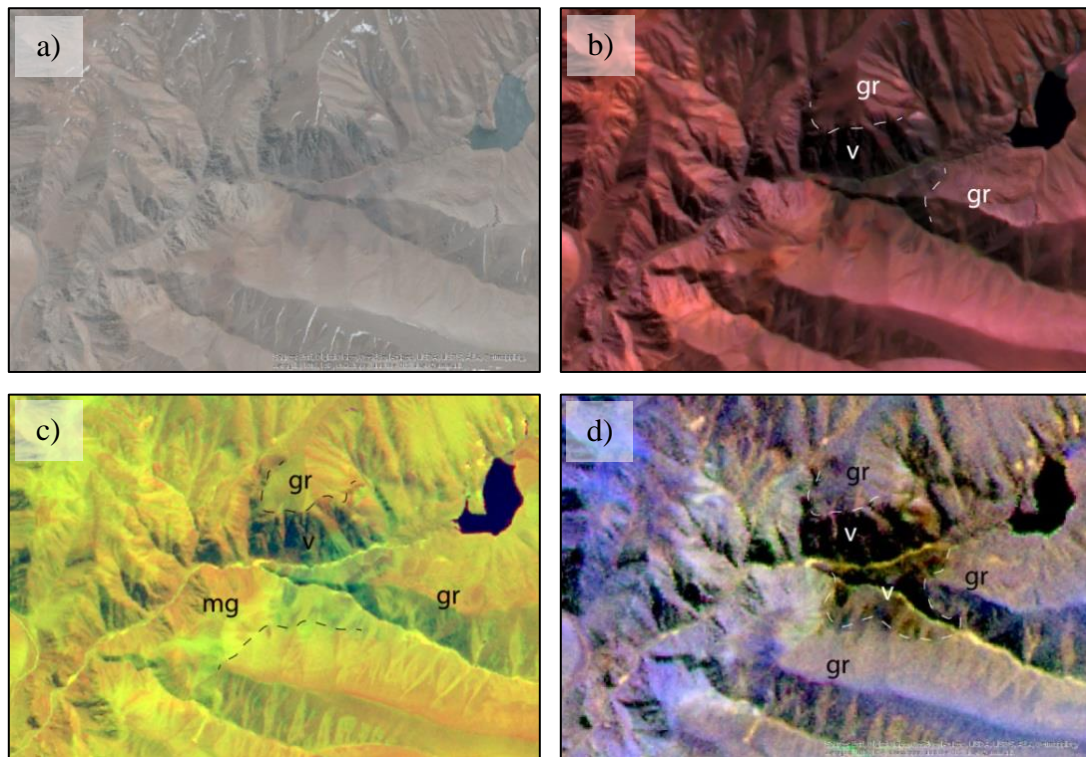


Figura 8: Ejemplo de la utilidad de las distintas combinaciones de bandas: a) Imagen original; b) Combinación 7-3-1; c) Combinación 4/5 - 3/13/4; d) Combinación 4/7 - 4/6 - 4/10; gr: gravas; v: rocas volcánicas; mg: Monzogranito.

3.1.1. Contacto gravas - basamento

A partir de las composiciones de bandas, y con la ayuda de un Modelo Numérico de Elevación (MNE) y un Modelo Numérico de Pendiente (MNP) de la zona, se mapeó el contacto de las gravas con el basamento, distinguiéndose además el límite entre dos sucesiones de gravas dentro de la Fm. Laguna Grande. G1 corresponde a la secuencia principal de gravas, mientras

que G2, representa las gravas que han sido re TRABAJADAS y que han sido encauzadas por los valles, por lo que se encuentra en una posición deprimidas en términos topográficos en relación a G1.

3.1.2. Superficie de sedimentación

Con ayuda del *software* Arcgis, se interpoló la información del contacto entre la secuencia de gravas principal G1 y el basamento, con el objetivo de obtener una aproximación de la superficie sobre la cual se depositaron las gravas. Debido a la anterior, no se consideró el contacto entre basamento y G2. Para obtener esta superficie, en primer lugar se extrajeron los valores de altura del Modelo Numérico de Elevación (MNE). Luego, se agregó esta información a los vértices del contacto entre G1 y el basamento. Finalmente se realizó la interpolación, utilizando el método de *Natural Neighbor*, que interpola una superficie *raster* de puntos utilizando una técnica de vecino natural. Este método se caracteriza ya que la interpolación es completamente local, es decir, cada punto está influido solo por los nodos de sus vecinos naturales. Además, tiene la capacidad de manejar distribuciones muy irregulares de nodos, por lo tanto, las grandes variaciones en las longitudes de escala de la función interpolada se pueden representar fácilmente (Sambridge et al., 1995).

Una vez obtenida la superficie de contacto entre gravas y basamento, se analizaron valores morfométricos de relieve, pendiente, rugosidad, dirección de inclinación e hipsometría, con ayuda del *software* Envi.

3.1.3. Espesor del depósito

Finalmente, se realizó la sustracción entre la imagen con la topografía actual (MNE) y la imagen *raster* con la superficie interpolada. De este modo, se obtuvo una nueva imagen *raster* cuyos valores corresponden a los espesores del depósito de gravas.

3.2. Sedimentología y estratigrafía

Durante la campaña de terreno, se identificaron dos afloramientos distanciados por 5 km, ubicados en el Cordón de Zepeda (Figura 9), al S-SE de la Laguna Grande. La estratigrafía y sedimentología de la Fm. Laguna Grande fue estudiada mediante el levantamiento de una columna estratigráfica, en cada afloramiento. Cabe señalar que este estudio se realizó sobre las gravas pertenecientes a G1, es decir, solo involucra solo a la secuencia principal de gravas.

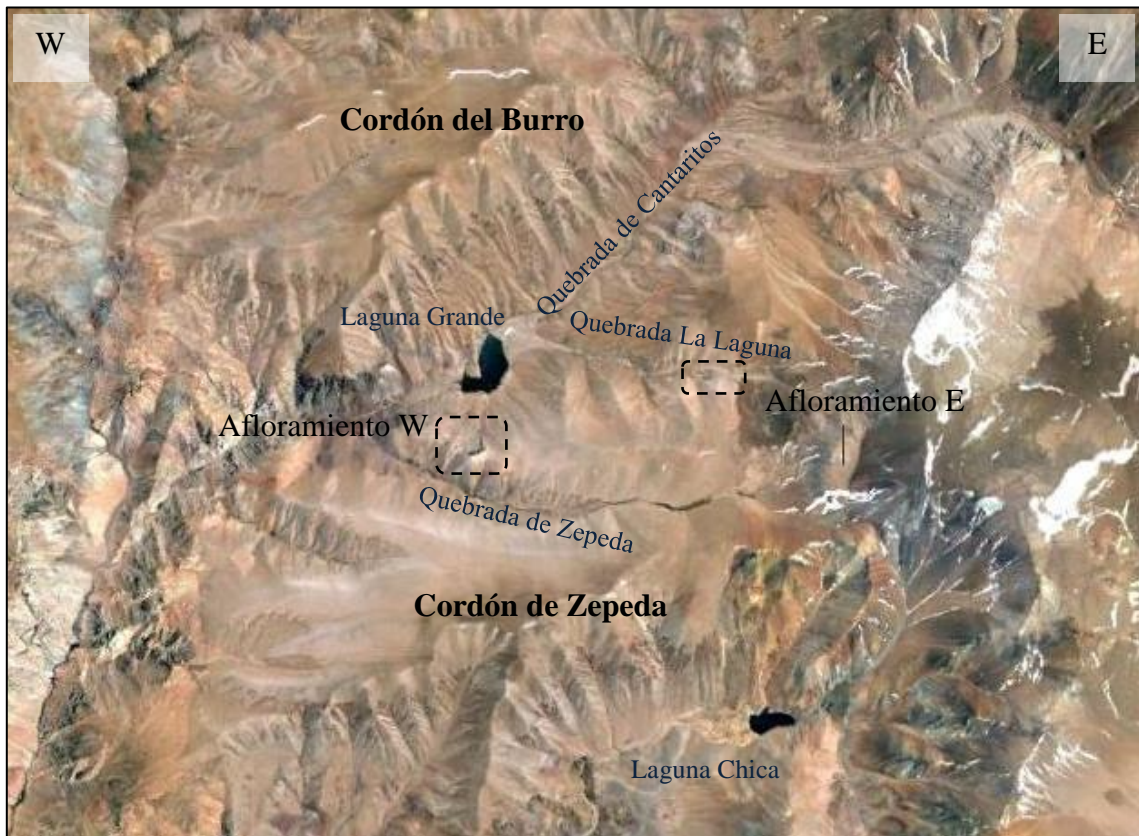


Figura 9: Ubicación de los afloramientos de gravas. Imagen extraída de Google Earth.

3.3. Composición litológica de la Formación Laguna Grande

A partir de la observación de cortes transparentes se analizó microscópicamente la composición de arenas, que constituyen tanto lentes arenosos como la matriz de los conglomerados, y se realizaron conteos modales. La ubicación de estas muestras, se pueden observar a continuación, en la Figura 10.

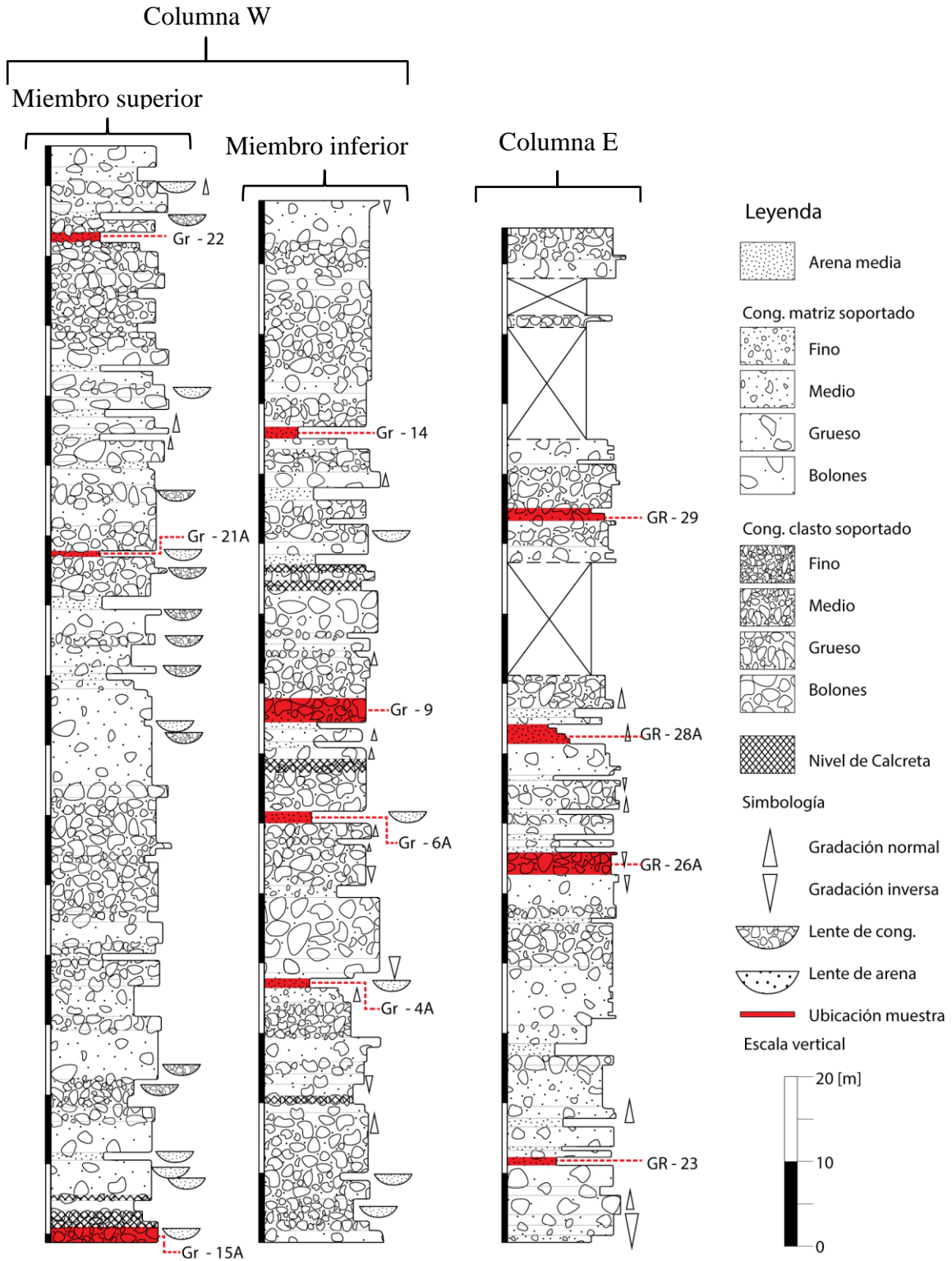


Figura 10: Diagrama con ubicación de las muestras de arenas extraídas para realizar láminas transparentes.

3.3.1. Análisis Petrográfico: Conteos Modales

Debido a la complejidad que conlleva la determinación de la composición de los clastos, se deben aplicar diversas técnicas, comúnmente petrográficas y geoquímicas. En particular, los estudios petrográficos se basan en análisis estadísticos, que entregan importante información sobre la proveniencia de los sedimentos (Dickinson, 1970). Esta característica ha llevado a diversos autores a generar diagramas de discriminación tectónica, proyectando las proporciones modales de areniscas, siendo los más utilizados los presentados por Dickinson et al. (1983).

Para determinar la abundancia relativa de los sedimentos detríticos presentes en las gravas, se extrajeron numerosas muestras de arenas (Figura 10), las que se analizaron microscópicamente, y a las que se realizaron conteos modales (Anexos 1: Conteos modales). Esto consiste en identificar categorías de granos, tanto cristales como fragmentos de roca, abarcando toda el área de la lámina delgada, en intervalos determinados. Las arenas se caracterizan por su frescura y porque no se encuentran alteradas. Estas características son muy importantes y útiles para establecer su procedencia, ya que el reconocimiento de los granos se puede realizar sin dudas casi para la totalidad de los granos (Ingersoll et al., 1984).

En este estudio se utilizó el método de Gazzi - Dickinson, que fue elaborado de manera independiente por Gazzi (1966) y Dickinson (1970), y que es descrito y analizado por Ingersoll et al. (1984). Este procedimiento disminuye los efectos de la meteorización y transporte, depositación y diagénesis, enfatizando la influencia primaria de la composición de las rocas fuentes y reduciendo los efectos de las diferencias en el tamaño de grano, a partir de conteos modales en arenas y areniscas (Ingersoll et al., 1984).

Los clastos de carbonato no están incluidos en el método, debido a que su respuesta química frente a la meteorización difiere ampliamente de los otros fragmentos (Dickinson 1985). Por otro lado, los cristales de piroxeno y anfíbola tampoco se consideran en el método de Gazzi - Dickinson, sino que se contaron para llevar un control sobre la variación en las proporciones de estos minerales, que podrían indicar una variación en las proporciones de las rocas de proveniencia. Además se asignó un contador para las zonas de matriz o vacíos del corte.

Para que, estadísticamente, se obtengan valores fiables para todos los parámetros contabilizados, se deben contar 300 o más puntos por muestra (Van der Plas y Tobi, 1965). De

este modo, la variabilidad entre el porcentaje real de cierto mineral y el porcentaje obtenido en el conteo modal de ese mineral no será un valor significativo (inferior o igual al 5%) (Ingersoll et al., 1984). En este trabajo se realizaron conteos modales de 300 granos en 10 de los 11 cortes transparentes de muestras de arenas, obtenidas en terreno, utilizando el método de Gazzi - Dickinson. No fue posible analizar la muestra GR - 21A ya que presenta un tamaño de grano mayor, es decir, no posee suficientes fragmentos para que los resultados del conteo sean confiables.

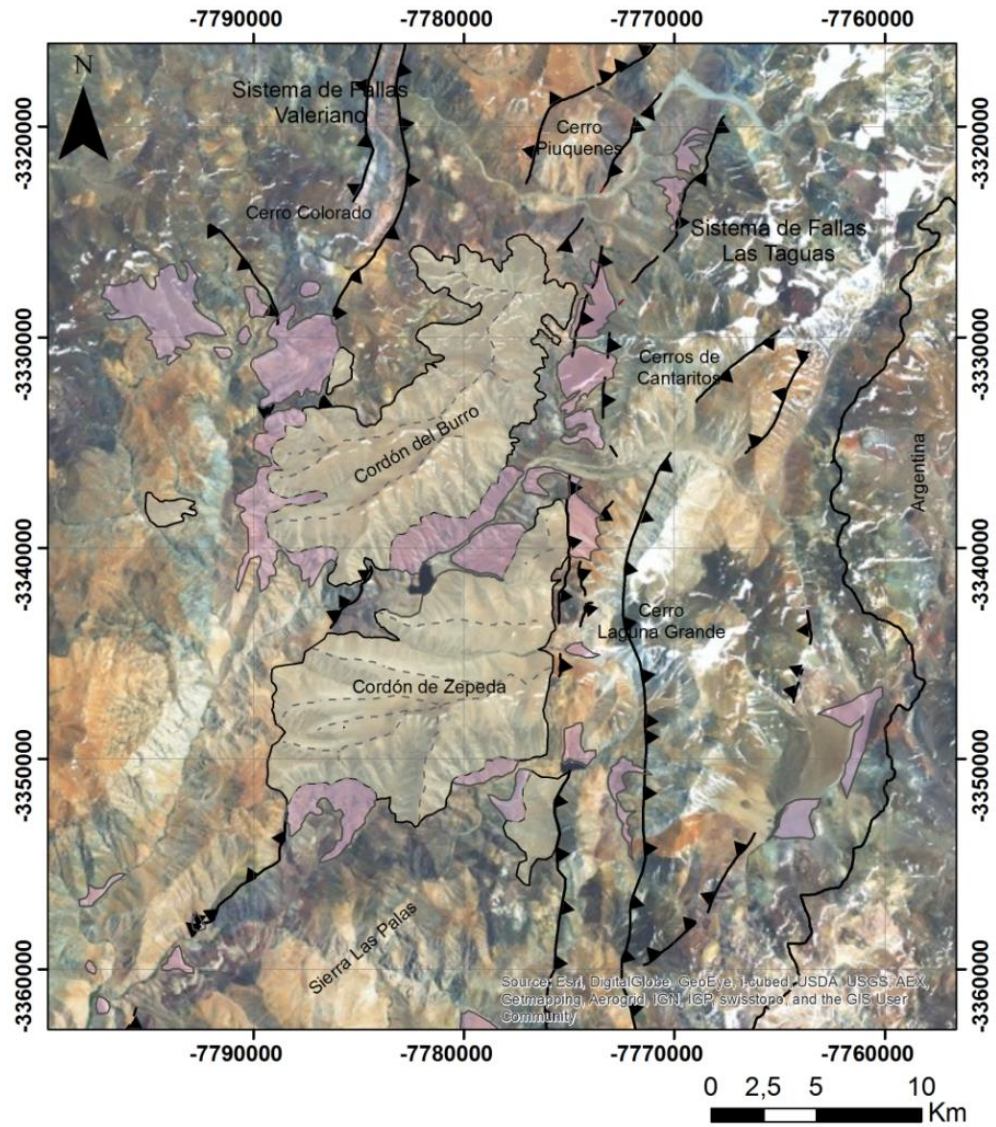
4. FORMACIÓN LAGUNA GRANDE

A continuación, se presentan los resultados obtenidos en este trabajo. Estos se encuentran divididos en tres grupos principales, que corresponden a la distribución y relaciones de contacto de la Formación Laguna Grande, a la sedimentología y estratigrafía, y al estudio de su composición litológica y análisis petrográficos.

4.1. Distribución y relaciones de contacto

En primer lugar, se presenta el mapeo, realizado con ayuda del software Arcgis, del contacto entre gravas y basamento (Sección 4.1.1; Figura 11). Con esta información se construyó una aproximación de la superficie sobre la cual se depositaron las gravas, mediante interpolación (Sección 4.1.2; Figura 12). En este caso, también se presentan los valores obtenidos de relieve, pendiente, rugosidad, dirección de inclinación e hipsometría, de la superficie interpolada, que fueron obtenidos con ayuda del *software* Envi. Finalmente, utilizando los datos anteriores, se obtuvo el espesor actual del depósito de gravas (Sección 4.1.3; Figura 13).

4.1.1. Contacto gravas - basamento









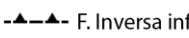

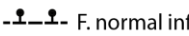

Leyenda		Simbología			
	G1: Secuencia principal		Falla Inversa		Contacto G1 - basamento
	G2: Secuencia retrabajada		Falla Normal		Contacto G2 - basamento
			F. Inversa inferida		Contacto G1 - G2
			F. normal inferida		Zonas del techo de las gravas con mayor altura

Figura 11: Mapeo del contacto entre las gravas y el basamento. Se muestra división entre las secuencias G1 y G2 y las zonas de mayor altura en el techo del depósito.

4.1.2. Superficie de sedimentación

Para esta superficie, el relieve, es decir, la diferencia entre la altura máxima (4.209 m) y mínima (3.230 m) es de, aproximadamente 1000 m. La pendiente apreciada es, por lo general, menor a 10°; la media es de 5°, lo que indica una superficie plana y de bajo relieve. A partir de la imagen de dirección de inclinación se pudo extraer que el azimut promedio es de 183°, lo que indica una inclinación predominantemente hacia el sur.

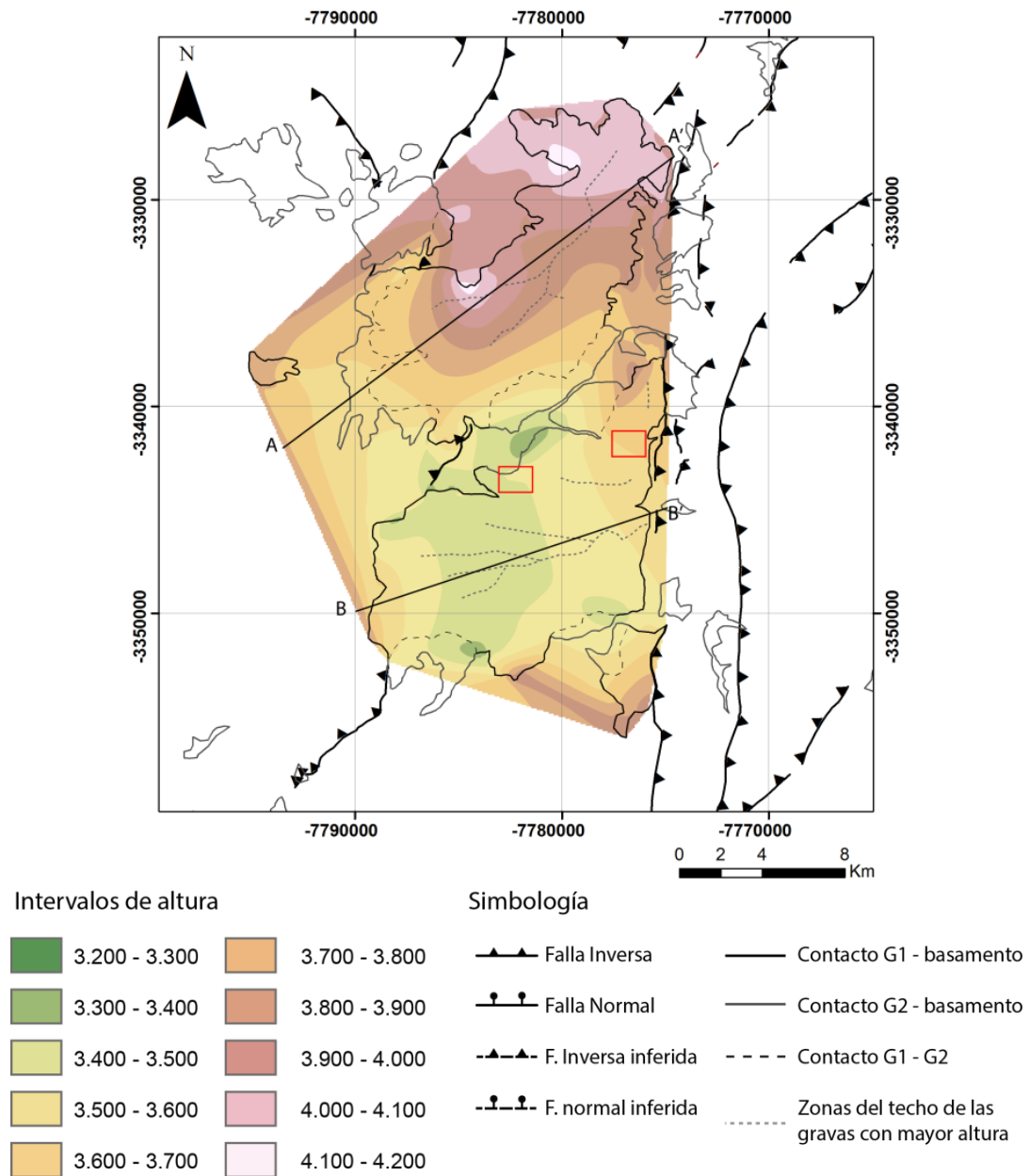


Figura 12: Interpolación de la superficie sobre la que se depositaron las gravas.

4.1.3. Espesor actual del depósito

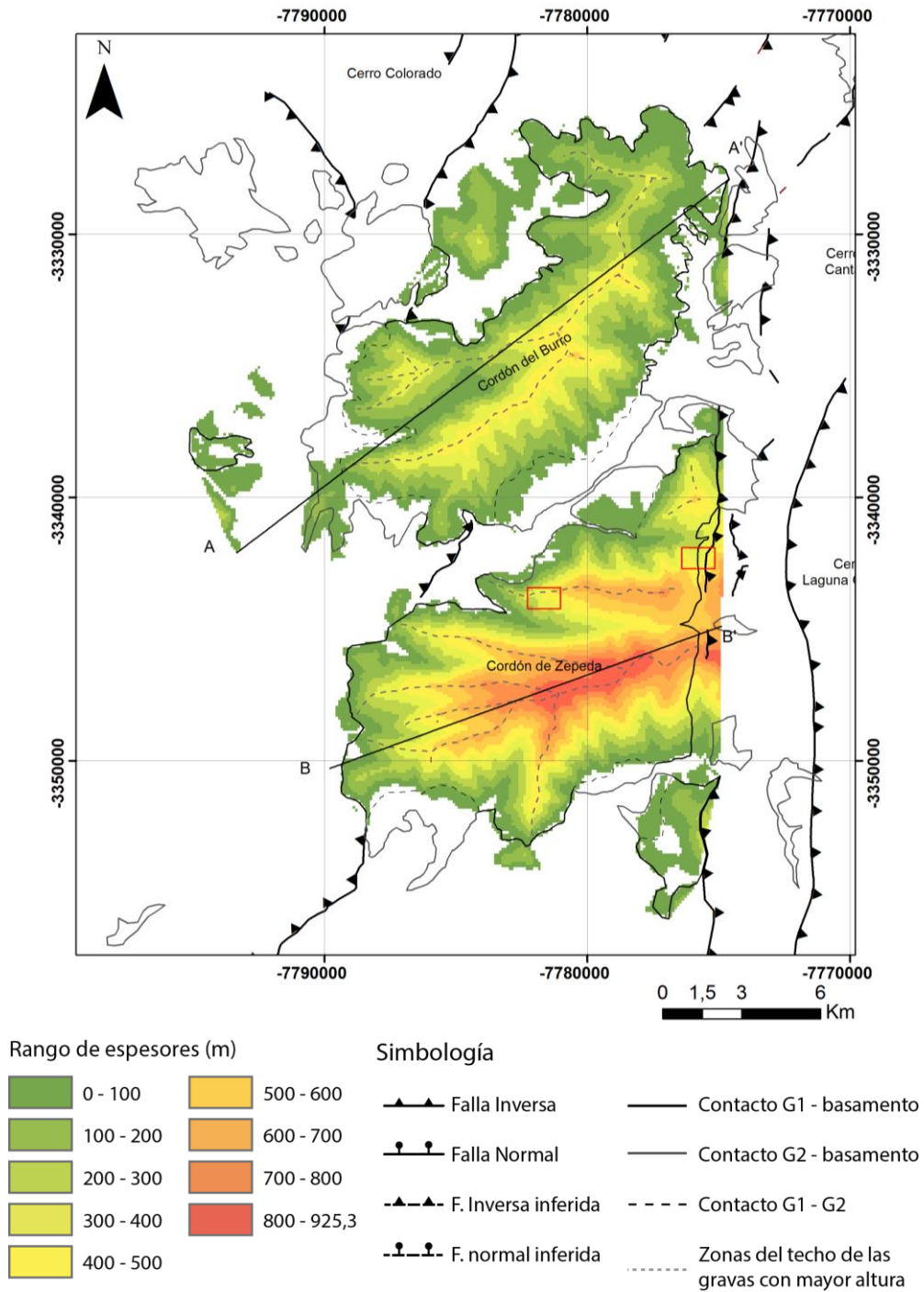


Figura 13: Sustracción entre imagen *raster* del MNE e imagen *raster* de superficie interpolada. En la imagen se muestran las trazas de los perfiles realizados, que se presentan en la Figura 14. Los recuerdos rojos muestran la ubicación donde se levantaron las columnas estratigráficas.

Para la caracterización del depósito de gravas, se realizaron perfiles, cuyas trazas se indican en la Figura 13. En estos perfiles se muestra la superficie construida mediante la interpolación del contacto debajo de las gravas y la topografía actual que afecta a las gravas. Estos perfiles se presentan en la Figura 14.

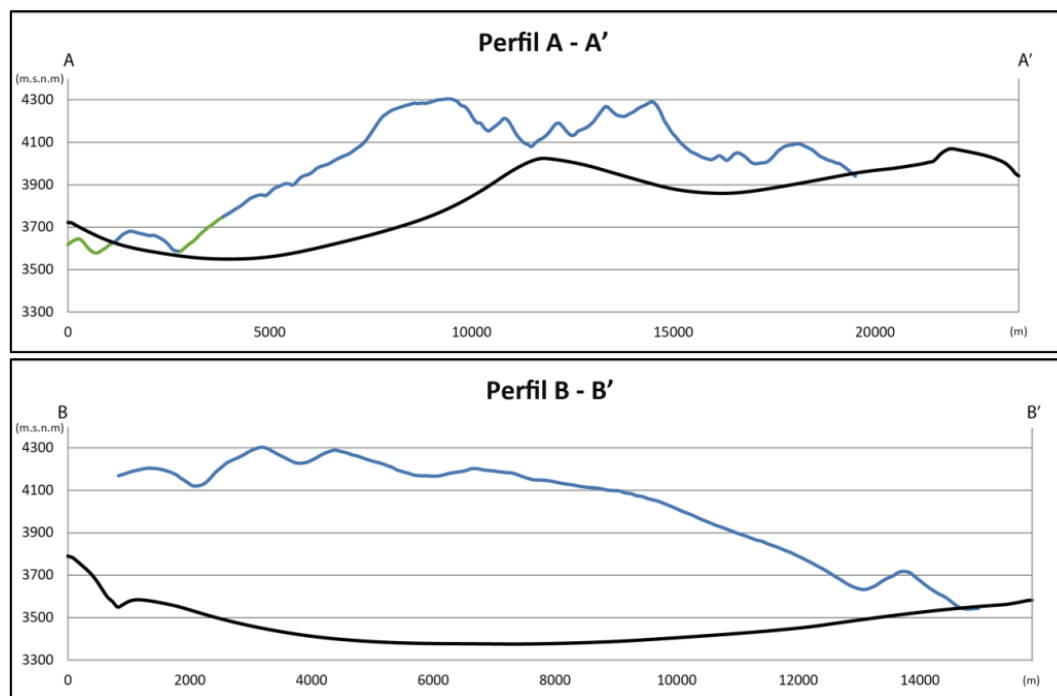


Figura 14: Perfiles interpolación de la superficie sobre la cual se depositaron las gravas. Las líneas negras corresponden a la superficie interpolada, las líneas azules a la secuencia G1 de las gravas, y las verdes a la secuencia G2.

4.2. Sedimentología y estratigrafía

La Formación Laguna Grande consiste en una intercalación de capas de conglomerados y areniscas semiconsolidados, siliciclásticas, depositada principalmente en un ambiente aluvial - fluvial, y que poseen una dirección de manto preferencial hacia el sur, con un manto que varía entre 10° y 25° . A continuación se detalla lo observado para los dos afloramientos descritos en terreno, designados como Columna W y Columna E, respectivamente (Figura 9).

4.2.1. Columna W

El afloramiento occidental (W en la Figura 9), está expuesto en la Quebrada Cantaritos (Figura 9) en las cercanías del Sistema de Falla Valeriano (SFV, Figura 11), debido a una remoción en masa, cuyos depósitos se encuentran al norte de su cicatriz, colindante con la Laguna Grande (Figura 15a). En general, el depósito posee una orientación manteo/dirección de manteo, entre 160/26 y 200/8. La Columna W (Figura 16), posee 305,3 m de potencia y consiste en una secuencia estratificada, de conglomerados principalmente clastosoportados (Figura 17a) y de muy mala selección. También es posible observar algunos niveles de bajo espesor (desde algunos centímetros hasta un par de metros) de arenas medias a gruesas, y otras de conglomerado matriz soportados intercalados con los niveles de conglomerados clasto soportados. Los niveles de arenas medias a gruesas, en algunos casos son cuerpos tabulares que se encuentran estratificados, y en otros se observa con forma lenticular, con contactos erosivos en sus bases, interdigitados con los conglomerados.

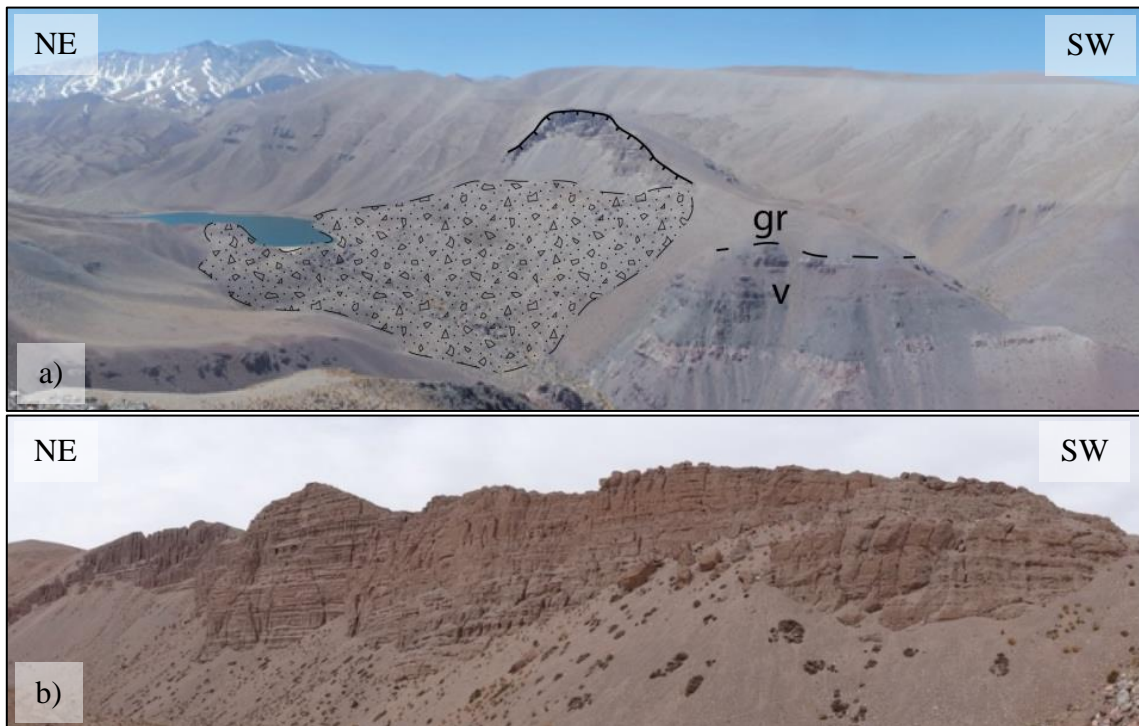


Figura 15: Vista de los afloramientos occidental del depósito de gravas. a) Depósitos de la remoción en masa que expone las gravas del afloramiento occidental, gr: gravas, v: rocas volcánicas; b) Vista de cerca del afloramiento de gravas occidental.

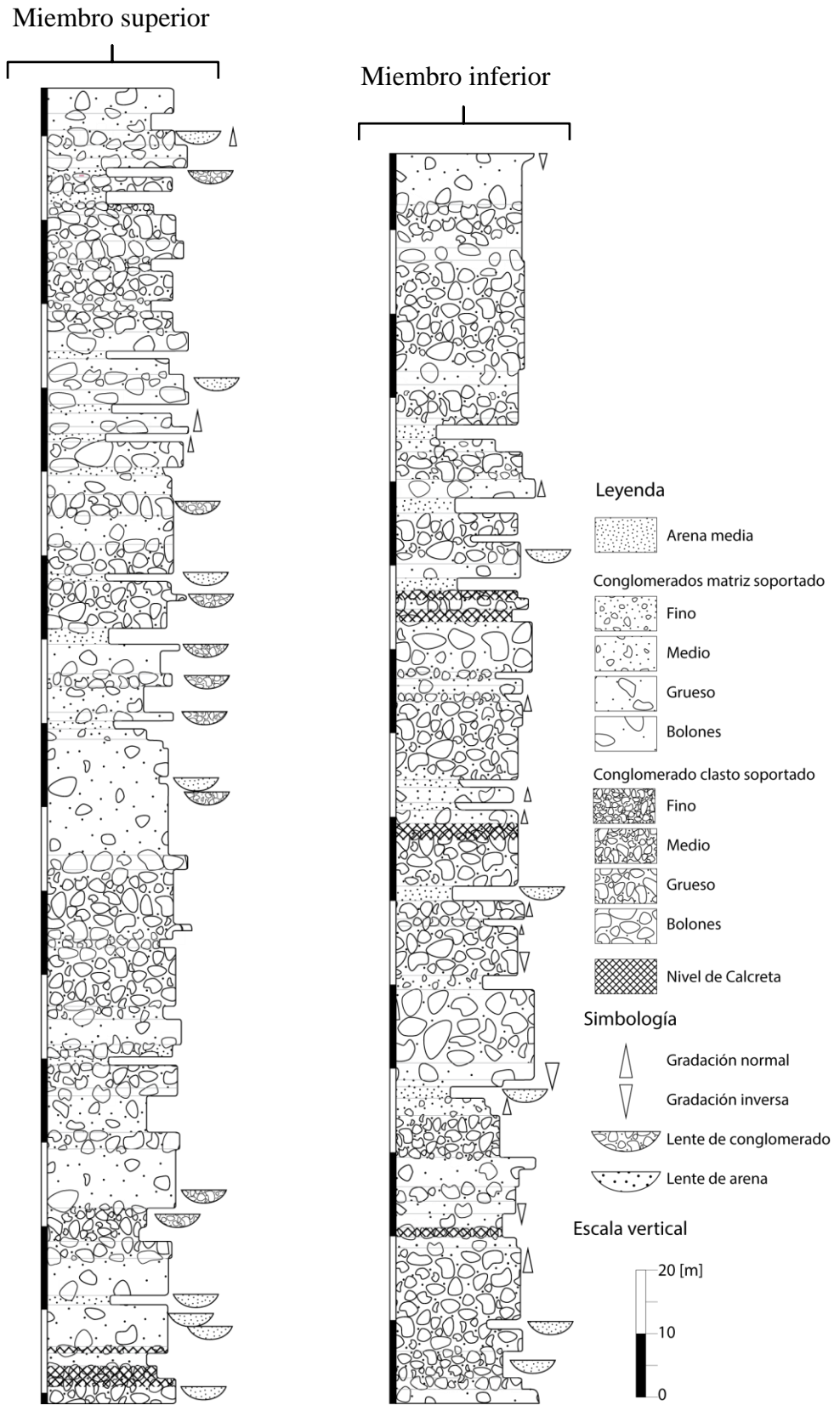


Figura 16: Sección Estratigráfica de la Columna W.

A medida que se asciende en esta columna es posible apreciar algunos cambios en la textura. En los niveles inferiores dominan los conglomerados clasto soportados, con menor proporción de conglomerados matriz soportados y arenas. Los clastos observados son subangulosos a subredondeados y alcanzan dimensiones de hasta 0,8 m. En cambio, en los niveles superiores, dominan los conglomerados matriz soportados (Figura 17b), también de muy mala selección, con intercalaciones de menor espesor de arenas medias y gruesas con formas lenticulares, que se interdigitan con conglomerados clasto soportados. En este caso, la matriz es mucho más abundante, y los clastos alcanzan dimensiones de hasta 1,2 m, también subredondeados a subangulosos.

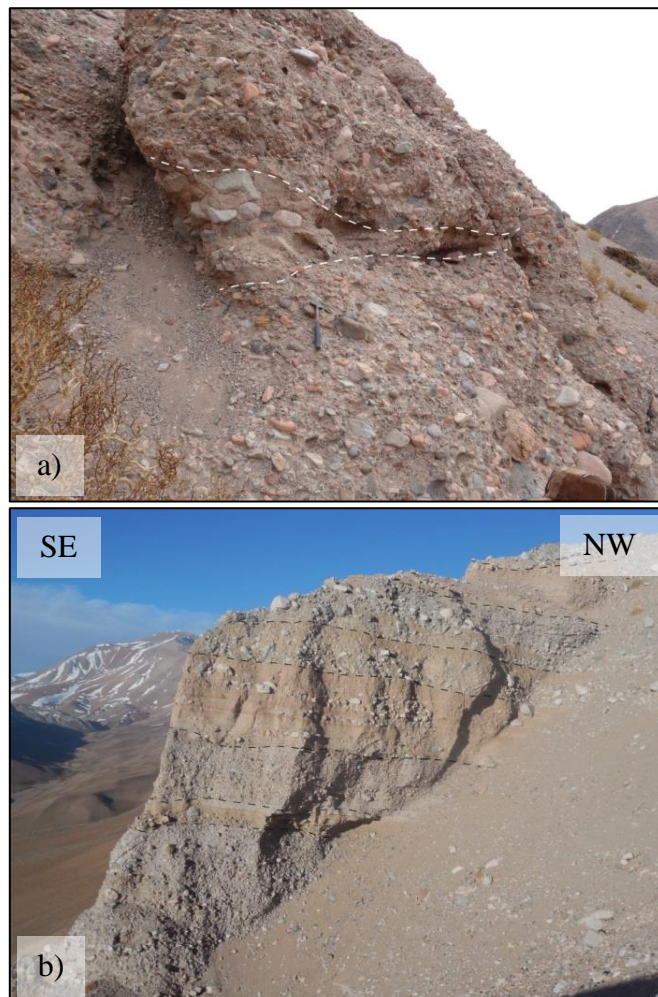


Figura 17: Diferencia de contenido de matriz a medida que se asciende en la Columna W. a) Conglomerado grueso con pequeño lente de arena con clastos de dimensiones mayores (altura en la columna: 9 m). b) Intercalación de arenas y conglomerados medios y gruesos, tanto clastosoportados como matriz - soportados (altura en la columna: 293 m).

También se observó, en reiteradas oportunidades, algunos niveles de conglomerados cementados por carbonatos, más consolidados que el resto del depósito (Figura 18c1). En ciertos casos, dentro de estos niveles más consolidados, se apreciaron fragmentos líticos rodeados por pátinas de carbonato (Figura 18c2). En cuanto a las estructuras sedimentarias, estas son escasas. En una ocasión, fue posible apreciar un pequeño nivel, de unos pocos centímetros, compuesto por material de grano más fino, que forman grietas de desecación (Figura 18d).



Figura 18: Afloramientos de algunas de las características de la Fm. Laguna Grande observadas en terreno. a) Clasto de toba; b) Conglomerado grueso con lente de arena (E - W). Columna W (6 m); c) Conglomerado con matriz carbonatada, c1) vista del afloramiento, c2) pátina de carbonato alrededor de los clastos; d) Nivel de grietas de desecación: d1) vista en perfil (E - W); d2) vista en planta.

4.2.2. Columna E

El afloramiento oriental (E en la Figura 9, Figura 19), se ubica en la parte alta de la Quebrada La Laguna, cercano al Sistema de Falla Las Taguas (SFT), que expone las rocas Permo - Triásicas sobre las gravas (Figura 11). De manera similar que lo medido en la Columna W, el depósito en este afloramiento posee una dirección de manto aproximadamente hacia el sur, y un suave manto en este sentido (dirección de manto/manto ~ 150/12; Figura 19).



Figura 19: Vista del afloramiento de gravas oriental, donde se aprecia el suave manto de sus estratos hacia el sur.

La Columna E está compuesta, casi en su totalidad, por conglomerados matriz soportados, de mala selección (Figura 20), interdigitados con algunos lentes de arenas y, en otros casos, con conglomerados clasto soportados. En general, al igual que lo observado en la Columna W, existen abundantes lentes, ya sean de arenas o de conglomerados, con dirección E - W (Figura 20). Sin embargo, a diferencia de lo apreciado durante la construcción de la sección occidental, los contactos son menos claros entre un estrato y otro; en cambio, se observan como suaves contactos erosivos entre ellos. Los clastos observados son, principalmente, subangulosos; aunque también existen clastos subredondeados, y alcanzan dimensiones de hasta 1,2 m. Esta secuencia posee 144,9 m de potencia, y se presenta en la Figura 21.



Figura 20: Contactos erosivos en la Columna oriental. a) Conglomerado grueso, matriz soportado, en contacto erosivo con arena (zona inferior). Columna E (16 m); b) Contacto Erosivo entre arena e intercalación de conglomerados (zona superior). Columna E (20 m).

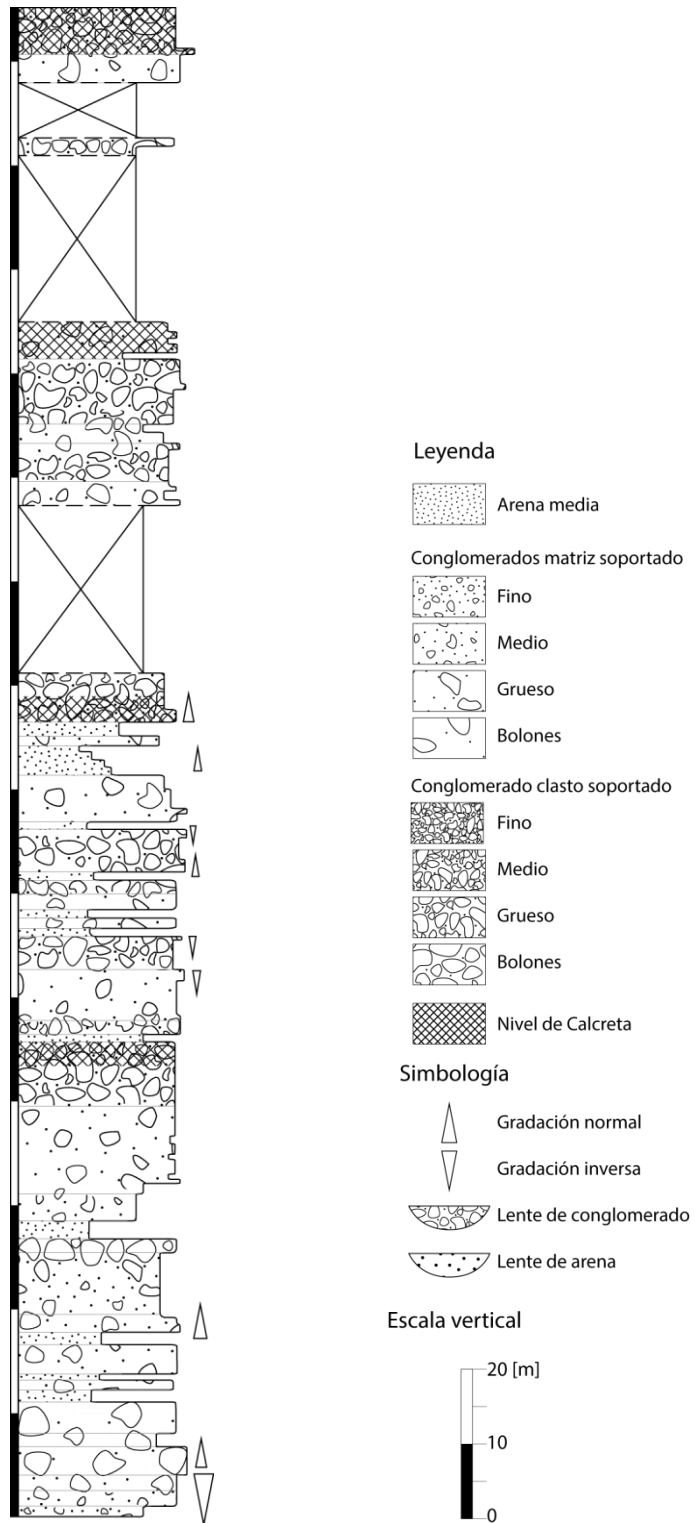


Figura 21: Sección estratigráfica E.

4.3. Composición litológica de la Formación Laguna Grande

A medida que se construían las columnas estratigráficas, se observó la predominancia de clastos derivados de rocas ígneas, tanto intrusivas como volcánicas. Predominan clastos intrusivos de composición monzogranítica, además de observarse clastos sienograníticos, dioríticos y granodioríticos, en menor proporción.

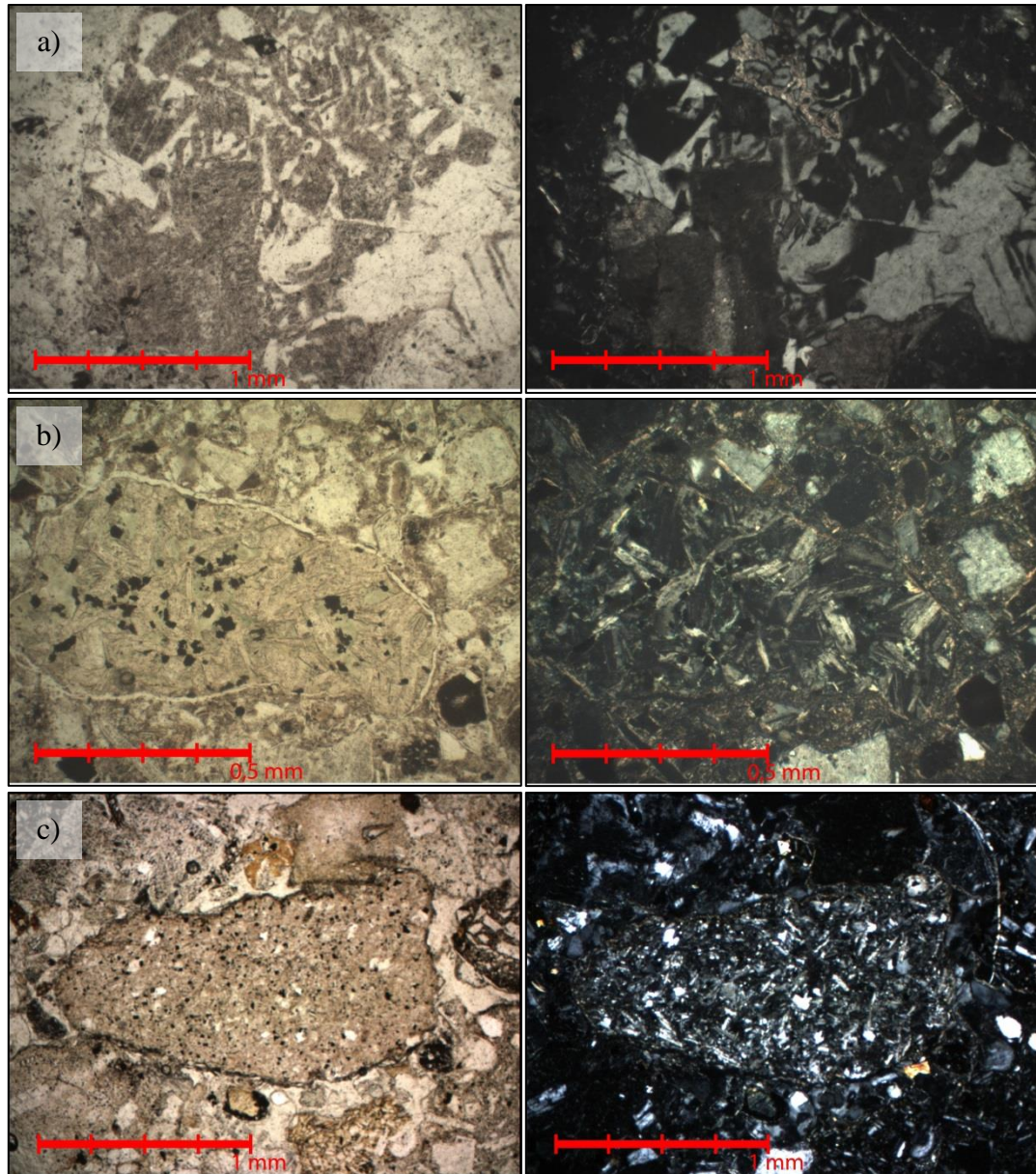
4.3.1. Columna W

Los clastos de origen intrusivo poseen composición monzogranítica, principalmente, con una menor proporción de sienograníticos y granodioríticos. Sin embargo, las proporciones no son constantes, sino que también es posible apreciar variaciones a lo largo de la columna. Además se observan clastos volcánicos los que aumentan en proporción en algunos niveles de la columna pero sin seguir una tendencia clara.

Entre los clastos destacan, por su abundancia, clastos líticos intrusivos de composición monzogranítica y fragmentos volcánicos, principalmente lavas, aunque también es posible encontrar clastos de tobas (Figura 18a). En menor proporción, también se aprecian clastos dioríticos, granodioríticos y sienograníticos. Respecto a la matriz, que fue analizada al microscopio, está compuesta principalmente por arena media a gruesa, posee clastos con composición granítica (entre 32,5 y 86,7%), principalmente, con una menor proporción de clastos volcánicos (7,7 - 46,9 %), otros clastos intrusivos (1,3 - 9,4%), que incluyen dioritas y granodioritas, y, en pocas ocasiones, líticos sedimentarios (0 - 1,3%).

Respecto a los líticos ígneos, a escala microscópica, los fragmentos graníticos son los más abundantes y los de mayores dimensiones (desde 0,2 hasta 3,2 mm). Los clastos de composición monzogranítica y sienogranítica son muy similares, cuyas variaciones en las proporciones QAP son muy sutiles. A esta escala, los clastos que se observan no muestran la totalidad de los cristales que definen la composición de la roca. Es por esto que no es posible diferenciar entre los clastos graníticos, ya que no siempre se pueden establecer las proporciones entre los minerales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los clastos graníticos poseen abundantes cristales con textura perítica y mirmequítica, como los que se muestran en la Figura 22a. Los fragmentos dioríticos y granodioríticos (Figura 22 b y c, respectivamente) son escasos. Por un lado, los

clastos dioríticos representan clastos de dimensiones de aproximadamente 1 mm, y por lo general, se encuentran cloritizados; mientras que los granodioríticos, poseen dimensiones de hasta 1,5 mm.



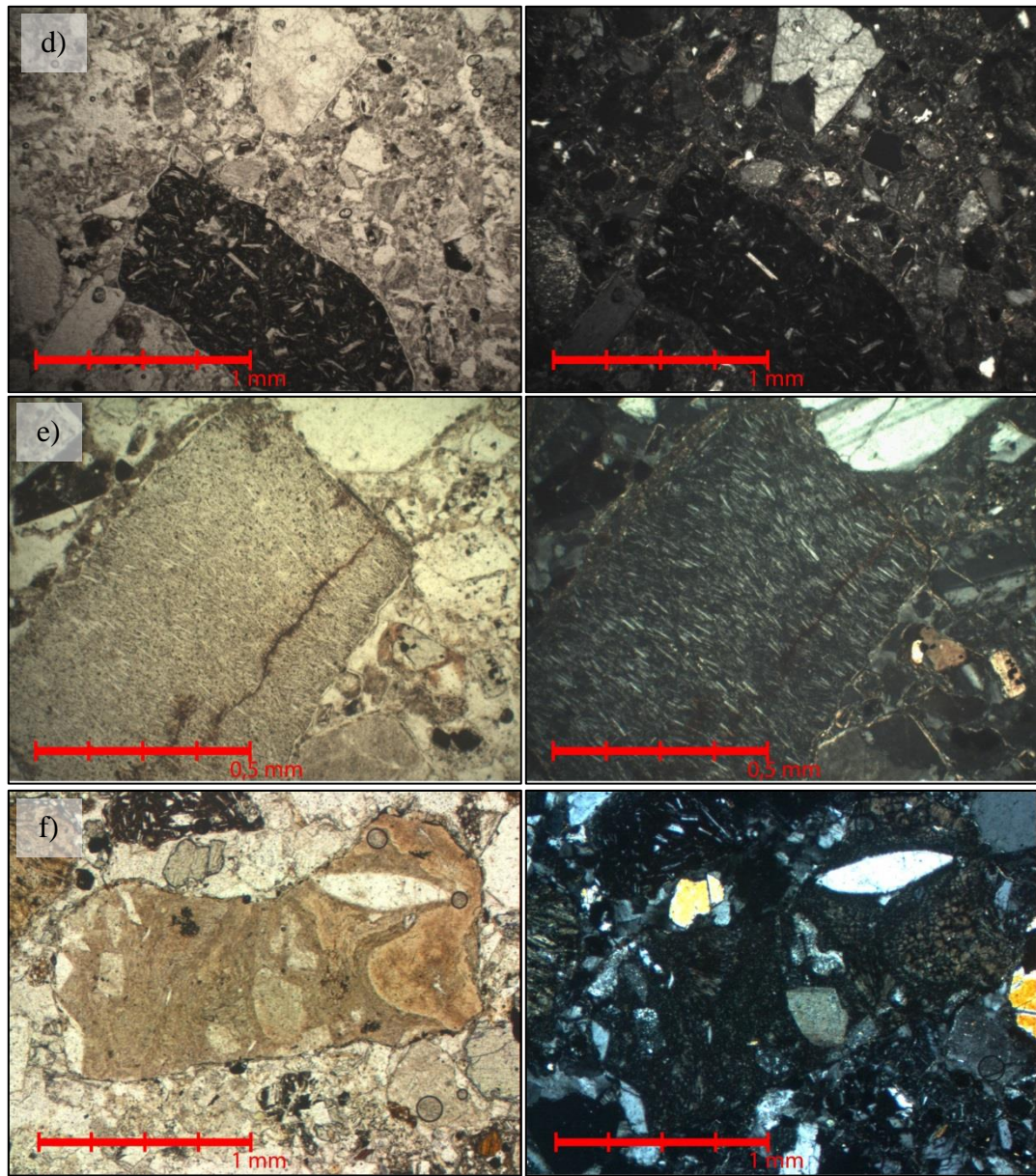


Figura 22: Microfotografía en nículos paralelos (izquierda) y nículos cruzados (derecha) de las diversas litologías observadas al microscopio de la Columna W. a) Lítico monzogranítico donde se observan cristales que conforman una textura mirmequítica (corte GR - 6A, 5x); b) Clasto diorítico, corte GR - 14 (10x); c) Clasto granodiorítico, corte GR - 4A (5x); d) Fragmento lítico volcánico corte GR - 14 (5x); e) Corte GR - 4A (10x); f) Fragmento sedimentario, corte GR - 4A (10x).

La composición y textura de los fragmentos volcánicos es variable. En algunas ocasiones corresponden a líticos con su masa fundamental reemplazada completamente por minerales opacos (Figura 22d). También existen otros con fenocristales de plagioclasas orientadas, como el que se muestra en la Figura 22e. Estos clastos también muestran grandes dimensiones, pero por lo general de tamaño inferior a los fragmentos monzograníticos (0,1 - 2,8 mm). Aunque existen excepciones en que alcanzan dimensiones de hasta 3,6 mm (corte GR - 15). En una muestra basal

y superior de esta columna (cortes GR - 4A y GR - 22), estos fragmentos superan, en cantidad, a los monzograníticos, siendo los más abundantes.

Por otro lado, en pocas ocasiones también se apreciaron fragmentos líticos sedimentarios (muestras GR - 4A y GR - 14), que se muestran en la Figura 22f.

4.3.2. Columna E

Los clastos de la columna ubicada al lado este poseen una composición similar a la observada en la columna W, con proporciones variables. Es decir, fragmentos graníticos, dioríticos, granodioríticos, volcánicos y sedimentarios. Sin embargo, además de las composiciones mencionadas, en esta columna, fue posible observar una nueva litología, que corresponde a intraclastos conglomerádicos matrizsoportados, poco consolidados, con matriz fina de color parda, y clastos subangulosos a subredondeados (Figura 23).



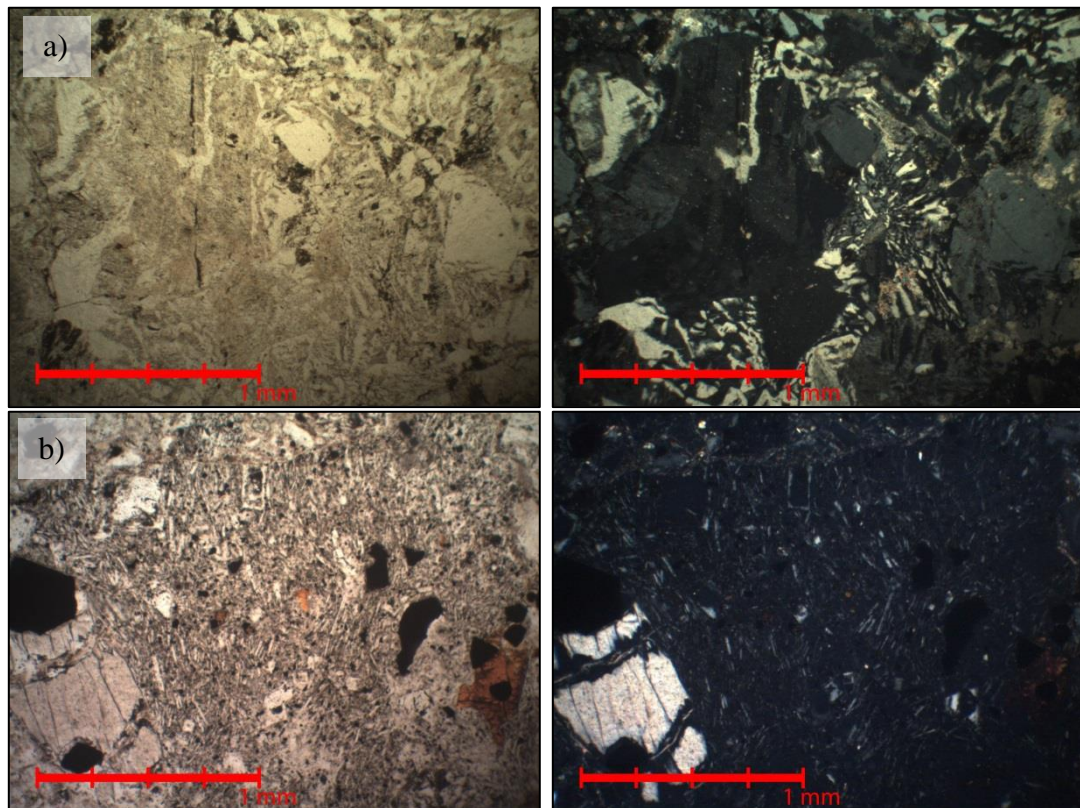
Figura 23: Intraclasto retrabajado. Columna E (56 m).

La composición de la matriz es similar a los de la Columna W. Es decir, se destacan los fragmentos volcánicos y monzograníticos, con una menor proporción de clastos sienograníticos, dioríticos y granodioríticos. Los fragmentos de composición granítica son los más abundantes (entre 64,8 y 91,1%), con una menor proporción de clastos volcánicos (3,6 - 26,4 %), otros clastos intrusivos (5,4 - 8,8 %), que incluyen dioritas, principalmente, y granodioritas, y en pocas ocasiones líticos sedimentarios (0 - 1,1 %).

Los clastos graníticos poseen dimensiones de 0,3 hasta 2 mm (Figura 24a). Se destacan ya que poseen abundantes cristales con textura mirmequítica y pertítica. Los fragmentos dioríticos (Figura 24c) poseen dimensiones que van desde los 0,2 hasta los 3mm. Los clastos con composición granodiorítica (Figura 24d) poseen hasta 2,5mm.

A diferencia de lo observado en la Columna W, los fragmentos volcánicos (Figura 24b) poseen, en general, mayores dimensiones que los clastos monzograníticos, con dimensiones entre 0,5 y 4 mm. En el techo de la columna es donde se observaron los más grandes (1 - 4 mm).

En un solo caso, fue posible reconocer un fragmento sedimentario, cercano a la base de la columna (corte GR - 26A), que se muestra en la Figura 24e. Al igual que los fragmentos presentes en las muestras de la Columna W, no es posible distinguir su composición.



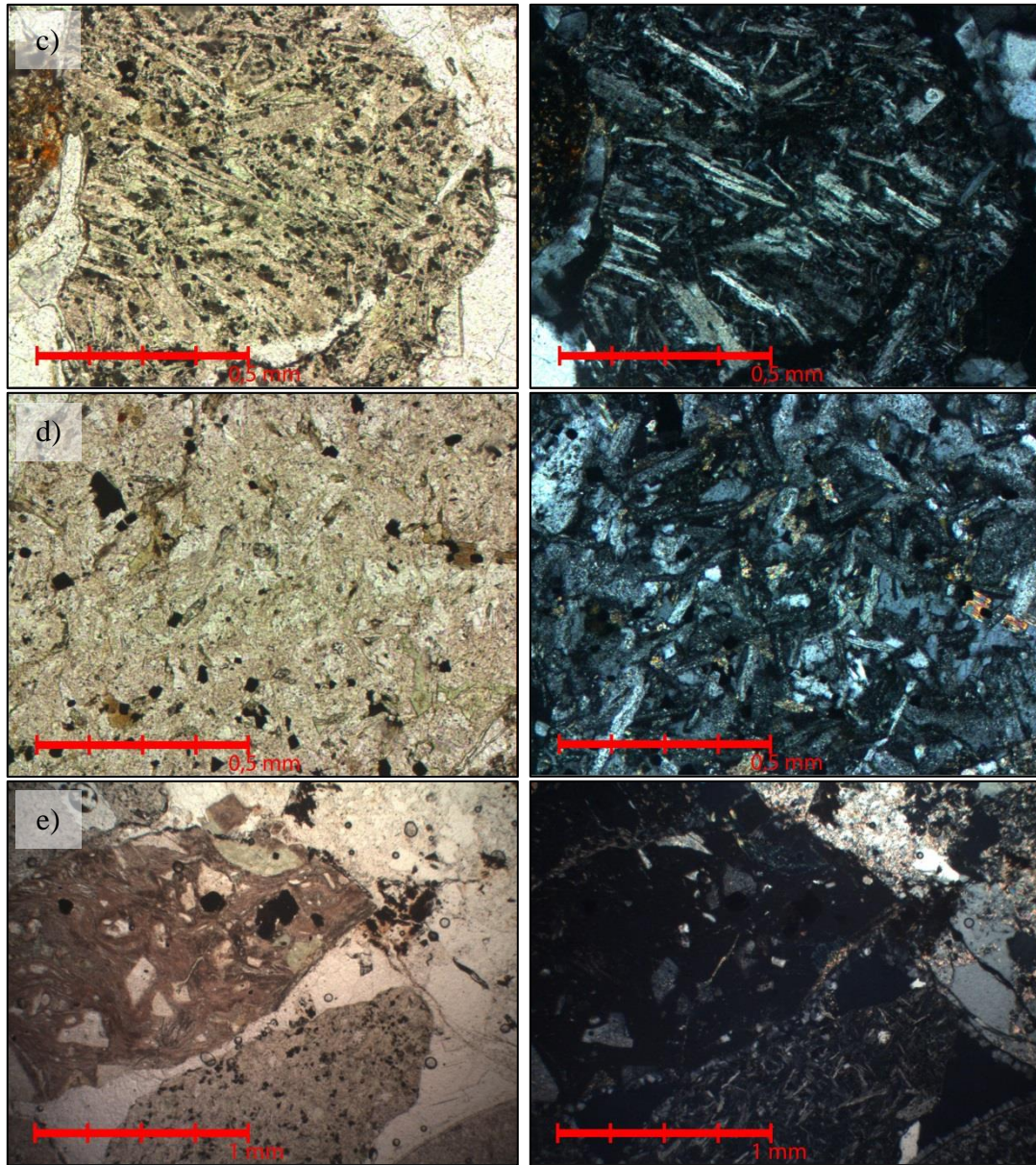


Figura 24: Microfotografía en nícoles paralelos (izquierda) y nícoles cruzados (derecha) de las diversas litologías observadas al microscopio de la Columna E. a) Fragmento monzogranítico, corte GR -29 (5x); b) Clasto lítico volcánico, corte GR -28A (10x); c) Clasto lítico diorítico, corte GR -26A (10x); d) Clasto lítico granodiorítico, corte GR -26A (10x); e) Fragmento sedimentario, corte GR - 26A (5x).

4.3.3. Análisis Petrográfico: Conteos Modales

A continuación se presentan unos gráficos que resumen la información obtenida a partir de los conteos modales. En el caso de la Figura 25a, esta muestra el conteo de minerales y fragmentos líticos. En este caso, se aprecia gran cantidad de fragmentos de cuarzo y plagioclasa, con menores proporciones de feldespato potásico, minerales opacos, piroxenos y anfíbolos y

fragmentos líticos. Por otro lado, en la Figura 25b, se presenta la agrupación de los clastos de acuerdo a sus composiciones litológicas y texturas. Entre ellos, se destaca por su abundancia, los clastos graníticos, seguido de fragmentos volcánicos, con proporciones inferiores de otros clastos intrusivos y sedimentarios. En dos muestras (GR-4A y GR-22) se aprecia mayor contenido de material extrusivo, por sobre los graníticos.

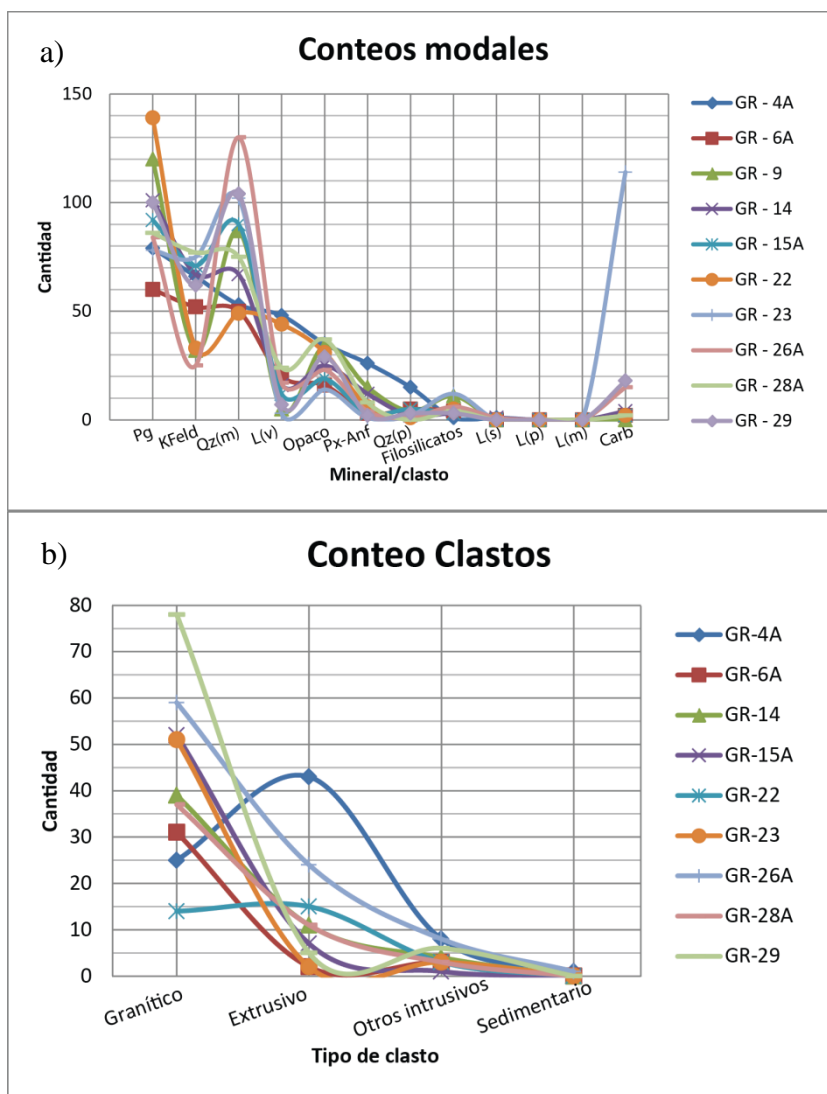


Figura 25: Gráficos resumen de los conteos modales realizados. a) Conteo a fragmentos minerales y líticos; b) agrupación de acuerdo a su composición litológica.

5. DISCUSIONES

5.1. Clasificación estructural y arquitectura de la cuenca

Considerando la geología circundante a la Fm. Laguna Grande es muy probable que la superficie sobre la cual se depositaron las gravas haya sido labrada sobre un sustrato principalmente intrusivo, en particular, monzogranítico, asignado al Complejo plutónico Chollay. Sin embargo también existen algunas zonas donde la incisión de los valles actuales muestran el contacto entre la base de las gravas con rocas volcánicas asignadas a la Fm. Doña Ana, la Fm. Lagunillas y a la Fm. Pastos Blancos (Figura 7). Para la caracterización de la superficie de contacto basamento - gravas, se consideró la superficie construida mediante la interpolación del contacto que se expone en los valles y su extrapolación debajo de las gravas.

El análisis morfométrico indica que la superficie sobre la cual se depositaron las gravas corresponde a una superficie relativamente plana, cuya altura disminuye hacia el sur, lo que coincide con la establecido por Nalpas et al. (2009), que indica que esta corresponde a una suave superficie erosiva, que reduce su altura progresivamente hacia el sur. Lo anterior indica que el espesor y la profundidad aumentan desde el norte, hacia el sur. A partir de la Figura 13, se puede extraer que en el norte, el espesor es de entre 300 y 400 m, frente a la Laguna Grande es de aproximadamente 700 m, mientras que en el sector sur la potencia del depósito es de poco más de 900 m.

Si bien, en general, esta superficie se presenta como subplanar, existen algunos sectores donde la superficie muestra un mayor relieve. Al correlacionar la forma de la superficie con la geología se observa que los espesores mínimos de las gravas, es decir en las zonas de relieve positivo de la superficie, coinciden con unidades intrusivas, mientras que las zonas de mayor espesor, actualmente, son características de relieves negativos, se localizan generalmente sobre rocas volcánicas. Esto indicaría un control litológico en la formación de la superficie de contacto basamento-gravas.

Según lo anterior y considerando las edades presentadas por Salazar et al. (2013), se puede señalar que durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano se modeló un paisaje dominado por pediplanicies, con escasa incisión sobre la cual se habrían depositado las gravas

durante el Mioceno. A diferencia de lo anterior, más al norte, a lo largo del Valle del Río Salado, se ha documentado una superficie fuertemente incidida, que se habría desarrollado durante el Oligoceno (Riquelme et al., 2007). Posteriormente se habrían depositado una secuencia asignada a las Gravas de Atacama, entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Tardío (Riquelme et al., 2007). A pesar de esta diferencia, tanto la unidad estudiada en este trabajo como la documentada más al Norte, están asignadas a las Gravas de Atacama en los mapas geológicos del Servicio Nacional de Geología y Minería. Lo anterior grafica el escaso cuidado que se ha realizado en la definición de las unidades neógenas en los Andes Semiáridos.

A partir de la información levantada en terreno se puede establecer que la Fm. Laguna grande posee una gran potencia. La Columna W, posee un espesor de 305,3 m, mientras que la Columna E, tiene una potencia de 144,9 m. Con base en la sedimentología y estratigrafía, se puede correlacionar la Columna E (Figura 21), con el miembro superior de la Columna W (Figura 16). Efectivamente, si se considera que los estratos mantean, entre 8° y 20° aproximadamente hacia el sur, entonces el techo de la Columna W, a la latitud de la Columna E (1,5 km al norte), se encontraría a una altura superior de entre 200 y 550 m, superando la altura del techo de la Columna E. En consiguiente la Columna E estaría contenida completamente dentro del miembro superior de la Columna W (Figura 26).

Por otro lado, existe una porción que no aflora entre la base de la Columna W (3.433 m s.n.m) y el contacto entre las gravas y el basamento (3.342 m s.n.m) de 91 m. Asimismo, sobre la columna W, existen alrededor de 470 m que no se encuentran expuestos entre el techo del afloramiento de la columna y la pediplanicie en la zona superior del depósito (4.279 m s.n.m), debido a que están cubiertos por depósitos coluviales y regolitos. Lo anterior implica que existen 305 m de columna estratigráfica que afloran y 560 m que no, por lo tanto el espesor de la formación, en las cercanías de la Laguna Grande, es de 865 m, coincidiendo con los espesores determinados a partir de la diferencia entre la topografía actual y la superficie interpolada del contacto gravas-basamento.

Diversos autores han señalado que sobre las Gravas de Atacama se ha desarrollado un pediplano (Mortimer, 1973; Riquelme et al., 2003; Riquelme et al., 2007; Charrier et al., 2009). En la zona, Salazar et al. (2013) indican que el techo de las gravas se encuentra afectado por un proceso de pediplanación. De esta forma los espesores calculados para la Fm. Laguna Grande se

pueden considerar como mínimos. Un depósito con un espesor actual de 900 m, sugiere un gran relieve y un importante espacio para acomodar estos sedimentos. Con base en las observaciones realizadas en terreno y las interpretaciones preliminares de los trabajos presentados por Salazar et al. (2013), este relieve podría ubicarse al Oeste de la Formación Laguna Grande, controlado por la actividad eocena del Sistema de Falla Valeriano (SFV). Todo lo anterior indicaría que la cuenca representaría una depresión limitada al Oeste por un relieve construido durante el Eoceno.

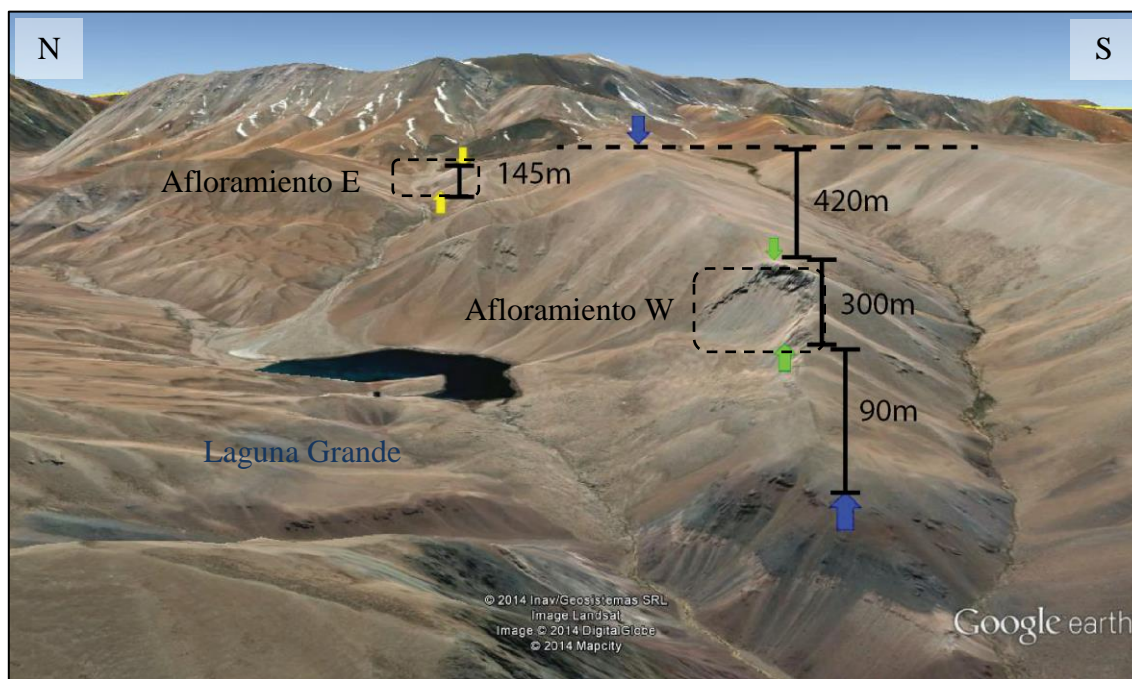


Figura 26: Estimación espesor de la Formación Laguna Grande frente a la laguna. Espesores se encuentran distorsionados debido a la perspectiva de la Imagen extraída de Google Earth.

Si bien la cuenca estaba limitada por un relieve localizado inmediatamente al Oeste, eso no quiere decir que sea el único relieve positivo que rodeaba a la cuenca donde se depositaron las gravas de la Fm. Laguna Grande. En efecto, el aumento de la potencia hacia el sur, junto con la dirección hacia el sur del manto de los estratos, así como de la superficie de contacto gravas - basamento (Figura 12), indicaría la disminución de la paleoaltitud de norte a sur. Lo anterior indicaría la presencia de un relieve al norte del área de estudio, donde actualmente se reconoce los cerros Colorado y Piuquenes (Figura 11). Efectivamente, hacia el norte, la Fm. Laguna Grande desaparece, sin encontrarse equivalentes inmediatamente al norte de los cerros mencionados. Esto parece estar relacionado con la dirección NNE - SSW del SFV y de la unidad morfoestructural positiva que limitaba la cuenca. En efecto el SFV presenta una flexura hacia el

Noreste en el sector del Cerro Colorado, determinando el acuífamiento entre este sistema de estructura y el Sistema de Falla las Taguas (Figura 11).

A escala regional, Charrier et al. (2007), indican que durante el Eoceno se produjo una fase de compresión que corresponde a la Fase Incaica Principal, que generó un relieve positivo que, actualmente, está representado por la Cordillera Frontal de Chile. Este relieve, denominado Relieve Incaico (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2009), está constituido por basamento Permo - Triásico exhumado y la inversión de las cuencas mesozoicas, producto de numerosas fallas inversas de alto ángulo. Según Salazar et al. (2013) y considerando la datación de las sucesiones volcánicas eocenas de la zona de estudio, que no se encuentran afectadas por estas fallas, es posible constreñir la última actividad de la SFV, anterior a los 40 Ma. Lo anterior indicaría que la formación del Relieve Incaico al menos se extendió hasta el Eoceno Superior en la zona de estudio.

Por otro lado, considerando el aumento de la potencia y la dirección de manto de los estratos, resulta controversial la desaparición abrupta de la Fm. Laguna Grande hacia el sur. En este extremo, la Fm. Laguna Grande está limitada por la Sierra Las Palas (Figura 11), que constituye un bloque de basamento Permo - Triásico de más de 5.000 m s.n.m. Sin embargo, Bissig et al. (2002), describe unidades de gravas, más al sur de la Sierra Las Palas, que se desarrollan sobre superficies de bajo relieve, y que podrían ser equivalentes a la Fm. Laguna Grande. Mayores estudios que permitan correlacionar y dilucidar las diferencias relativas en cuanto a su actual posición serían necesarios para correlacionar las sucesiones Neógenas.

Finalmente, al este, las gravas están limitadas por una falla inversa del Sistema de Falla las Taguas (SFT), con vergencia hacia el oeste, que pondría en contacto rocas del basamento sobre las gravas (Figura 2 y Figura 7). Salazar et al. (2013) interpretan que este Sistema de Fallas presenta actividad posterior a la depositación de la Fm. Laguna Grande, ya que corta y deforma las gravas en su extremo oriental. También, hacia el este, en la alta cordillera, y extendiéndose hacia el límite internacional con Argentina, se dispone, sobreyaciendo al basamento, la Fm. Doña Ana (23-16 Ma; Eoceno - Oligoceno), en particular el miembro Escabroso (Mioceno temprano: 21-18 Ma), y un miembro que se encuentra indiferenciado (Moscoso et al., 2012). Según Charrier et al. (2007), la Fm. Doña Ana se depositó en una cuenca, cuya equivalente es conocida, más al sur, como la Cuenca Extensional Abanico, que habría existido desde los 28°S hasta los 39°S. La

presencia de una cuenca extensional durante el Eoceno Tardío al Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano hacia el Este, indicaría que al menos hasta el Mioceno Temprano, el relieve generado por la actividad del SFT, que hoy limita en este extremo a la Fm. Laguna Grande, no se había desarrollado aún. Así, la depositación de la Fm. Laguna Grande se podría haber producido en forma contemporánea a la actividad del SFT, es decir representaría las fases terminales de la cuenca extensional y el comienzo de la inversión de la cuenca asociada a la Fm. Doña Ana. Sin embargo no se puede descartar que las estructuras asociadas al SFT se hayan activado con posterioridad a la depositación de las gravas de la Fm. Laguna Grande.

5.2. Facies y ambientes sedimentarios de la Fm. Laguna Grande

Según Miall (1978), es posible lograr una aproximación de los tipos de flujos dominantes durante la formación de los depósitos, a partir de las facies presentes y de las estructuras sedimentarias observadas en terreno. Durante el desarrollo de las columnas estratigráficas (Figura 16 y Figura 21), fue posible observar que la Fm. Laguna grande se caracteriza por poseer gran variedad de litofacies. Con base en la clasificación de Miall (1996) y en las observaciones realizadas en terreno, se han enumerado seis facies, las que se presentan en la Tabla 2, y cuyas ubicaciones se observan en la Figura 27.

Tabla 2: Clasificación de Facies presentes en el depósito de gravas.

Facies	Facies de Miall (1996)	Descripción	Interpretación
G1	Gmm - Gmg	Conglomerado matrizsoportado, clastos subredondeados a subangulosos, con mala selección.	Flujo de detritos viscoso, desde fuerza alta (plástico) a baja fuerza (pseudoplástico)
G2	Gci - Gcm	Conglomerado clastosoportado, clastos subredondeados a subangulosos, con mala selección	Flujo de detritos de baja fuerza (pseudoplástico) o alta fuerza
G3	-	Conglomerado matriz soportado, con clastos subredondeados	Conglomerado fluvial
S1	Ss - Sm	Arena fina a gruesa, puede ser guijarrosa; masiva o con laminación débil	Depósitos de flujo por gravedad. Relleno de zonas erosionadas
F1	Fl - Fsm	Niveles de fango masivo, grietas de desecación	Retropantano, canal abandonado, zona de inundación
P1	P	Conglomerados medios a gruesos, con matriz carbonatada consolidada	Paleosuelo con precipitación química

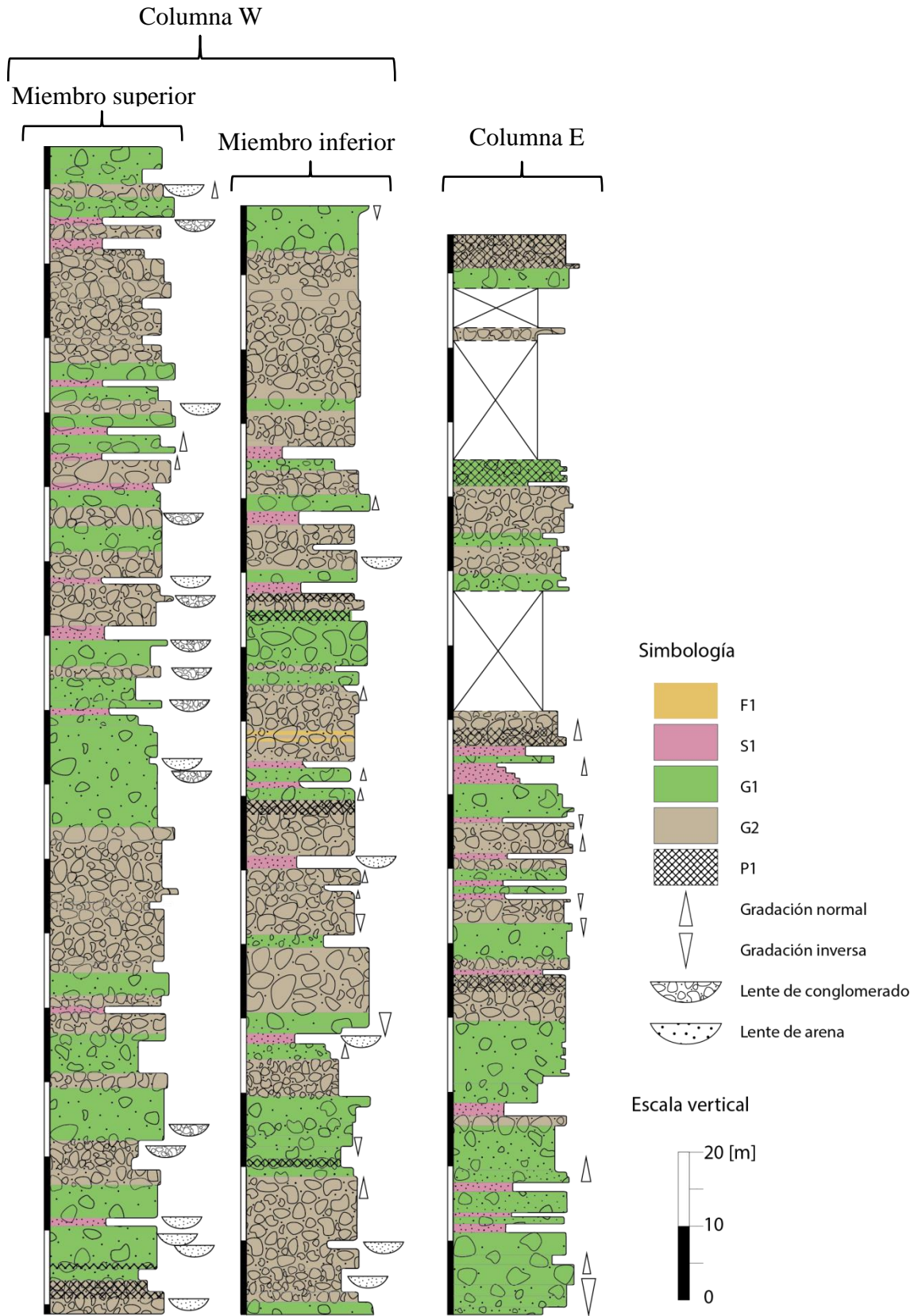


Figura 27: Facies reconocidas en las columnas estratigráficas.

A partir de lo anterior, es posible establecer que la Fm. Laguna Grande está compuesta principalmente por flujos ricos en clastos, con una menor proporción matrizsoportada. En ambos casos, estas facies, indican flujos de detritos con fuerzas variables. La columna también presenta abundantes estratos arenosos y lentes, que podrían corresponder al relleno de pequeños canales, o en los casos, en que las arenas presentan una suave laminación, a depósitos dominados por gravedad. Por otro lado, en pocas ocasiones, también se apreciaron algunos niveles arenosos de poca potencia (pocos centímetros) laminados, que no se aprecian en las columnas estratigráficas. Lo anterior tiene relación con lo descrito por Nalpas et al. (2009), que establecen que la estratigrafía de las gravas es característica de sistemas fluviales y aluviales.

En general, los flujos de detritos no se desplazan mucho desde su fuente de origen, antes de depositarse (Miall, 1978), por lo que es posible establecer que la proveniencia de los sedimentos que componen las gravas es cercana. Sin embargo, también debe considerarse la disponibilidad de los sedimentos desde la fuente, como su grado de meteorización. El relieve también es un factor importante, que varía durante el tiempo (Miall, 1978). Con base en lo anterior, se puede establecer que las facies y ambientes sedimentarios reconocidos indicarían que los sedimentos se habrían depositado cerca de la fuente de origen que, según lo planteado en la sección 5.1, correspondería, principalmente, al relieve alzado durante el Eoceno ubicado al noroeste del depósito.

También se debe considerar el aumento en el contenido de clastos subangulosos, por sobre los subredondeados, en la Columna E, con respecto a la Columna W. Esto se debe a un menor retrabajo de los sedimentos producto de un menor transporte, previo a la depositación. Lo anterior podría indicar un aporte desde el lado oriental, y relacionarse con el evento compresivo que lo alzó y que, finalmente, habría invertido la cuenca donde se depositó la Fm. Doña Ana.

Por otro lado, durante la construcción de las columnas se apreciaron algunos lentes de conglomerados con las características de la facies G3. Sin embargo, estos niveles son de pocos metros y, por lo tanto, no se aprecian en las columnas estratigráficas de la Figura 27.

Finalmente se aprecian numerosos niveles de calcretas, que son resultado de la acumulación de carbonato secundario, debido a procesos pedogenéticos (Tucker y Wright, 1991). La pedogénesis depende de numerosos factores, como el clima, vegetación, topografía, tipo de

material y tiempo (Nichols, 2009; Pfeiffer et al., 2011). Por lo tanto, los paleosuelos, además de indicar el paleoclima y el tipo de vegetación presente, indican el período de tiempo durante el cual una superficie de tierra estuvo expuesta (Nichols, 2009), en otras palabras, las calcretas corresponden a hiatos en la sedimentación, cuyo desarrollo y espesor depende de la duración de estos períodos sin depositación.

5.3. Proveniencia Sedimentaria de la Fm. Laguna Grande

Una vez finalizados los conteos modales, se graficaron en los diagramas de Dickinson (1983), que se presenta en la Figura 28. Los diagramas ternarios facilitan los análisis y simplifican la interpretación de los ambientes tectónicos, diagénesis y otros aspectos de la composición de las arenas o areniscas (Ingersoll y Eastmond, 2007). Las tendencias que siguen las arenas, dentro de una cuenca, reflejan cambios en la configuración tectónica a través del tiempo, o la modificación en las tasas de erosión de las zonas de proveniencia (Dickinson 1985).

En la Figura 28a, se muestran las muestras de la Columna W. En este diagrama es posible apreciar que la muestra perteneciente a la base de la Columna Estratigráfica W (GR - 4A) proviene de un “Arco Disectado”, lo que coincide con la gran cantidad de fragmentos líticos volcánicos que presenta esta muestra con respecto a las demás (Figura 25). Por otro lado, a medida que se asciende por esta columna, las muestras indican una proveniencia de Basamento Alzado (GR - 6A, GR - 9, GR - 14 y GR - 15A), con pequeñas variaciones entre ellas; en primer lugar existe un aumento en el contenido de cuarzo (GR - 9), luego un aumento, relativo, de feldspatos (GR - 14), para finalmente registrar, nuevamente, un aumento en el contenido de cuarzo (GR - 15). Sin embargo, la muestra superior de la Columna W (GR - 22) posee, nuevamente, una proveniencia de Arco Magmático, en este caso en el límite entre Arco Transicional y Arco Disectado. Esta muestra también se caracteriza por el mayor número de fragmentos volcánicos, relativo al resto de las muestras.

Por otro lado, la Columna Estratigráfica E, de acuerdo a su correlación, muestra similitudes con el miembro superior de la Columna W, siendo parte de los niveles superiores de la Fm. Laguna Grande. En este caso, el total de las muestras poseen una signatura de Basamento Alzado. Entre las dos primeras muestras (GR - 23 y GR - 26A) existe un aumento relativo en el

contenido de cuarzo, luego existe un aumento en el contenido de feldespatos (GR - 28A), y finalmente existe un aumento en el contenido de cuarzo (GR - 29), volviendo a observarse una composición similar a la inicial (GR - 23). Resulta difícil dilucidar la fuente de estos fragmentos, debido a que, además de las rocas pertenecientes al basamento Permo - Triásico, existen otras tres Formaciones intrusivas de edades eocenas, que afloran en la zona de estudio.

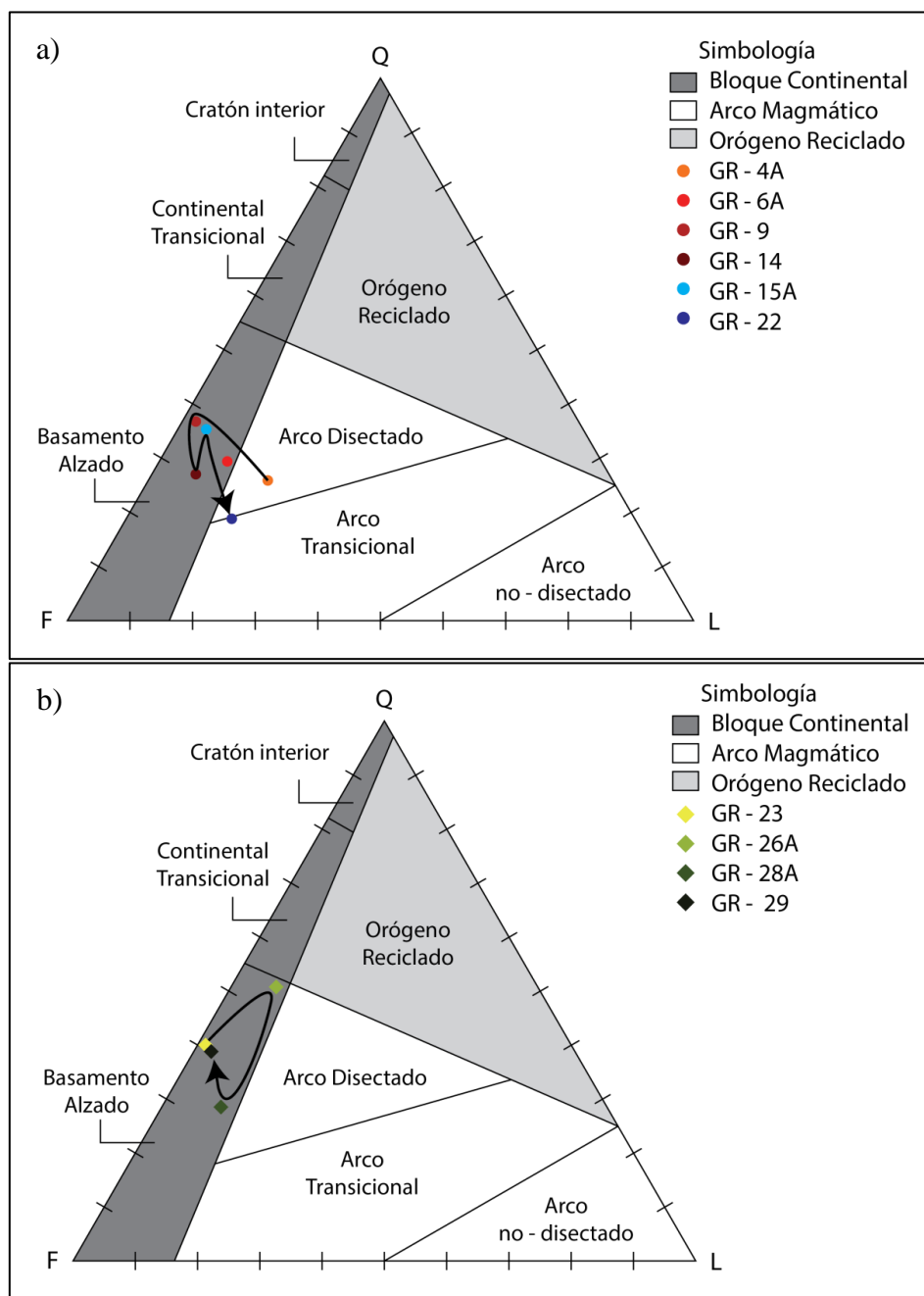


Figura 28: Ubicación de las muestras en el diagrama de proveniencia tectónica de Dickinson (1983). a) Muestras de la Columna W; b) Muestras de la Columna E; Q: cuarzo; F: feldespatos; L: fragmentos líticos.

Según Dickinson y Suczek (1979), las arenas con esta signatura pueden provenir de bloques de basamento continental alzado por fallas, acumulándose, por lo general, en cuencas cercanas, por lo que los sedimentos no sufren mucho transporte. También esta signatura puede interpretarse como proveniencia desde zonas de antepaís y de plutones de arcos disectados, altamente erosionados (Dickinson, 1985). En este caso, los depósitos se forman producto de una rápida erosión de zonas de alto relieve, dando lugar a arenas con abundante cuarzo y feldespato, típicamente arcosas (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson et al., 1983). La primera alternativa plantea una zona dominada por efectos tectónicos de alzamiento, con posterior erosión y depositación; en cambio, la segunda, da cuenta de un relieve que ya estaba alzado, relativamente menos activo que el caso anterior, seguido por un cambio climático, con su consiguiente erosión y depositación.

Por otro lado, los Arcos Disectados (Figura 28) corresponden a arcos magmáticos maduros, ubicados a lo largo de márgenes continentales, y que son afectados por mayor erosión que los No Disectados. La disección ocurre cuando el volcanismo cesa. Esto puede ocurrir por cambios en la geometría del slab o debido a un rápido alzamiento isostático de la superficie, a medida que la cubierta volcánica se erosiona progresivamente, y se exponen las rocas plutónicas (Dickinson, 1985; Ingersoll y Eastmond, 2007). La primera posibilidad coincide con el GAP volcánico que existe en la zona de *flat-slab* de Chile, producto de la subducción de la Dorsal de Juan Fernández. Efectivamente, durante el Mioceno temprano, se inició la subducción de la dorsal contra el margen, en el sur de Perú y norte de Chile (Yáñez et al., 2002; Charrier et al., 2007). La dorsal, con una orientación NE, en conjunto con una subducción W - E, resultó en la migración del punto de colisión entre la dorsal y el margen continental, hasta llegar a su posición actual, hace unos 14 Ma (Charrier et al., 2007). En la zona de estudio, el último volcanismo existente corresponde a las unidades Miocenas de la Fm. Doña Ana (23 - 16 Ma), que se habría depositado en una cuenca extensional. En este caso, sería necesario un alzamiento de esta zona, para que existiera erosión, y que este material pasara a ser parte de los clastos de las gravas.

Los sedimentos provenientes de Arcos Disectados poseen proporciones significativas de cuarzo, feldespatos y plagioclasas, que provienen de batolitos bajo una cubierta volcánica que han quedado expuestos (Dickinson et al., 1983), y una menor proporción relativa de fragmentos

líticos (Ingersoll y Eastmond, 2007). Los fragmentos líticos no volcánicos están presentes en grados variables (Dickinson y Suczek, 1979).

En efecto, estudios recientes realizados en la Cordillera de los Andes (Garzanti et al., 2007), muestran que las arenas recolectadas muestran marcadas asimetrías. Los sedimentos pasan de tener una proveniencia de Arco No Disectado, cerca de áreas con volcanismo activo, a signaturas de Arco Transicional y Arco Disectado, como las que se aprecian en la Fm. Laguna Grande, que se producen en zonas donde las raíces batolíticas del arco inactivo, han sido alzadas y expuestas (Garzanti et al., 2007). Sin embargo, en el caso de la Fm. Laguna Grande, la signatura alcanza hasta basamento alzado, lo que se condice con la gran exhumación del basamento Permo - Triásico que la rodea.

La zona de estudio se caracteriza por la exhumación, a través de fallas de alto ángulo, de extensas unidades de basamento Permo - Triásico, que flanquean a las gravas, tanto al este, como al oeste. Estas estructuras dan cuenta de la intensa actividad que domina esta zona. En particular, solo las estructuras del SFV, al oeste, son anteriores al depósito, lo que indicaría un gran relieve en esta zona, formado antes de los 45 Ma. Es decir, habría un lapso de tiempo de cerca de 20 Ma, entre la formación del relieve Incaico y la sedimentación de la Fm. Laguna Grande. Con base en lo anterior, es posible plantear que la signatura de Arco Disectado, que se aprecia en la muestra basal de la Columna W, y que tiende a Basamento Alzado, correspondería a la erosión de la cordillera ubicada al noroeste de las gravas, que ya había sido alzado con anterioridad y cuya degradación podría haber sido gatillado por varios factores. Una opción podría ser un cambio climático durante el Mioceno Temprano, que pasó a uno más húmedo. Sin embargo, también podría ser producto de una reanudación tardía de la extensión de la cuenca Abanico, que habría cambiado el nivel de base y forzado la erosión.

Por otro lado, en los niveles superiores de la Columna W se aprecia, nuevamente, una signatura de Arco, esta vez en el límite de Arco Transicional y Arco Disectado. Esta señal podría indicar una actividad tectónica del lado oriental.

4.3.2 Identificación de las unidades denudadas en base a la composición Litológica de la Fm. Laguna Grande

Si bien en las secciones anteriores (Secciones 5.1 y 5.2) se estableció la existencia de un relieve al oeste y al norte de las gravas; también se propuso la alternativa de un alzamiento del lado oriental, durante la formación del depósito de la Fm. Laguna Grande. Un análisis más detallado de la información presentada permitiría dilucidar desde cuál de los bloques provienen los detritos de la Fm. Laguna Grande. Para ello se analizaron, además, cortes transparentes al microscopio de las unidades que se distribuyen alrededor de las gravas (ver Anexo 2: Descripciones litológicas de rocas adyacentes a la Fm. Laguna Grande), considerando lo propuesto en las secciones anteriores, sobre que su origen debe ser cercano.

La presencia de abundantes fragmentos graníticos, pertenecientes al Complejo Plutónico Chollay (CPCh) en las gravas de la Fm. Laguna Grande, se condice con su amplia distribución en gran parte de la zona de estudio, siendo posible observarlo alrededor de todo el depósito. El miembro monzogranítico de este complejo (ver Anexo 1: CT - 158, CT - 233, CT - 290, ST - 98B, ST - 115) predomina dentro de la composición de los fragmentos, sin embargo su amplia distribución dentro del complejo que aflora alrededor de la Fm. Laguna Grande, impide que esta litología sea un indicador del origen de los sedimentos. Otros miembros del CPCh, por ejemplo el de composición sienogranítica o granodiorítica (ver Anexo 1: CT - 154, CT - 237), se observa en afloramiento de menores dimensiones, y solamente al suroeste y oeste de las gravas respectivamente. Sin embargo, su similitud en cuanto a textura y composición con el miembro monzogranítico impiden que sean un indicador de proveniencia confiable, principalmente, porque los clastos de las gravas analizados microscópicamente, poseen dimensiones acotadas, y no representan la totalidad de la roca. Similar situación ocurre con las Tonalitas de Cerro Lagunillas (ver Anexo 1: CT - 157A, CT - 228; ST - 97), que solo se aprecian al oeste de las gravas, pero que sin embargo su composición, desde monzogranitos hasta tonalitas, sumado a características texturales similares con los miembros del CPCh, impiden que sea un indicador del origen de los sedimentos.

En las zonas cercanas al área de estudio, al noroeste de las gravas, existe otra litología de composición granítica pero considerablemente más joven, que corresponden al Complejo Plutónico Tres Morros (ca. 40 Ma; Salazar et al., en prep). Esta presenta monzonitas a

granodioritas, de biotita y anfíbola, de grano medio. En general esta litología se diferencia de los miembros de similar composición del CPCh, ya que muestra cristales más pequeños y menos alterados. Con base en lo anterior, y a partir de las características observadas en las láminas transparentes de las gravas, es posible indicar que existe un aporte del Complejo Plutónico Tres Morros, lo que coincide con la presencia previa a la depositación de las gravas de un relieve positivo al noroeste donde se localizan estas unidades.

Fragmentos líticos de composición diorítica han sido identificados en los sedimentos de la Fm. Laguna Grande. Dentro de las litologías del CPCh, también existen dioritas cuyos afloramientos se localizan al oeste de las gravas. En las cercanías de las gravas existen otras unidades con esta composición, que corresponden a las Dioritas de Cerro el Gaucho, que se ubican al noroeste, compuesta exclusivamente por dioritas, y a las Dioritas cuarcíferas de Sierra Corral, que se encuentran un poco más lejos, al suroeste. Si bien no es fácil dilucidar el origen de estos fragmentos si se pudo establecer que fragmentos dioríticos presentes en las gravas corresponden a las Dioritas de Cerro el Gaucho, ya que presentan un tamaño de grano similar y sus plagioclasas se encuentran menos alteradas en relación a las otras unidades. Lo anterior vuelve a sugerir una proveniencia del noroeste para las gravas de la Fm. Laguna Grande, sin embargo no se puede descartar el aporte de las otras unidades dioríticas. Estos fragmentos, junto con los pertenecientes al Complejo Plutónico Tres Morros, corresponden al 1 - 10% de la totalidad de clastos contabilizados (**Tabla 5**).

Por otro lado, también existen abundantes fragmentos volcánicos en las gravas de la Fm. Laguna Grande (Figura 22d y f; Figura 24d), que podrían pertenecer a varias unidades, dentro de las que se incluyen la Formación Pastos Blancos, La Totora, Cerrillos, a los Estratos de Cerro el Gaucho, y a la Formación Doña Ana. A partir de la Figura 7, es posible establecer que las rocas más cercanas al depósito corresponden a las Formaciones Pastos Blancos y Doña Ana, que en algunos casos se encuentran cubiertas por las gravas. Dentro de los afloramientos ubicados más lejos de las gravas, se encuentran a los Estratos de Cerro el Gaucho y la Formación La Totora, ubicados al noroeste de la zona de estudio. También existe un pequeño afloramiento en la zona suroeste de las gravas, que corresponden a las Formaciones Cerrillos. Diferenciar fragmentos volcánicos al microscopio no siempre es posible, y no se realizó en este estudio. Por lo tanto, para

determinar de cuál unidad existe un mayor aporte son necesarios estudios adicionales, como geoquímica y U - Pb en circones detríticos.

Finalmente, dentro de las gravas también se apreciaron fragmentos sedimentarios. Al microscopio, se observaron clastos de grano muy fino (Figura 22f y Figura 24d). Dentro de las litologías adyacentes que cumplen con estas características, se encuentran pequeños afloramientos de las Formaciones Las Placetas y Pucalume, ubicadas al sureste y suroeste de las gravas. Cerca de las gravas existen otras unidades sedimentarias, pero poseen un tamaño de grano mayor, que corresponden a la Formación Lagunillas, ubicada al norte y al suroeste de las gravas, y al miembro sedimentario de los Estratos de Cerro el Gaucho, que se observan al noroeste del depósito de la Formación Laguna Grande.

5.4. Evolución de la Cuenca asociada a la Fm. Laguna Grande

Con base en los datos presentados anteriormente, se propuso la evolución de la zona de estudio, que se presenta en la Figura 29. En primer lugar (Figura 29a), se muestra el alzamiento del Relieve Incaico, acomodado por SFV, durante el Eoceno. Con el posterior desarrollo de cuenca extensional, donde se depositaron las lavas de la Fm. Doña Ana (Mioceno Inferior).

Entre el desarrollo del Relieve Incaico y la sedimentación de la Fm. Laguna Grande existe un lapso de 20 Ma donde no hay registros de sedimentación. Es probable que, efectivamente, sí haya existido erosión del relieve, cuyos sedimentos, sin embargo, no se preservaron en la zona. Por otro lado, también es posible que haya sido necesario un factor gatillante para iniciar la erosión del relieve, para su posterior depositación. En este caso, este factor desencadenante podría corresponder a una reactivación tectónica de la zona o a un cambio climático. En la zona de estudio no existen evidencias de reactivación de las estructuras del SFV, que se encuentran selladas por secuencias estratificadas eocenas; mientras que la cuenca extensional de Abanico se encuentra rellena por la Fm. Doña Ana, que muestra evidencias de compresión en su extremo oriental. Considerando lo anterior, es más probable que haya ocurrido un cambio climático, por sobre una reactivación tectónica, responsable de la sedimentación de la Fm. Laguna Grande al Sureste de esta cordillera (Figura 29b). Este resultado es importante considerando que, en general, para la vertiente occidental de los Andes se ha documentado que la proveniencia de las

gravas, depositadas durante el Mioceno, se desarrolló hacia el Oeste (Charrier et al., 2009). Las evidencias que soportan esta hipótesis son:

- a) Arquitectura de la cuenca, donde las gravas de la Fm. Laguna Grande muestran un aumento en la profundidad de la base del depósito y del espesor mínimo, desde el norte hacia el sur. Además existe un aumento en el espesor del depósito desde oeste a este.
- b) Tendencia desde Arco disectado a Basamento alzado como signatura composicional de las gravas que coincide con la geología del bloque morfoestructural que se sitúa al noroeste de las gravas.
- c) Reconocimiento de fragmentos líticos en las gravas pertenecientes a unidades geológicas ubicadas al noroeste.

Posteriormente, es posible que haya existido un alzamiento de la zona, producto de la actividad del SFT, lo que habría posibilitado el reciclaje de niveles distales de la Fm. Laguna Grande, lo que podría haber aportado los intraclastos, y los fragmentos menos redondeados que se aprecian en la Columna E (Figura 29c). El signo de interrogación que se muestra en esta figura, indica que lo anterior se plantea como una posibilidad. Para descartar o incluir un aporte de las gravas de la Fm. Laguna Grande desde el Este se necesitan mayores estudios; en particular, análisis geoquímicos y de circones detríticos podrían ayudar a constreñir la fuente de las gravas de la Fm. Laguna Grande y, en especial, una señal de la Fm. Doña Ana podría dar luces sobre este aspecto. Después se habría desarrollado el pediplano sobre las gravas cuando la cuenca queda desconectada de los niveles de base regionales. Luego, como se muestra en la Figura 29d, el SFT habría tenido su último periodo de actividad, alzando, de esta forma, el basamento al este de las gravas. Finalmente habría ocurrido la incisión de la red de drenaje actual. El signo de interrogación en esta figura, plantea la posibilidad de correspondencia con unas secuencias de gravas presentes en territorio argentino, sin embargo son necesarios mayores estudios que permitan corroborarlo.

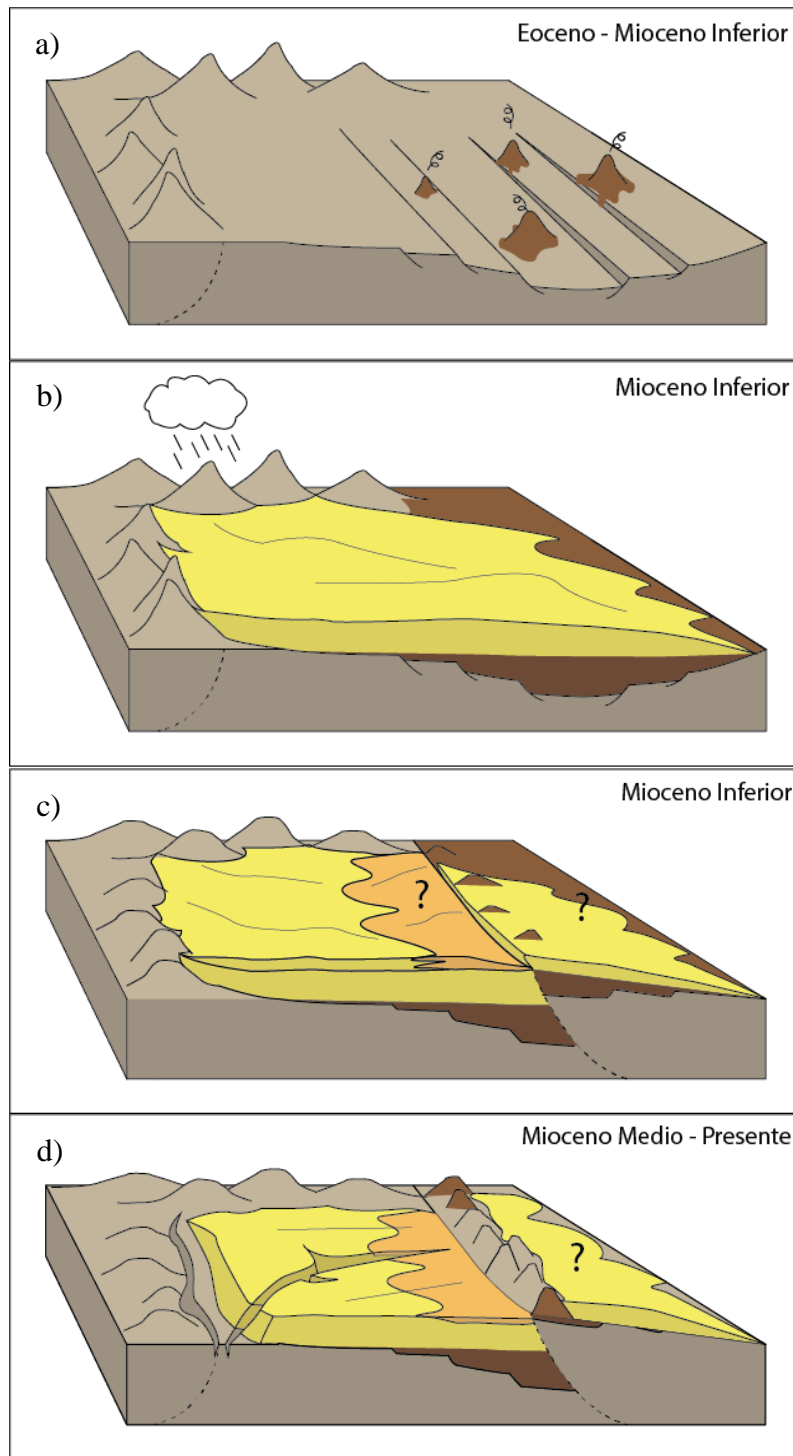


Figura 29: Evolución propuesta de la Cordillera Frontal desde el Eoceno. a) Alzamiento de la Cordillera Incaica, producto del SFV y posterior desarrollo de la cuenca extensiva Abanico; b) depositación de la Fm. Laguna Grande con aportes desde el oeste y el noroeste; c) posible primer periodo de actividad del SFT, que afectan a las gravas; aporte desde esta zona no se puede descartar; d) pediplanación seguido por el último periodo de actividad del SFT, exhumación del basamento Permo - Triásico y formación de red de drenaje actual.

6. CONCLUSIONES

La Formación Laguna Grande represente el relleno de una cuenca localizada al Este del Relieve Incaico, cuyas características sedimentológicas y estratigráficas indican que estuvo dominado por un ambiente fluvial y aluvial, con facies que indicarían, principalmente, flujo de detritos, junto con el relleno simultáneo de algunos canales fluviales. También es posible establecer que el relleno se originó en varios pulsos, lo que queda en evidencia con las facies que indican hiatos en la sedimentación.

Las características en cuanto a la composición y textura de los depósitos indican una proveniencia cercana desde el Relieve Incaico que se extendía al Oeste y Noroeste. Sin embargo la sedimentación tardía de la formación, respecto a la formación del relieve incaico indica que la erosión fue gatillada por un evento climático o de extensión ocurrido después de los 22 Ma y con anterioridad a los 12 Ma. Después de los 12 Ma, el alzamiento del bloque oriental acomodado por Sistema de Falla Las Taguas, habría generado un cabalgamiento de las unidades de rocas más antiguas sobre las gravas de la Formación Laguna Grande. Este episodio podría haber sido acompañado con la erosión del bloque cabalgante sin embargo no existen evidencias que indican un aporte de detritos a las gravas de la Fm. Laguna Grande.

7. RECOMENDACIONES

Para establecer, de manera fehaciente, las unidades de las cuales provienen los clastos del depósito de gravas, se recomienda realizar dataciones de U - Pb en circones detríticos, en varias muestras a lo largo de las columnas estratigráficas. De esta manera, se podrá determinar si existe aporte sedimentario del este, en particular de la Fm. Doña Ana, además del oeste. Con esta información se podrá, finalmente, reconstruir el paleorelieve que dominó esta zona particular de los Andes Centrales, durante el Mioceno.

En cuanto a la reconstrucción geomorfológica, se recomienda realizar un mapeo detallado de las planicies observadas en el área de estudio, para establecer todos los niveles presentes, además de sus alturas máximas y mínimas, para posteriormente poder comparar con seguridad con las definidas al sur de la zona.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, G. (2010). Erosión y transporte de materia en la vertiente occidental de los Andes semiáridos del Norte de Chile (27 - 32° S): desde un enfoque a gran escala temporal y espacial, hasta la evolución cuaternaria de un sistema fluvial. *Tesis para optar al grado de doctor en ciencias, mención Geología, Université de Toulouse; Universidad Católica del Norte (UCN)*.
- Aguilar, G., Riquelme, R., Martinod, J., Darrozes, J., & Maire, E. (2011). Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1736–1748.
- Alpers, C., & Brimhall, G. (1988). Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, v.100, 1640 - 1656.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., Blanco - Quintero, I., García - Casco, A., Arriagada, C., & Morata, D. (2013). U - Pb ages and metamorphic evolution of the Pampa Gneisses: Implications for the evolution of the Chilenia Terrane and Permo - Triassic tectonics of north Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 100 - 115.
- Álvarez, J., Mpodozis, C., García - Casco, A., Blanco - Quintero, I., & Morata, D. (2012). Are the La Pampa Gneisses remnants of the Chilenia basement? *XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile*.
- Álvarez, P., & Ramos, V. (1999). The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 17-31.
- Antonioletti, R., Schneider, H., Borcosque, J., & Zárate, E. (1972). *Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° Latitud Sur)*. Santiago, Chile: Instituto de investigación de recursos naturales.

- Arévalo, C., Mourgues, F., & Chávez, R. (2009). Geología del área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, No 120, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Arriagada, C., Mpodozis, C., Yáñez, G., Charrier, R., & Farías, M. (2009). Rotaciones Tectónicas en Chile Central: El oroclino de Vallenar y el "Mega-kink" del Maipo. *XII Congreso Geológico Chileno*. Santiago.
- Barazangi, M., & Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 686-692.
- Beer, J., Allmendinger, R., Figueroa, D., & Jordan, T. (1990). Seismic Stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *American association of Petroleum Geologist. Bulletin* 74 (8), 1183-1202.
- Bhatia, M. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, vol 91, 611 - 627.
- Bissig T., Clark A., Lee J. (2002). Miocene Landscape Evolution and Geomorphologic Controls on Epithermal Processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina. *Economic Geology*. Vol. 97, 2002, pp. 971–996.
- Böhlke, J., Ericksen, G., & Revesz, K. (1997). Stable isotope evidence for an atmospheric origin of desert nitrate deposits in northern Chile and southern California, U.S.A. *Chemical Geology*, v. 136, 135 - 152.
- Brookfield, M. (2004). *Principles of Stratigraphy*. Malden, MA, USA: Blackwell Publishing Ltd.
- Cahill T., Isacks, B. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, N° B12, 17503-17529.
- Charrier R., Pinto L., Rodríguez M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Origen in Chile. Chapter 3. En T. Moreno, & W. Gibbons, *The Geology of Chile* (págs. 74-99). London, England.: The Geological Society, London.
- Charrier, R., Farías, M., & MaksaeV, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chileno Norte y Central e

- implicación para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1), 5 - 35.
- Clarke, J. (2006). Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* 73, 101 - 114.
- DeCelles, P., Gray, M., Ridway, K., Cole, R., Pivnik, D., Pequera, N., y otros. (1991). Controls on synorogenic alluvial - fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38, 567 - 590.
- Dickinson, W. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology* v.40, 695 - 707.
- Dickinson, W. (1985). Interpreting provenances relations from detrital modes of sandstones. *Provenance of Arenites*, 333 - 361.
- Dickinson, W., & Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v.63, No 12, 2164 - 2182.
- Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., y otros. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, 222 - 235.
- Dohrenwend, J., & Parsons, A. (1994). Pediments in Arid Environments. En A. Parsons, & A. Abrahams, *Geomorphology of Desert Environments, Second Edition* (págs. 377 - 379). London: Chapman and Hall, Springer.
- Erickson, G. (1981). Geology and Origin of the Chilean Nitrate Deposits. *U.S. Geological Survey Professional Paper*.
- Franzese, J., & Spalletti, L. (2001). Late Triassic - Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 257-270.

- Gad, S., & Kusky, T. (2007). ASTER spectral ratioing for lithological mapping in the Arabian-Nubian shield, the Neoproterozoic Wadi Kid area, Sinai, Egypt. *Gondwana Research* 11, 326-335.
- Gani, N., & Abdelsalam, M. (2006). Remote sensing analysis of the George of the Nile, Ethiopia with emphasis on Dejen-Gohatsion region. *Journal of African Earth Science* 44, 135-150.
- Garrido, G. (2009). Evolución morfológica de la depresión de Domeyko entre los 28°45'- 29°00' durante el Neógeno. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.*
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., & Andò, S. (2007). Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance. *The Journal of Geology*, v. 115, 315 - 334.
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica e Petrografica Acta*, v.12, 69 - 97.
- Gephart, J. (1994). Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *Journal of Geophysical Research*, 12279-12288.
- Hartley, A. (2003). Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society, London*, vol. 160, 7 - 10.
- Hartley, A., & Chong, G. (2002). Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America. *Geology*, vol. 30, 43 - 46.
- Hilley, G., & Coutand, I. (2009). Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: Insights from the central Andes. *Tectonophysics*.
- Horton, B. (1999). Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*, 1292-1304.
- Hughes, P. D. (2010). Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology*, 189-199.

- Ingersoll, R., & Eastmond, D. (2007). Composition of modern sand from Sierra Nevada, California, U.S.A: Implications for actualistic petrofacies of continental - margin magmatic arcs. *Journal of Sedimentary Research*, v.77, 784 - 796.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., & Sares, S. (1984). The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi - Dickinson point - counting method. *Journal of sedimentary Petrology*, Vol 54, N° 1., 0103 - 0116.
- Jordan, T., & Damanti, J. (1990). Estudios paleogeográficos de cuencas negénicas, San Juan, Argentina. *XI° Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas II*, 247-250.
- Lamb, S., & Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, vol. 425.
- Latorre, C., Moreno, P., Vargas, G., Maldonado, A., Villa-Martínez, R., Armesto, J., y otros. (2007). Late Quaternary environments and paleoclimate. En T. Moreno, & W. Gibbons, *The Geology of Chile* (págs. 309 - 328). London, England: The Geological Society of London.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., & Nasi, C. (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*, N° 21, 11 - 51.
- Masek, J., Isacks, B., Gubbels, T., & Fielding, E. (1994). Erosion and tectonics of the margins of continents. *Journal of Geophysical research*, Vol 99, N° B7, 13941-13956.
- Miall, A. (1978). Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. *Geological survey of Canada*, 3303 - 33rd.
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits — Sedimentary Facies, Basin*. Berlín: Springer.
- Mortimer, C. (1973). The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society, London*, v. 129, 505 - 526.

- Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., Ribba, L., & Arévalo, C. (2012). Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile. Serie Preliminar N° 7.*
- Mpodozis, C., & Kay, S. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28 - 31° S). *Revista Geológica de Chile, Vol 17, N° 2*, 153-180.
- Mpodozis, C., & 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 American Bulletin, v. 104*, 999 - 1014.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina. *Circum - Pacific Council for Energy and Mineral Resources - Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources.*
- Murillo, I. (2012). Geología estructural del Valle El Tránsito con énfasis en las milonitas El Portillo y su relación con la evolución tectónica desde el Paleozoico Superior en Chile entre los 28°40'-29°04' S. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.*
- Nalpas T., Dabard M.-P., Ruffet G., Vernon A., Mpodozis C., Loi A., Hérail G. (2008). Sedimentation and preservation of the Miocene Atacama Gravels in the Pedernales-Chañaral Area, Northern Chile: Climatic or tectonic control? *Tectonophysics.*
- Nalpas, T., Dabard, M., Pinto, L., & Loi, A. (2009). Preservation of the Miocene Atacama Gravels in Vallenar area, northern Chilean Andes: Climate, stratigraphic or tectonic control ? *XII Congreso Geológico Chileno.*
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., & MaksaeV, V. (1985). El batolito Elqui - Limarí (Paleozoico Superior - Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile, N° 25 - 26*, 77-111.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy, Second Edition.* West Sussex, UK: Wiley - Blackwell.

- Nishiizumi, K., Caffee, M., Finkel, R., Brimhall, G., & Mote, T. (2005). Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 499 - 507.
- Oliveros, V., Labbé, M., Rossel, P., Charrier, R., & Encinas, A. (2012). Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back - arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30' - 28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 25 - 40.
- Pérez, D. (2001). Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Science* 14, 693 - 705.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J., Solleiro - Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., & Seguel, O. (2011). Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy paleobay, North - Central Chile. *Geomorphology*, 234 - 248.
- Ramos, V., Cristallini, E., & Pérez, D. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 59-78.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Kay, S., Cortés, J., & Palma, M. (1984). Chilenia: Un terreno alóctono en la evolución Paleozoica de los Andes Centrales. *IX Congreso Geológico Argentino*, (págs. Actas II: 84 - 106). Bariloche.
- Reutter, K. (1974). Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29° südlicher Breite. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paleontologie, Abhandlung*, v.146, 153 - 178.
- Ribba, L. (1984). Geología regional del cuadrángulo El Tránsito, región de Atacama, Chile. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., & Moscoso, R. (1988). El basamento del Valle del Tránsito, cordillera de Vallenar: Eventos magmáticos y metamórficos, y su relación con la

- evolución de los Andes chileno - argentinos. *Revista Geológica de Chile*, vol. 15, N° 2, 129 - 149.
- Ribba, L., Mpodozis, C., Nasi, C., & Moscoso, R. (1988). El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: Eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los Andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile*. Vol 15. N° 2., 129-149.
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R., & Darrozes, J. (2007). Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S-28°S). *Geomorphology*, 283-306.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., & Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neocene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 255-275.
- Rowan, L., & Mars, J. (2003). Lithological mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment* 84, 350-366.
- Salazar, E. (2012). Evolución tectono-estratigráfica post-paleozoica de la Cordillera de Vallenar. *Tesis para optar al grado de magíster en ciencias, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.*
- Salazar, E., Rodríguez, M., Aguilar, G., & Coloma, F. (2013). New U-Pb ages and geomorphological analysis for the Cantarito Gravels in the High Frontal Cordillera at 29° S latitude: Relict aggradational components of two Miocene pedimentation events. *Bolletino di Geofisica (International Geological Congress on the Southern Hemisphere)*, 101.
- Sambridge, M., Braun, J., & McQueen, H. (1995). Geophysical parametrization and interpolation of irregular data using natural neighbours. *Geophys. J. Int*, 122, 837 - 857.

- Scotese, C., Gahagan, L., & Larson, R. (1988). Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155, 27 - 48.
- Strecker, M., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G., Sobel, E., y otros. (2007). Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, 747 - 787.
- Tucker, M. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field*. United Kingdom: Wiley.
- Urresty, C. (2009). Evolución geomorfológica de la parte sur de la Depresión de Domeyco (29°00'-29°40' S) durante el Neógeno. *Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago*.
- Van der Plas, L., & Tobi, A. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, v. 263, 87 - 90.
- Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R., & Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34° S): The role of the Juan Fernandez Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, NO. B4, 6325-6345.
- Zech, R., Kull, C., & Veit, H. (2006). Late Quaternary glacial history in the Encierro Valley, northern Chile (29°S), deduced from 10Be surface exposure dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 277 - 286.

ANEXOS

Anexos 1: Conteos modales

A continuación se presenta la **Tabla 3**, con los resultados de los conteos modales. También se presentan tablas resumen con el detalle de los conteos de los datos de cuarzo total (Q), que corresponde a la suma de cuarzo policristalino y monocristalino, feldespatos (F), que incluye plagioclasas y feldespatos alcalinos y fragmentos líticos (L), que incluye fragmentos volcánicos, plutónicos, sedimentarios y metamórficos (**Tabla 4**). Finalmente, se muestran las tablas con el detalle de los conteos modales considerando solo los fragmentos líticos (**Tabla 5**).

Tabla 3: Resultados detallados de los conteos modales realizados a las muestras de arenas.

Mx	GR-4A	GR-6A	GR-9	GR-14	GR-15A	GR-22	GR-23	GR-26A	GR-28A	GR-29
Qz(m)	53	50	87	67	90	49	102	130	75	104
Qz(p)	15	5	4	2	5	1	2	1	0	3
Pg	79	60	120	101	92	139	78	84	86	100
K Feld	66	52	32	67	71	33	75	25	77	62
L(v)	48	20	5	16	12	44	3	17	24	7
L(s)	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0
L(p)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
L(m)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Carbonato	0	2	0	4	2	2	114	15	2	18
Mx Opaco	35	16	34	25	19	31	14	23	37	29
Indeterminado	75	0	6	22	13	4	12	30	7	1
Px - Anf	26	3	15	12	3	6	1	4	8	2
Filosilicato	1	4	11	3	3	5	12	6	4	3
Matriz / vacío	1	3	111	133	199	106	44	64	280	71
TOTAL	400	215	425	453	509	420	457	400	600	400

Tabla 4: Resultados conteos modales: Detalle conteos de cuarzo, feldespato y plagioclasa

	GR - 4A		GR - 6A		GR - 9		GR - 14		GR - 15A		GR - 22		GR - 23		GR - 26A		GR - 28A		GR - 29		
	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	
Mx																					
Q	26	68	29.4	55	36.7	91	27.2	69	35.2	95	18.8	50	40	104	50.8	131	28.6	75	38.8	107	
F	55.3	145	59.9	112	61.3	152	66.1	168	60.4	163	64.7	172	58.8	153	42.2	109	62.2	163	58.7	162	
L	18.7	49	10.7	20	2	5	6.7	17	4.4	12	16.5	44	1.2	3	7	18	9.2	24	2.5	7	
TOTAL	100	262	100	187	100	248	100	254	100	270	100	266	100	260	100	258	100	262	100	276	

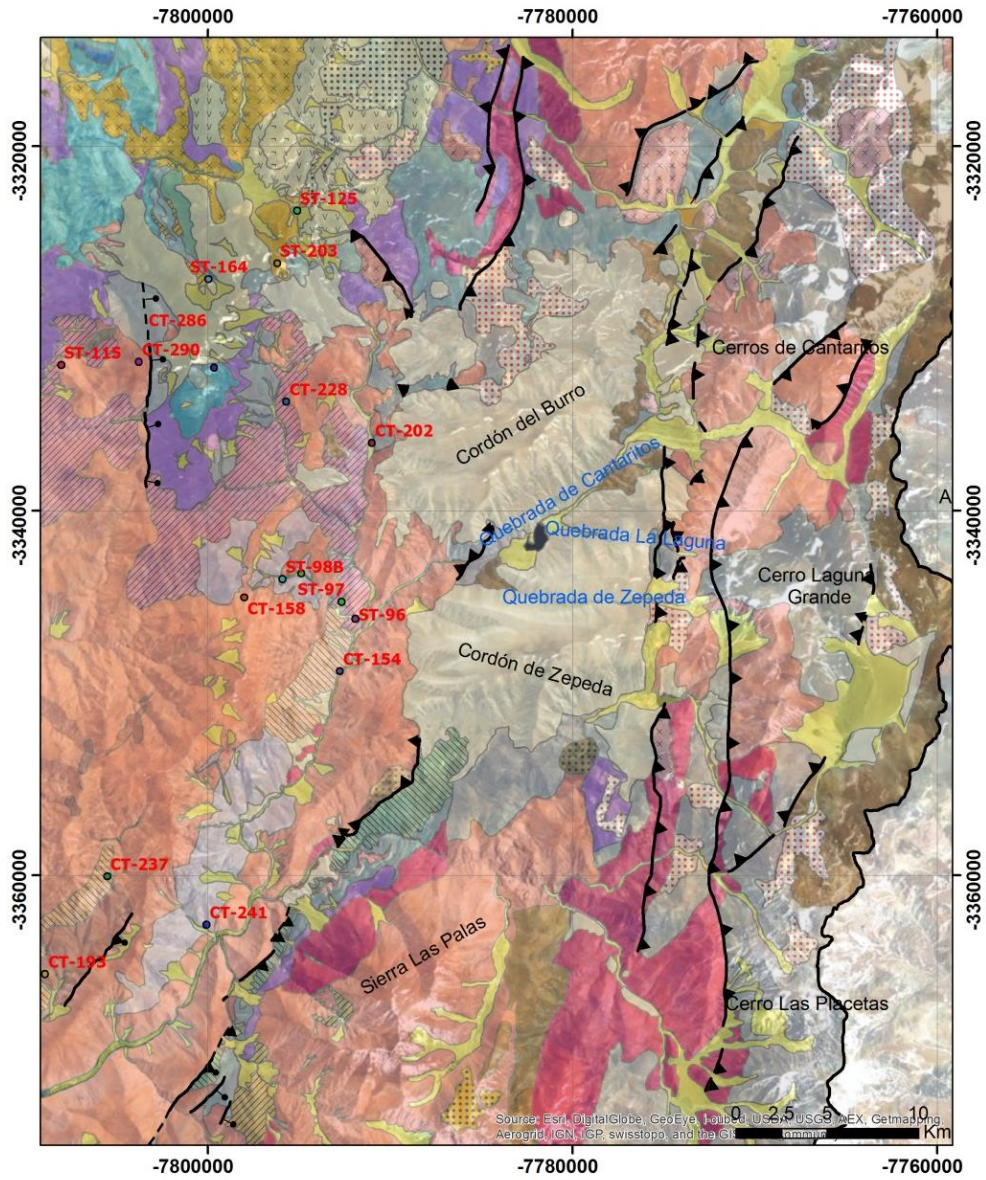
Tabla 5: Resultados conteos modales: Detalle conteos de fragmentos líticos

N°	Tipo de Clasto	GR - 4A		GR - 6A		GR - 14		GR - 15A		GR - 22		GR - 23		GR - 26A		GR - 28A		GR - 29	
		#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%	#	%
1	Extrusivo	43	55,8	2	7,7	11	20,4	7	11,7	15	46,7	2	3,6	24	26,1	11	21,6	5	5,6
2	Monzogranítico	25	32,5	31	80,8	39	72,2	52	86,7	14	43,8	51	91,1	59	64,1	37	72,5	78	87,6
3	Otros intrusivos	8	10,4	3	11,5	4	7,4	1	1,7	3	9,4	3	5,4	8	8,6	3	5,9	6	6,7
4	Sedimentario	1	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1,1	0	0	0	0

Anexo 2: Descripciones litológicas de rocas adyacentes a la Fm. Laguna Grande

A continuación se presenta el mapa geológico de la zona de estudio, con la ubicación de las muestras que se analizaron en cortes transparentes, a escala microscópica (**Figura 30**).

Posteriormente, se muestran las descripciones detalladas, junto con microfotografías de las láminas transparentes características, que fueron determinantes para establecer la proveniencia sedimentaria de las gravas.



Leyenda

- Depósitos Cuaternarios
- Fm. Laguna Grande
- Fm. Doña Ana
- E. de C. el Gaucho (tobas)
- E. de C. el Gaucho (lavas)
- E. de C. el Gaucho (areniscas)
- Fm. Cerrillos

- Fm. Pucalume
- Fm. Lagunillas
- Fm. Lautaro
- Fm. La Tatora
- Fm. Pastos Blancos
- Fm. Las Placetas

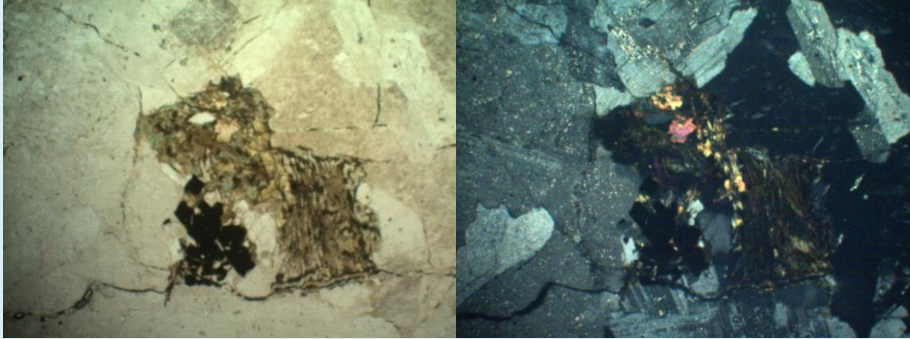
- D. C. de Sierra Corral
- Int. del Olig. - Mioceno
- Int. del Eoceno indif.
- D. de Cerro El Gaucho
- C. P. Tres Morros (m)
- C. P. Tres Morros (gd)

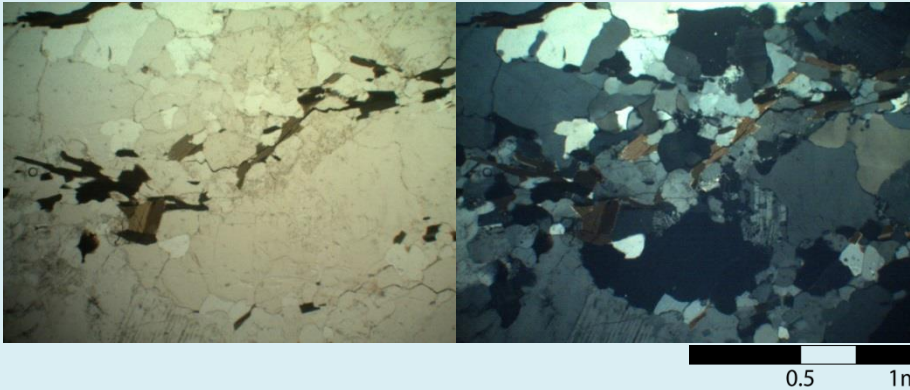
- C. P. Chollay (gb)
- C. P. Chollay (gd)
- C. P. Chollay (mg)
- C. P. Chollay (sg)
- C. P. Chollay (t)
- T. de C. Lagunillas

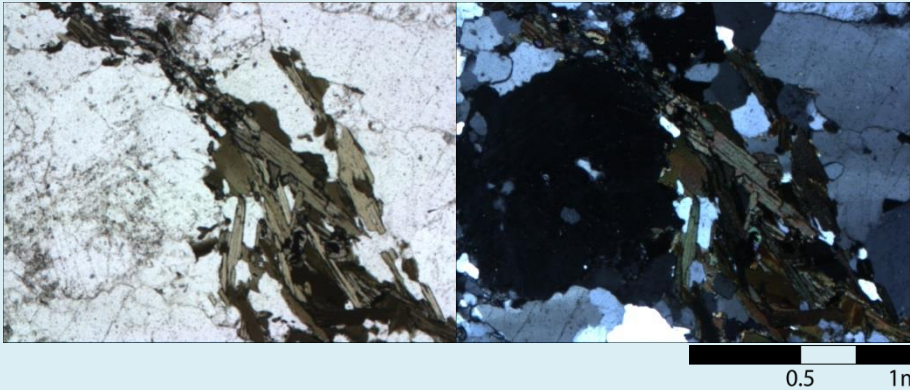
Simbología

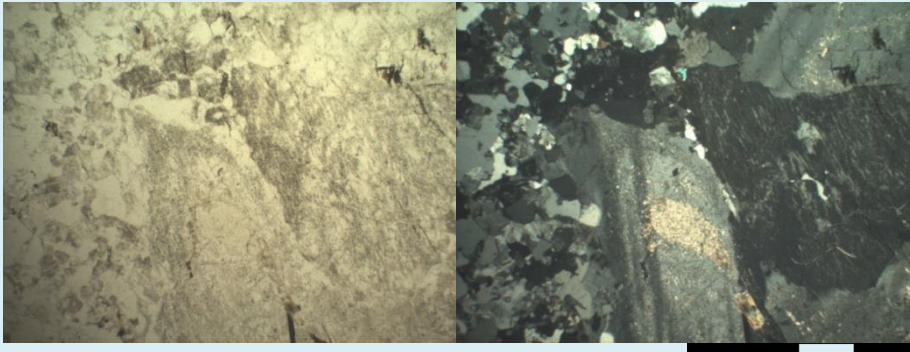
- Falla Inversa
- Falla Normal
- F. Inversa inferida
- F. normal inferida

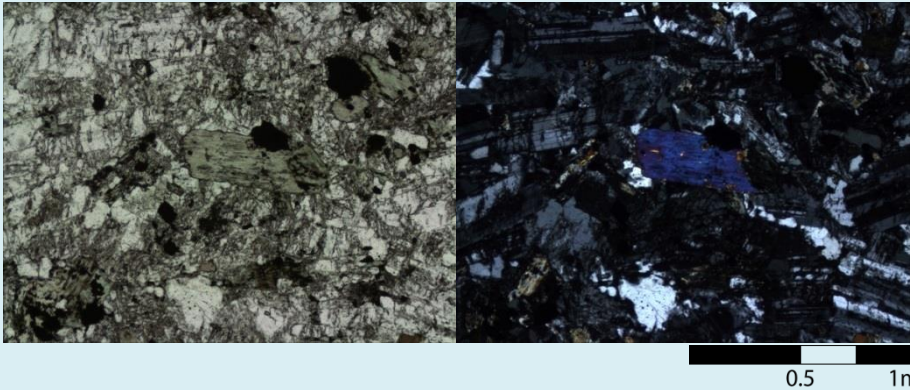
Figura 30: Mapa litológico con ubicación de los cortes transparentes analizados.

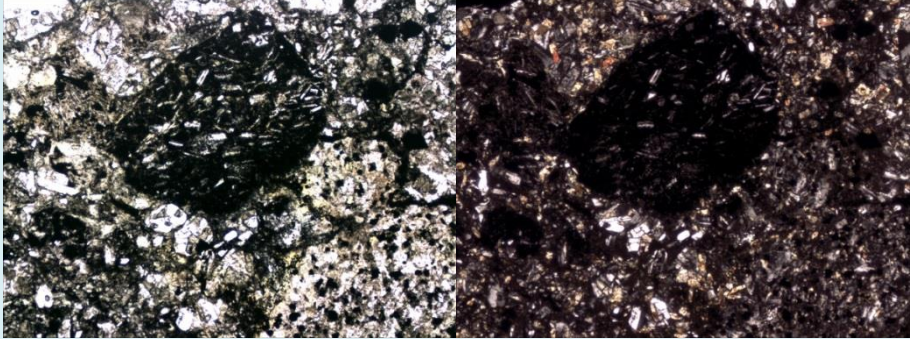
Código	ST - 96	
Punto GPS	402767	6817499
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	30	1
K – Feld	35	3
Plagioclasa	35	0.4 – 2
Biotita	5	2
Anfíbola	-	-
Piroxeno	-	-
Mxs opacos	5	0.2 – 0.8
Litología		
Litología	Monzogranito de biotita	
Unidad Litológica	-	
Observaciones		
Se observan grandes cristales de feldespato con textura perítica		
Las plagioclasas se encuentran alteradas		
Los cristales de biotita se encuentran cloritizados		

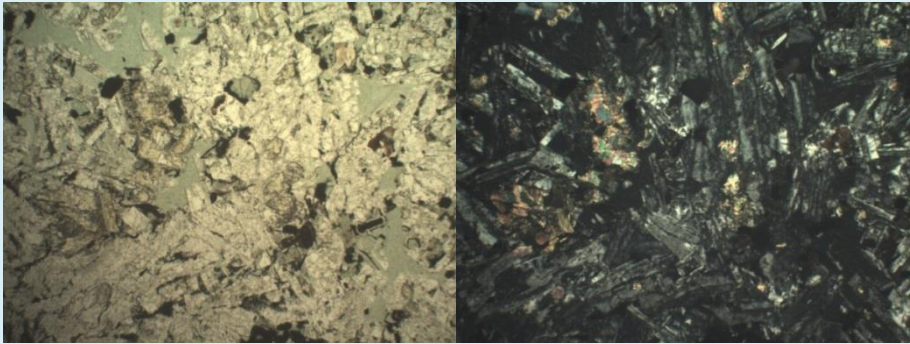
Código	ST - 97	
Punto GPS	402086	6818320
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	45	-
K - Feld	5	0.6
Plagioclasa	40	0.2-4
Biotita	10	0.2 – 3
Anfíbola	0	-
Piroxeno	0	-
Mxs opacos	0	-
Litología		
Litología	Granodiorita/Tonalita de biotita	
Unidad Litológica	Tonalitas de Cerro Lagunillas	
Observaciones		
Se observan fragmentos con textura mirmequítica		
Se observan pequeños feldespatos con textura perítica		

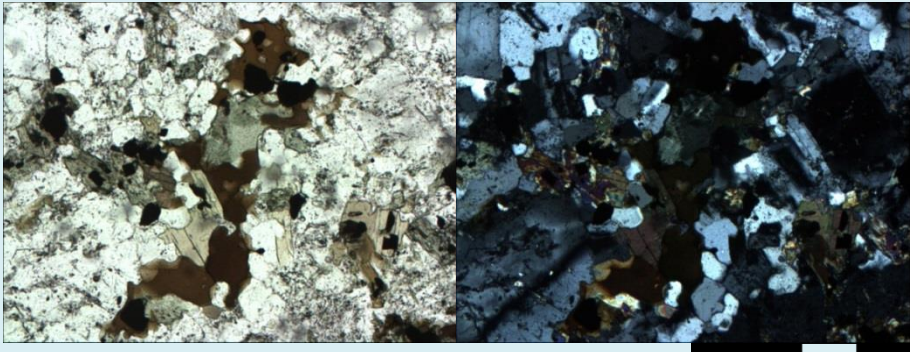
Código	ST - 98B	
Punto GPS	399244	6819375
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	35	0.2 – 2
K - Feld	32	1
Plagioclasa	25	0.6 – 1
Biotita	5	0.1 – 0.5
Anfíbola	-	-
Piroxeno	-	-
Mxs opacos	3	0.1 – 0.4
Litología		
Litología	Monzogranito de biotita	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (mg)	
Observaciones		
Se observan feldespatos con textura peritética		

Código	ST - 115	
Punto GPS	388507	6829534
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	29	0.6
K - Feld	38	0.5
Plagioclasa	25	0.3 - 3.2
Biotita	2	0.5
Anfibola	0	-
Piroxeno	0	-
Mxs opacos	1	0.5
Mica blanca	5	0.1
Litología		
Litología	Monzogranito de biotita	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (mg)	
Observaciones		
Se observan feldespatos con textura perítica		
Se observa cuarzo policristalino		
Roca presenta mica blanca		

Código	ST - 125	
Punto GPS	399781	6837031
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	3	<0.1
K - Feld	27	0.3
Plagioclasa	50	3.5
Biotita	4	0.8 - 1.5
Anfíbola	10	-
Piroxeno	1	0.1 - 0.3
Mxs opacos	5	0.1 - 0.2
Litología		
Litología	Monzonita de anfíbola	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Tres Morros (m)	
Observaciones		
Plagioclasas son, en promedio, muy grandes. Además están ligeramente orientadas		

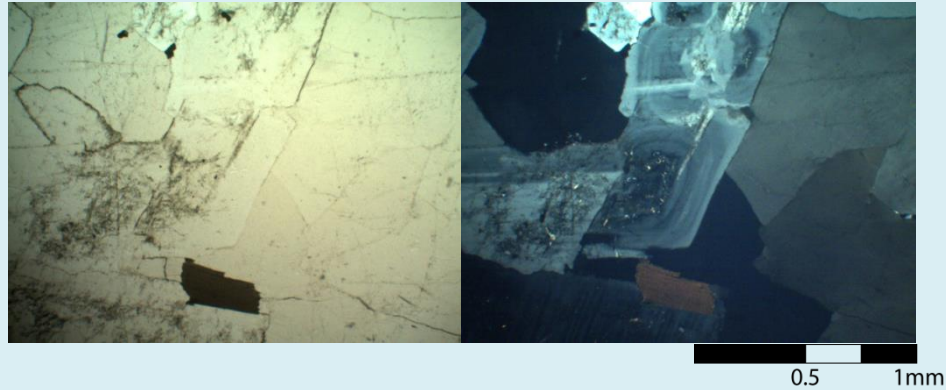
Código	ST - 132	
Punto GPS	395854	6829476
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	5	0.1
K - Feld	5	0.1
Plagioclasa	50	0.5
Biotita	0	-
Anfíbola	2	0.5
Piroxeno	23	<2
Mxs opacos	15	0.5
Litología		
Litología	Diorita Cuarcifera brechizada	
Unidad Litológica	-	
Observaciones		
Roca presenta clastos externos		
Clorita es abundante y se encuentra alterando a minerales opacos y piroxenos		

Código	ST - 164	
Punto GPS	395551	6833710
Fotomicrografías		
		
0.5 1mm		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	0	-
K - Feld	0	-
Plagioclasa	65	0.5 - 1.5
Biotita	0	-
Anfibola	0	-
Piroxeno	0	-
Mxs opacos	15	0.5
Litología		
Litología	Diorita	
Unidad Litológica	Dioritas de Cerro el Gaucho (Eoceno)	
Observaciones		
Cristales de plagioclasa son muy grandes. Algunos de ellos se encuentran zonados		
Minerales máficos se encuentran levemente alterados a clorita		
Es posible observar algunos cristales de epidota		

Código	ST - 203	
Punto GPS	398862.189	6834499.793
Fotomicrografías		
		
0.25 0.5mm		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	27	0.5
K - Feld	5	1
Plagioclasa	38	1
Biotita	15	0.3
Anfibola	10	0.2
Piroxeno	0	.
Mxs opacos	5	0.1 - 0.4
Litología		
Litología	Tonalita de biotita	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Tres Morros (m)	
Observaciones		

Código	CT - 154	
Punto GPS	402037	6814985

Fotomicrografías



Mineralogía

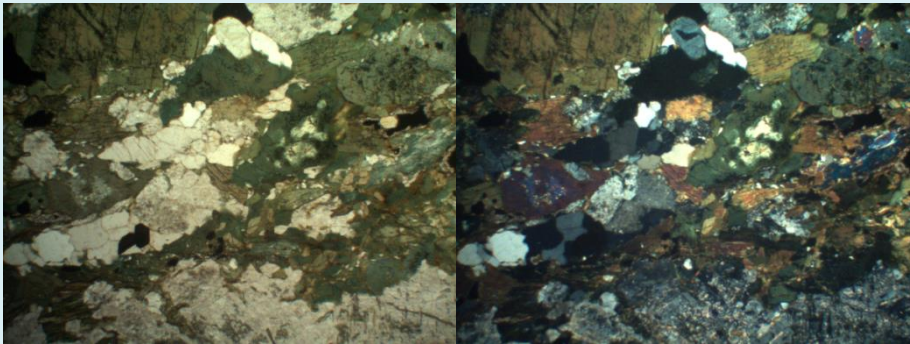
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	28	0.6 – 2.4
K - Feld	10	
Plagioclasa	50	
Biotita	8	0.6 - 3
Anfibola	-	-
Piroxeno	-	-
Mxs opacos	4	0.2 – 0.6

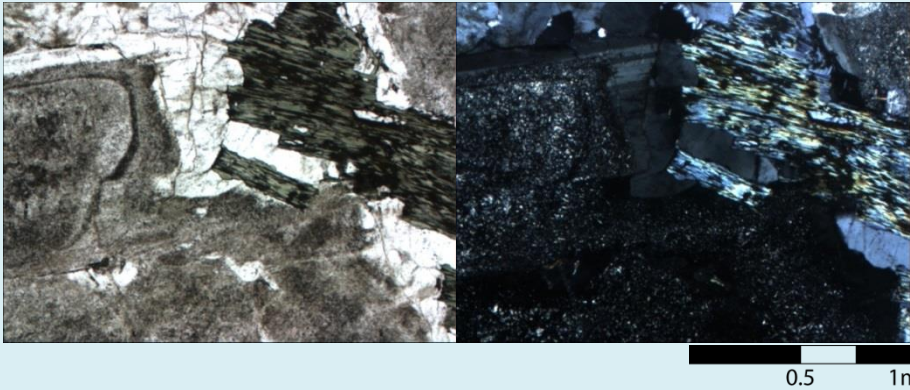
Litología

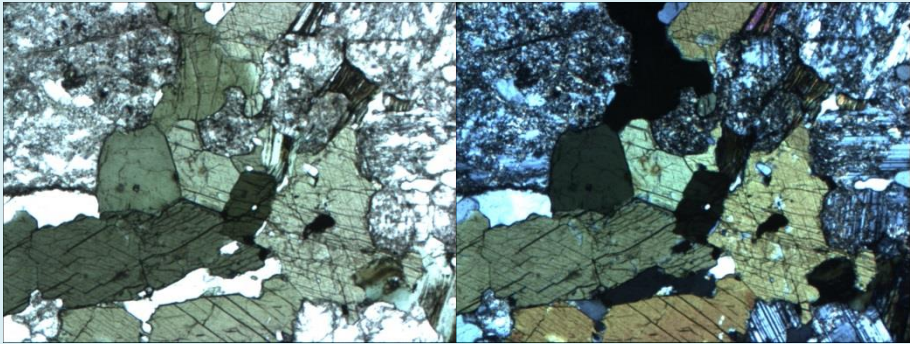
Litología	Granodiorita de biotita
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (gd)

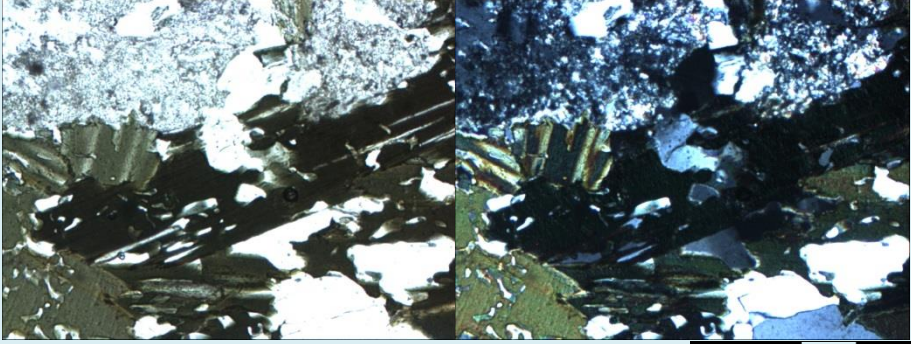
Observaciones

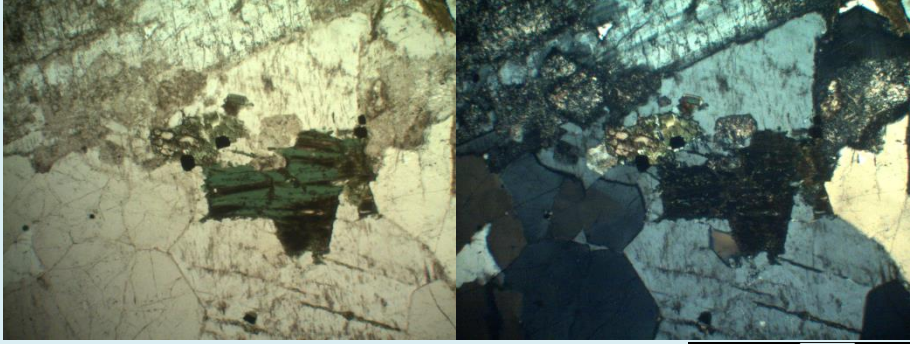
Se observan algunos cristales de titanita
Se observan algunas plagioclasas zonadas
Los cristales de biotita se encuentran alterados parcialmente por clorita

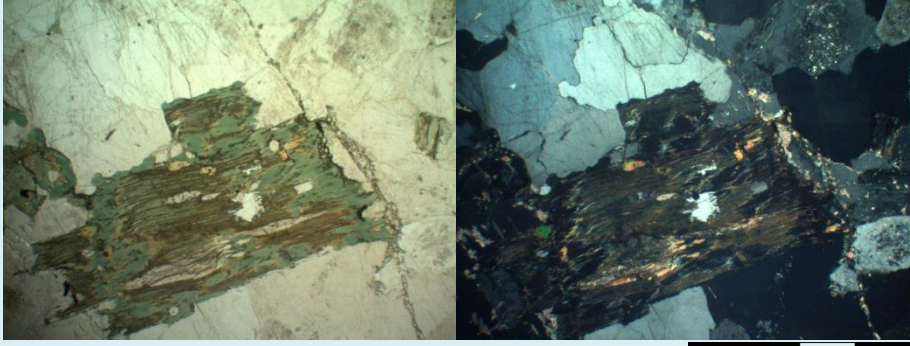
Código	CT – 157A	
Punto GPS	400141	6819667
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	3	0.2 – 0.4
K - Feld	5	0.2
Plagioclasa	52	1.5
Biotita	-	-
Anfíbola	30	0.5 - 2
Piroxeno	-	-
Mxs opacos	10	0.1 - 1
Litología		
Litología	Diorita de anfíbola	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (gb)	
Observaciones		
Se observan feldespatos con textura perítica		
Se observan algunos cristales de titanita		

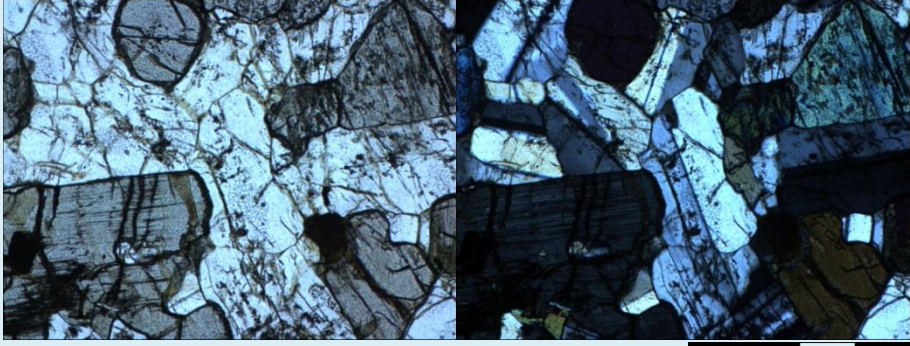
Código	CT – 158	
Punto GPS	397408	6818476
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	25	0.6 - 3
K - Feld	25	0.4 – 2
Plagioclasa	30	0.8 - 3
Biotita	5	1
Anfíbola	10	1.5
Piroxeno	-	
Mxs opacos	5	0.4
Litología		
Litología	Monzogranito de anfíbola y biotita	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (mg)	
Observaciones		
Se observan feldespatos con textura perítica		
Se observa clorita alterando a cristales de biotita		
Las plagioclasas se encuentran alteradas		

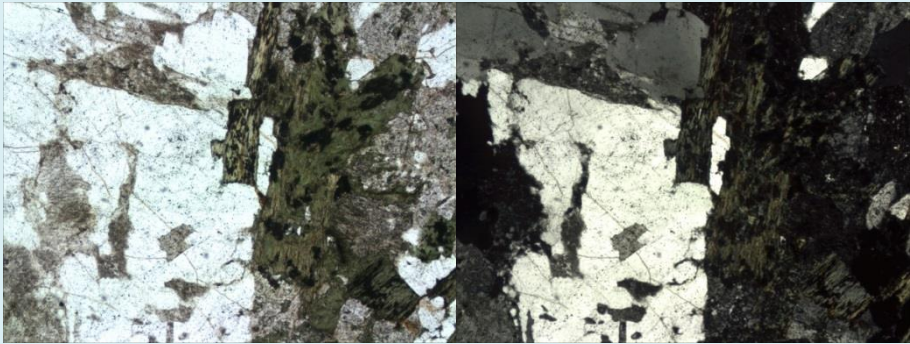
Código	CT – 193	
Punto GPS		
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	15	0,6
K - Feld	0	-
Plagioclasa	40	3
Biotita	9	2
Anfíbola	30	1 – 1,7
Piroxeno	-	-
Mxs opacos	1	0,05 – 0,2
Litología		
Litología	Diorita cuarcífera de hornblenda	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (t)	
Observaciones		

Código	CT – 202	
Punto GPS		
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	25	0,5-1
K - Feld	0	-
Plagioclasa	40	0,5-2,5
Biotita	10	0,7
Anfíbola	20	0,6-2,5
Piroxeno	0	-
Mxs opacos	5	0,8
Litología		
Litología	Tonalita de hornblenda	
Unidad Litológica	Tonalitas de Cerro Lagunillas	
Observaciones		
Se observa abundante titanita.		

Código	CT – 228	
Punto GPS		
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	32	0,8-2,2
K - Feld	10	1-1,8
Plagioclasa	28	0,2-3,5
Biotita	15	1,8-2
Anfíbola	10	1,1
Piroxeno	0	-
Mxs opacos	5	0,1-0,3
Litología		
Litología	Tonalita de biotita	
Unidad Litológica	Tonalitas de Cerro Lagunillas	
Observaciones		

Código	CT – 237	
Punto GPS		
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	37	1 – 3
K - Feld	10	1
Plagioclasa	37	0,6 – 3
Biotita	10	0,5 – 1,2
Anfíbola	2	0,5
Piroxeno	0	-
Mxs opacos	4	0,1
Litología		
Litología	Granodiorita de biotita	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (gd)	
Observaciones		
Los cristales de biotita se encuentran parcialmente cloritizados		

Código	CT - 241	
Punto GPS		
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	0	-
K - Feld	0	-
Plagioclasa	50	0,5-1,5
Biotita	0	-
Anfíbola	1	0,8
Piroxeno	44	0,2 - 3
Mxs opacos	5	1
Litología		
Litología	Diorita de piroxeno	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (gb)	
Observaciones		
Se observan algunos piroxenos con cloritización		
La hornblenda se encuentran en contacto con los piroxenos		

Código	CT – 290	
Punto GPS	392242	6829713
Fotomicrografías		
		
Mineralogía		
Fase Mineral	Porcentaje en Roca (%)	Tamaño Medio (mm)
Cuarzo	30	0.1
K - Feld	37	0.1
Plagioclasa	8	0.5
Biotita	15	<2
Anfíbola	0	-
Piroxeno	5	0.5
Mxs opacos	5	0.5
Litología		
Litología	Monzogranito - Sienogranito de biotita y anfíbola	
Unidad Litológica	Complejo Plutónico Chollay (mg)	
Observaciones		
Biotitas se encuentran cloritizadas		
Se observan feldespatos con textura perítica		