



ESCUELA DE
GEOLOGÍA

**TECTONOESTRATIGRAFÍA DEL MIEMBRO SUPERIOR PUNTA ZANZI
DE LA FORMACIÓN RÍO DAMAS EN EL VALLE DE LAS ARENAS,
REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geólogo/a

CARLOS EXEQUIEL ZAMORA SEGURA

Profesor guía:

MATÍAS ALBERTO PEÑA GÓMEZ

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

CHRISTIAN ANDRÉS SALAZAR SOTO
VERÓNICA ANDREA MARDONES LEYTON

SANTIAGO, CHILE

JUNIO, 2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo.
POR: Carlos Zamora Segura
FECHA: 17 de junio, 2022
PROFESOR GUÍA: Matías Peña Gómez

**TECTONOESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN RÍO DAMAS EN EL VALLE DE
LAS ARENAS, REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

La estratigrafía de la Formación Río Damas expuesta en el área de la naciente del río Volcán entre los 33°46'-33°50'S, en la Cordillera Principal Oriental, presenta una buena sección estratigráfica y accesos para estudiar en semidetalle la composición y el origen de sus componentes, representando una de las zonas poco estudiadas estratigráficamente en detalle. La cuenca Río Damas forma parte de la gran Cuenca Neuquina, ubicada en los Andes argentinos y centro de Chile entre las latitudes 32° y 40°S, formada en el Triásico. A pesar de los antecedentes estratigráficos existentes, se carecen de modelos paleogeográficos con una visión estratigráfica.

Es así como el objetivo general de este trabajo es comprender, estableciendo un modelo tectonoestratigráfico, la composición y dirección de los aportes sedimentario para la Formación Río Damas en el área de la naciente del río Volcán, relacionándolo con los existentes en zonas cercanas.

El estudio se realiza por medio de análisis petrográfico en terreno y microscópico, análisis de paleocorrientes, proveniencia sedimentaria y Análisis de Susceptibilidad Magnética (AMS) para la identificación de lineaciones magnéticas en la fábrica de la roca. La petrografía reflejó fragmentos intrusivos con moderada a alta madurez textural y mineralógica, en comparación con los de origen volcánico. La proveniencia sedimentaria resultó en forma significativa de fragmentos intrusivos y en menor proporción volcánicos, asociados a una proveniencia de fuentes de arco transicional y arco orogénico. El AMS resultó en la determinación de una firma sedimentaria relacionada con la compactación durante el enterramiento, de acuerdo con el bajo grado de anisotropía y fábricas internas oblatas preferentemente. Sin embargo, en conjunto con los datos de paleocorrientes, se mostraron direcciones de aporte provenientes desde el sureste, suroeste y noreste principalmente.

Se propone el siguiente modelo tectonoestratigráfico para el miembro superior Punta Zanzi a esta latitud controlado en menor medida tectónicamente por la falla Chacayes-Yesillo, que estaría desarrollando un depocentro hacia el occidente, asociado a un flujo principal axial. Se propone que la cuenca Río Damas estaría correlacionada a una geometría de cuenca enlazada, junto con las rocas de la Formación Tordillo que continúan hacia el norte y hacia la zona suroriental, con la existencia de una topografía mayor hacia el oriente que originó sucesivas escorrentías de sedimentos que rellenaron la cuenca por medio de flujos transversales predominantes, que corresponderían al Grupo Choiyoi y al arco Andino.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer en primer lugar a mis padres por haber creído en mí siempre, especialmente a mi madre Cecilia que, junto con su apoyo constante, entusiasmo y paciencia, me acompañó en los momentos más complejos, en donde requería de un empujón para continuar. Sin ella este largo proceso universitario, en concretar el anhelado sueño que tenía desde la media, no habría sido realidad.

A mi mami, que desde el primer día me alienta en perseguir el sueño de ser un profesional, dándome ejemplo de humildad y sacrificio, y enseñándome a valorar todo lo que tengo.

A mi tía lalita, que en paz descanse y que, si no fuera por ella, se hubiera escrito otra historia.

A mi familia, amigos y conocidos en general, por el apoyo motivacional, en lo personal y profesional, en aquellos momentos que requería de vuestro apoyo, que siempre recordare. A todos los que hicieron mi paso por la universidad, un proceso grato.

Agradecer especialmente a Álvaro, con quien me he sentido apoyado en este proceso de la tesis y quien ha estado entregándome contención, paciencia y motivación.

Finalmente, agradezco a mi profe guía Matías Peña, por haberme orientado y apoyado en el proceso enseñándome sus conocimientos de paleomagnetismo, siempre con su buena disposición. También, en conjunto a mi co-guía Christian Salazar, por sus constructivos comentarios después de las presentaciones.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

ÍNDICE DE FIGURAS	3
ÍNDICE DE TABLAS	6
I. INTRODUCCIÓN	7
1.1 Presentación del problema.....	7
1.2 Hipótesis	9
1.3 Objetivos.....	10
1.3.1 Objetivo general.....	10
1.3.2 Objetivos específicos	10
1.4 Ubicación y Vías de acceso.....	11
1.5 Metodologías	11
II. MARCO TEÓRICO.....	14
2.1 Fábrica Magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)	14
2.2 Proveniencia sedimentaria.....	16
2.2.1 Tipos de Procedencia	17
2.2.2 Conteo modal de Gazzi-Dickinson	19
2.3 Antecedentes de estudios previos	21
III. MARCO GEOLÓGICO.....	29
3.1 MARCO GEOTECTÓNICO	29
3.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL - GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL VALLE DE LAS ARENAS, RÍO VOLCÁN, BAÑOS MORALES.....	31
3.2.1 UNIDADES ESTRATIFICADAS	31
3.2.1.1 Formación Río Colina (González, 1963).....	33
3.2.1.2 Formación Río Damas (Klohn, 1960).....	33
3.2.1.3 Formación Baños Morales (Salazar & Stinnesbeck, 2015).....	36
3.2.1.4 Formación Lo Valdés (<i>sensus</i> Salazar & Stinnesbeck 2015)	36
3.2.1.5 Formación Colimapu (Klohn, 1960).....	37
3.2.1.6 Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019).....	38
3.2.1.7 Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)	38
3.2.1.8 Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969).....	39
3.2.2 UNIDADES NO ESTRATIFICADAS.....	40
3.2.2.1 Intrusivo La Engorda	40

3.2.2.2	Intrusivos Baños Morales	40
3.2.2.3	Intrusivo El Morado.....	40
3.2.2.4	Unidad Intrusiva I.....	40
3.2.3	ESTRUCTURAS LOCALES	41
3.2.3.1	Falla El Diablo	41
3.2.3.2	Falla Chacayes-Yesillo	41
3.2.3.3	Falla Baños Colina.....	42
3.2.3.4	Anticlinal Cerro Caballos	42
3.2.3.5	Sinclinal Valle Río Colina	42
3.3	MARCO GEOMORFOLOGÍCO	44
IV.	RESULTADOS	46
4.1	Estratigrafía	47
4.1.1	Ladera norte Cajón de Las Arenas.....	48
4.1.2	Ladera sur Cajón de Las Arenas	51
4.2	Análisis petrográfico microscópico	57
4.3	Análisis de paleocorrientes.	60
4.4	Proveniencia sedimentaria	61
4.5	Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)	62
4.5.1	AMS en fábricas sedimentarias	71
V.	DISCUSIÓN	73
5.1	Estratigrafía del área y correlación con unidades contemporáneas cercanas [Error! Marcador no definido].	
5.2	Proveniencia sedimentaria	77
5.3	Paleocorrientes y lineaciones magnéticas	83
5.4	Geocronología de U-Pb en circones detríticos y fuentes de aporte sedimentaria	86
5.5	Variación de espesores y evidencias estructurales de extensión	89
5.6	Modelo Tectonoestratigráfico	93
VI.	CONCLUSIONES	98
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
	ANEXOS	112

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Cuenca de Neuquén y principales depocentros del Triásico-Jurásico Temprano. Tomada y basada en Álvarez & Ramos, 1999; Giambiagi et al. 2003b.....	9
Figura 2. (A) Ubicación regional del área de estudio (Recuadro rojo). (B) Mapa de ubicación del área de trabajo 1:15.000 y traza de la sección estratigráfica (B-T) realizada.....	13
Figura 3. Visualización de los componentes de la fábrica magnética de la roca (Martin Chadima, s.f.). Ejes de susceptibilidad magnética k1: Kmax; k2: Kint; k3: Kmin.....	15
Figura 4. Representación esquemática de la proveniencia sedimentaria. En color se establecen diversas fuentes de origen de sedimentos, amalgamados por procesos de transporte de sedimentos río abajo, clasificando el terreno fuente. Modificado de Gray et al., 2019.....	16
Figura 5. a) Gráfica superior QFL (izquierda) y QmFLt (derecha) para areniscas terrígenas que muestran subdivisiones según el tipo de procedencia inferido, modificadas según Dickinson y Suczek (1979). b) Gráfica superior QpLvLs (izquierda) y QmPK (derecha) muestran las proporciones medias de fragmentos líticos policristalinos y monocristalinos respectivamente para series de areniscas seleccionadas, derivadas de diferentes tipos de procedencias por Dickinson & Suczek (1979).....	18
Figura 6. La gráfica presenta la confiabilidad de los resultados del conteo de puntos basado en el doble de la desviación estándar. Extraído de Van der Plas y Tobi, (1965).	20
Figura 7. Línea de tiempo de los antecedentes bibliográficos recopilados para la Formación Río Damas-Tordillo. Fuente: Elaboración propia sobre la base de los autores mencionados previamente.....	28
Figura 8. Mapa geológico del área de estudio en rojo y leyenda. Modificado de Thiele (1980), Sellés y Gana (2001) y SERNAGEOMIN (2003).	31
Figura 9. Columna generalizada desde el Jurásico Medio. Tomada de Fock (2005) el cual está basado en Thiele, (1980), Nasi y Thiele (1982), Vergara et al., (1995), Ramos et al., (1996), Sruoga et al., (2000), Wall y Lara (2001), Sellés y Gana (2001), Charrier et al., (1996, 2002 ^a , 2002 ^b), Encinas et al., (2003), Giambiagi et al., (2003 ^a , 2003 ^b).	32
Figura 10. Mapa geológico local 1:20.000 del valle del Río Volcán. Se ubica el área de estudio más acotada, en donde se visualiza la Formación Río Damas con sus tres miembros litológicos. El recuadro azul indica el área de trabajo. Información recopilada de: Thiele (1980); Calderón (2008); Aguirre et al., (2009); Gonzalez (2010); Pincetti (2016); Anselmo (2017); Mardones (2016; 2019).....	35
Figura 11. Mapa geológico a escala 1:50.000 del valle del Río Volcán. El área de estudio está ubicada en el recuadro azul. Elaborado a partir de Thiele (1980); Calderón, (2008); Aguirre et al., (2009); González (2010); Pincetti (2016); Anselmo (2017); Mardones (2019).	39
Figura 12. Mapa de las unidades geológicas Mesozoicas hacia el oriente (área de estudio), y unidades Cenozoicas al occidente, junto con las estructuras principales identificadas por Mardones (2016, 2019).....	43
Figura 13. (a) Marco tectónico del margen andino. (b) Principales rasgos morfotectónicos de los Andes de Chile central-Argentina. Modificado de Fock (2005).	45

Figura 14. Perfil de elevación de Ruta G-25 junto a los respectivos dominios geomorfológicos a lo largo de esta. Figura extraída de Báez, (2020).	45
Figura 15. Mapa geológico escala 1:6.000 del área occidental de la Formación Río Damas, correspondiente al miembro superior Punta Zanzi en la zona del cajón de Las Arenas, donde se obtuvieron las observaciones estratigráficas, la toma de muestras petrográficas a microescala y mesoescala, además de los sitios paleomagnéticos.	46
Figura 16. (a) Área del cajón de Las Arenas que corresponde al afloramiento del miembro superior Punta Zanzi de la Formación Río Damas a estudiar. (b) Ladera sur. (c) Ladera norte.....	47
Figura 17. (a) Laminaciones paralelas y cruzadas; (b, c) Estratificación cruzada planar de escala métrica; (d) Ondulitas asimétricas; (e, f, h) Grietas de desecación; (g) Lentas de conglomerados.	50
Figura 18. Grieta de desecación (i); (k, l, n, ñ) Laminaciones paralelas y cruzadas; (j, n, o) Calcos de carga; (l) Contacto erosivo; (m) Fragmento sedimentario; (p) Intraclastos.	53
Figura 19. Mapa del área de estudio donde se señala la ubicación de cada fotografía tomada en las estructuras sedimentarias de las figuras X y X.....	54
Figura 20ab. Columna estratigráfica del sector del cajón de Las Arenas, que representa el afloramiento del miembro superior Punta Zanzi de la Formación Río Damas, en el valle La Engorda, ladera norte (b) ladera sur (a) hacia el techo. Leyenda y simbología en ANEXOS I.	55
Figura 21. Afloramiento expuesto del miembro Punta Zanzi en el área occidental del Valle La Engorda y al norte del río Volcán ladera norte. En la imagen se presentan los puntos geográficos de las muestras recopiladas para el estudio de cortes transparentes.	57
Figura 22. Clasificación de las muestras de areniscas del área de estudio según Folck <i>et al.</i> (1970).	58
Figura 23. Diagrama triangular QmFLt de Dickinson et al. (1985) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.	61
Figura 24. Diagrama triangular QpLvLs de Dickinson et al. (1985) para discriminar fuente de sedimentos en ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.	61
Figura 25. Afloramiento expuesto en la zona intermedia del miembro Cerro Catedral en el área oriental del Valle La Engorda y aldeaño al río Colina. En la imagen se presentan los puntos de perforación de la roca, en la obtención de los datos de AMS.....	63
Figura 26. Afloramiento expuesto del miembro Punta Zanzi en el área occidental del Valle La Engorda y al norte del río Volcán. En la imagen se presentan los puntos de perforación de la roca, en la obtención de los datos de AMS. ..	64
Figura 27. Diagrama T-Pprim.	66
Figura 28. Ubicación de los parámetros de los ejes de susceptibilidad magnética Kmax, Kint, y Kmin, ploteados en la proyección estereográfica.....	69
Figura 29. Diagrama de Flinn.	70

Figura 30. Conceptos principales para comprender las fábricas magnéticas. a) fábrica oblata (o fábrica uniaxial plano) con dispersión de K1 y K2 en el plano de foliación, b) fábrica alargada (o fábrica uniaxial lineal) con K1 bien agrupado que marca la alineación magnética, c) fábrica triaxial con ambas foliaciones magnéticas y lineaciones magnéticas. d) Secuencia clásica de fábricas magnéticas. Tipo I es la fábrica sedimentaria inicial con isotropía en el plano de estratificación. e) Gráfica del parámetro de forma T vs grado de parámetro de anisotropía P para rocas progresivamente deformadas (modificado de Borradaile y Henry, 1997 y Parés, 2004).....	72
Figura 31. Mapa de ubicación de las muestras de este estudio y el realizado por Mardones (2019).	75
Figura 32. Clasificación de areniscas de Folck et al. (1970) para muestras de este estudio y estudios de Spalletti et al. (2008); Naipauer et al. (2015); Mardones (2019) y Mescua et al. (2020), reportados para la Formación Río Damas-Tordillo.....	77
Figura 33. Mapa de espesores de la Formación Río Damas y Tordillo, con la interpretación de las principales fallas normales que controlan en el área noroccidental de la Cuenca de Neuquén. Las flechas naranjas indican la fuente de sedimentos del basamento oriental y las flechas verdes indican la fuente volcánica de arco/retroarco de la Formación Río Damas. Los gráficos circulares muestran la proporción de la predominancia de los fragmentos del basamento (“+”) versus Río Damas (“v”) en todas las muestras obtenidas en esta investigación, agregándole los datos obtenidos por Mescua et al. (2008; 2020) en el sector noroccidental de la cuenca.	80
Figura 34. Compilación de los diferentes estudios realizados en torno a el análisis de proveniencia sedimentaria (Dickinson, 1985) para la Formación Tordillo-Río Damas, expuesta a lo largo del área de la Cuenca de Neuquén. Además, se presentan incluidos los resultados de esta investigación.	81
Figura 35. Triángulos de proveniencia sedimentaria que representan los diferentes tipos de fuentes de origen de los aportes sedimentarios correspondientes a la Formación Río Damas-Tordillo del Jurásico Superior a lo largo de Sudamérica (Spalletti et al., 2008; Naipauer et al., 2015; Mardones, 2019; Acevedo et al., 2020; Mescua et al., 2020).	82
Figura 36. Diagrama en roseta del conjunto de datos de azimut correspondientes a las direcciones de las paleocorrientes obtenidas de terreno (azul), AMS (negro) y paleocorrientes determinadas por Acevedo et al., 2020 (rojo).	86
Figura 37. Edad U-Pb en circon extraída de Mardones (2019), para la muestra CP-09, correspondiente a la Formación Río Damas en el área del valle río Yeso.	87
Figura 38. Imagen satelital de la zona de estudio, donde se destacan la locación de las muestras tomadas para análisis geocronológico U-Pb en los trabajos previos realizados por Aguirre et al. (2009), determinando una edad de 151 Ma (1), y Mardones (2019) que determina una edad de 141.8 ± 2.0 Ma (2).	88
Figura 39. Mapa paleotopográfico que representa las variaciones de espesor (basado en Vergani et al. 1995; Pángaro et al. 1996; Spalletti y Colombo 2005; Mescua et al., 2020; y este trabajo).....	90
Figura 40. Modelo estructural cinemático retrodeformado realizado por Mardones (2019) en el área del valle Río Volcán.	92
Figura 41. Imagen extraída de Mardones et al. (2021), donde se muestra la ubicación del área de estudio en el depocentro Nieves Negras ubicados en la sección norte de la cuenca Neuquina.	92

Figura 42. Modelo tectonoestratigráfico del Jurásico tardío que muestra la restauración palinspástica y geometría de la cuenca alrededor de la latitud 33°44'S y 33°52'S en el área del río Volcán, que representa la porción norte de la Cuenca Neuquina en la misma latitud que Santiago, basado en datos tectónicos, paleomagnéticos y estratigráficos de estudios previos y este estudio. 95

Figura 43. Mapa geológico que muestra las unidades del basamento (Paleozoico, Pérmico, Permotriásico y Triásico) y Jurásico (Formación Río Damas-Tordillo), dispuesto bajo la configuración esquemática del margen andino durante el Jurásico tardío a los 33°44'S-33°52'S. Las flechas negras indican la dirección de origen del material clástico obtenido de AMS; flechas azules obtenido de paleocorrientes y su color naranja indica la predominancia del tipo de fragmento lítico intrusivo o volcánico de la Formación Río Damas. Mapa modificado de Oliveros et al. (2012); Del Rey et al. (2016); Mescua et al. (2020) y Mardones et al. (2021). El recuadro azul indica la ubicación del área de estudio. La tabla esquemática presenta los datos obtenidos de las direcciones de aporte, enumerados de base a techo. 97

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Parámetros de los ejes de diagramas triangulares de proveniencia sedimentaria (Dickinson y Suczek (1979); Dickinson et al., 1983).	21
Tabla 2. Tabla resumen del análisis de las muestras en microscopio en cuanto a forma, textura y su origen.	59
Tabla 3. Datos de paleocorrientes en estructuras sedimentarias tomadas en terreno.....	60
Tabla 4. Datos de susceptibilidad magnética, foliación, lineación y grado de anisotropía de los diferentes sitios de toma de muestras.....	67
Tabla 5. Parámetros de plano de foliación magnética y direcciones de paleocorriente respecto del Kmax.....	83

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación del problema

Los Andes de Chile central, ubicado entre las latitudes 33°46'-33°50'S, está representado por la morfología resultante de los diferentes eventos tectónicos y paleogeográficos que se acontecieron a escala regional en el territorio, desde el Carbonífero hasta la actualidad. Tanto el cordón oriental como el occidental de la Cordillera Principal, se encuentran influenciados por el dominio de estructuras geológicas, que permiten el desarrollo de la deformación a escala local y regional, por medio del plegamientos que se genera en las formaciones rocosas presentes desde el inicio de la compresión Andina (Maksaev *et al.*, 2004; Fock, 2005; Charrier *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007; Farias *et al.*, 2008; Mardones, 2019). En adición, la paleogeografía de esta zona en la primera etapa del ciclo Andino (Jurásico Temprano tardío - Cretácico Temprano tardío) estuvo contextualizada por un arco magmático en la actual Cordillera de la Costa, y el desarrollo de una cuenca de trasarco hacia el oriente de esta, bajo condiciones tectónicas extensionales. Producto de esto, se generó abundante sedimentación sobre la cuenca (Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2009), que incluye la depositación de la Formación Río Damas-Tordillo, en ciclos transgresivos-regresivos (Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2009). Posteriormente, desde el Eoceno Medio-tardío - Oligoceno tardío al Mioceno Temprano, se desarrolló la cuenca extensional de Abanico, que propició el desplazamiento del arco volcánico hacia el este de la posición previa, entre la Depresión Central y la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2009). Actualmente y desde el Plioceno Superior, la ubicación del arco se encuentra en la Cordillera Principal (Charrier *et al.*, 2009).

Las grandes acumulaciones de las sucesiones de rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Río Damas-Tordillo (Kimmeridgiano - Titoniano), que afloran en la Cordillera Principal Oriental y en la cuenca de trasarco occidental de Neuquén, ha sido objeto de investigación desde los últimos 20 años en la historia geológica de Chile y Argentina (D'Elia *et al.*, 2012; Rossel *et al.*, 2014; Mescua *et al.*, 2020; Acevedo, *et al.*, 2020; Tapia *et al.*, 2020). Estas rocas se emplazaron a lo largo de la gran Cuenca Neuquina, ubicada en los Andes argentinos y centro de Chile entre las latitudes 32° y 40°S, cubriendo un área de más de 120.000 km² (Yrigoyen, 1991)

con una particular forma triangular (Figura 1) y una potencia máxima de 6.000 metros compuesta por rocas que tienen un rango de edad Triásico al Paleógeno. Su desarrollo y evolución comenzaron a partir del Triásico tardío bajo múltiples estilos de cuencas con depocentros estrechos y aislados (Manceda y Figueroa, 1995) (Figura 1).

Estudios sedimentológicos (Thiele, 1980; Calderón, 2008; López-Gómez *et al.*, 2009; Rossel *et al.*, 2014; Mescua *et al.*, 2020; Acevedo, *et al.*, 2020; Tapia *et al.*, 2020; Mardones 2016, 2019), han aportado datos estratigráficos de descripción de unidades, miembros litológicos y facies sedimentarias, que permiten determinar su proveniencia sedimentaria; geocronológicos (Aguirre *et al.*, 2009; Calderón *et al.*, 2009; Naipauer *et al.*, 2015), que definen edades radiométricas; como también datos estructurales (Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi *et al.*, 2003a; 2003b; Mescua *et al.*, 2014; Mardones, 2016; 2019), que caracterizan el área con el reconocimiento de estructuras geológicas. Junto a estos estudios, existen otros autores que engloban esta formación dentro de sus investigaciones a una escala regional-continental (Ramos, 1996; Charrier *et al.*, 2005; Ramos & Folguera, 2005; Charrier *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2009; Ramos, 2010; Charrier *et al.*, 2015); los que también sugieren que la Formación Río Damas fue depositada en un período de extensión tectónica, que dio origen a cuencas extensionales de trasarco.

De acuerdo con la estratigrafía presente en el área de la naciente del río Volcán, y únicamente de la Formación Río Damas (33°46'-33°50'S), se propone realizar en esta investigación un estudio a semidetalle y minucioso estratigráfico, ya que los que se ha planteado con anterioridad, no han abarcado con suficiente profundidad el área, sino que sólo desde una mirada a escala regional y geológicamente estructural. Bajo esta premisa, su origen aún es de interés en el estudio mediante otras directrices. Es por esto que, la comprensión de la evolución de la paleogeografía, su influencia y el comportamiento de su depositación en esta zona, contribuiría al estudio científico.

Así mismo, se contrastará con casos de estudios semejantes, con respecto a la zona occidental de la cuenca de Neuquén (Formación Tordillo) y complementará con los estudios sedimentológicos realizados, permitiendo aportar nuevos datos y abrir posibles futuras investigaciones científicas.

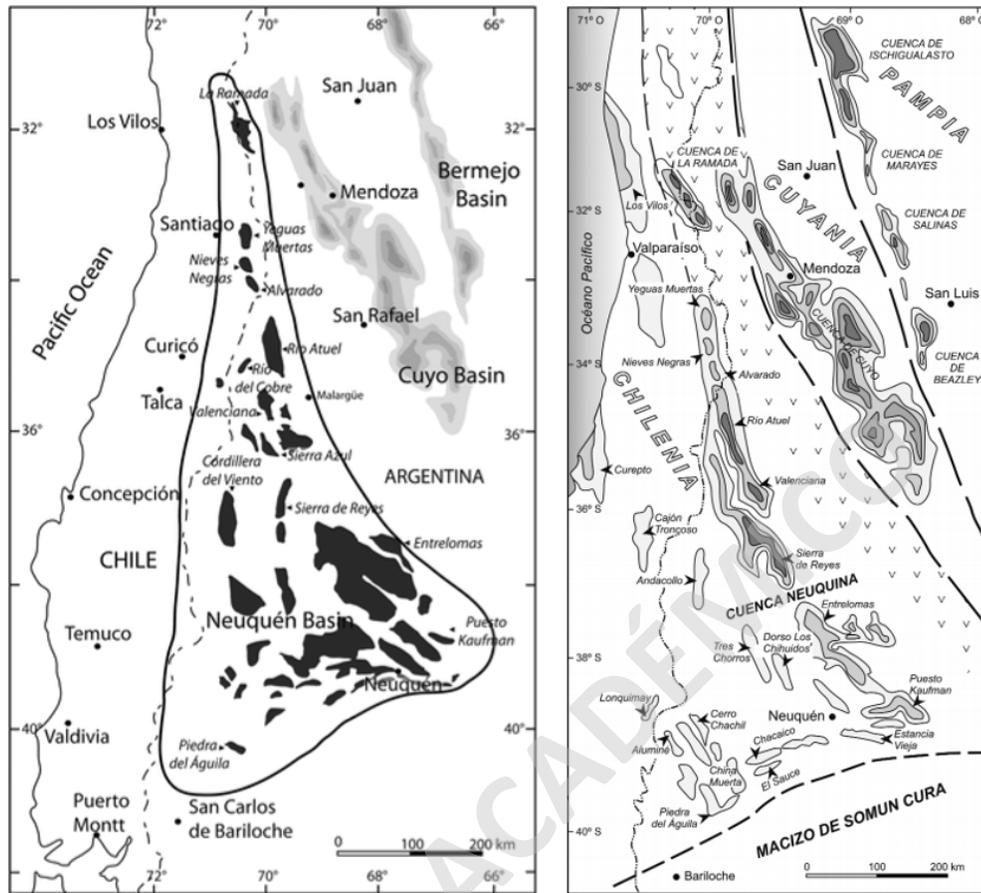


Figura 1. Cuenca de Neuquén y principales depocentros del Triásico-Jurásico Temprano. Tomada y basada en Álvarez & Ramos, 1999; Giambiagi et al. 2003b.

1.2 Hipótesis

El control de depositación de la Formación Río Damas está determinado por la exhumación de altos topográficos establecidos como fuentes de aporte de sedimentos principales que rellenan los bajos topográficos, que corresponderían al arco magmático andino Jurásico ubicado al oeste, y la provincia magmática de Choyoi al este.

El sistema de cuencas de Neuquén (que contiene la cuenca de Río Damas), presenta una simetría asociada a un sistema de hemigraben propuesto por arquitecturas estructurales.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

El objetivo general de esta memoria es comprender, con el desarrollo de un modelo ficticio de bloque paleogeográfico para la Formación Río Damas en el área de la naciente del río Volcán, la dirección de origen de la sedimentación principalmente en la cuenca Río Damas, bajo un análisis tectonoestratigráfico, que identifique cuáles son las principales variables que influyen en los cambios de relieve y la composición de los aportes sedimentarios de las posibles fuentes generadoras de este, de acuerdo a la arquitectura tectónica del área.

1.3.2 Objetivos específicos

Para llevar esto a cabo, se identificaron múltiples objetivos concretos, que permitirán el desarrollo del estudio:

- 1) Analizar en detalle la estratigrafía de la Formación Río Damas, evaluando el miembro superior.
- 2) Determinar las múltiples direcciones de proveniencia del aporte sedimentario asociado a la Formación Río Damas.
- 3) Clasificar los aportes principales de los sedimentos para esta formación.
- 4) Identificar el carácter asimétrico de las cuencas extensionales, entendiéndose para las cuencas Mesozoicas de la Cordillera Principal Andina Central.
- 5) Correlacionar el comportamiento de la Formación Tordillo en la Cuenca Neuquina, con respecto a la del Valle de las Arenas.

1.4 Ubicación y Vías de acceso

El área de estudio se localiza en la Región Metropolitana de Santiago, comuna de Cordillera, entre los 33°46' S y 33°50' S, y entre los 70°02' W y 69°58' W. En dirección hacia el este-sureste a 70 kilómetros por la ruta G-25 Camino a El Volcán, y aguas arriba del río Volcán, en el Valle de Las Arenas (Figura 2a). La figura 2b muestra a una escala 1:15.000 la traza de la sección estratigráfica (B-T), realizada en el área de estudio.

1.5 Metodologías

Se definieron diferentes metodologías para cada objetivo específico en particular para llevar a cabo el desarrollo de este trabajo:

a. Objetivo 1:

- Levantamiento de columnas estratigráficas a semidetalle del miembro superior.
- Identificación de estructuras sedimentarias.
- Mapeo geológico de la Formación Río Damas y área de estudio en particular.
- Descripción petrográfica semidetallada a muestra de mano.
- Análisis petrográfico cuantitativo por conteo modal de muestras en corte transparente en el microscopio.

b. Objetivo 2:

- Utilización de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) para identificar múltiples lineaciones en paleocorrientes.
- Mapeo geológico y trabajo estratigráfico de detalle.
- Identificación y análisis de las paleocorrientes, determinando los aportes con el análisis de cortes transparentes y realizando un conteo modal de las rocas presentes.

c. Objetivo 3:

- Análisis de los fragmentos de roca en el microscopio, de acuerdo con su forma, textura y origen.
- Utilización del método de Gazzi-Dickinson (Dickinson & Suczek, 1979; Ingersoll *et al.*, 1984), para determinar los orígenes de los fragmentos.

d. Objetivo 4:

- Investigación bibliográfica profunda de los antecedentes existentes para la Formación Río Damas-Tordillo que refleje un comportamiento similar.
- Identificar y relacionar la variación del espesor litológico hacia el sur como al norte del área de estudio.

e. Objetivo 5:

- Compilación de datos geológicos, estratigráficos, geocronológicos y estructurales para estudiar el comportamiento con características similares al caso presente.

La aplicación de estas técnicas más específicas podría enriquecer el análisis y ofrecer datos más precisos respecto del origen de la Formación Río Damas, permitiendo definir nuevos altos topográficos como fuentes probables generadoras de sedimentos que son acumulados desde diferentes direcciones sobre los bajos topográficos (cuencas).

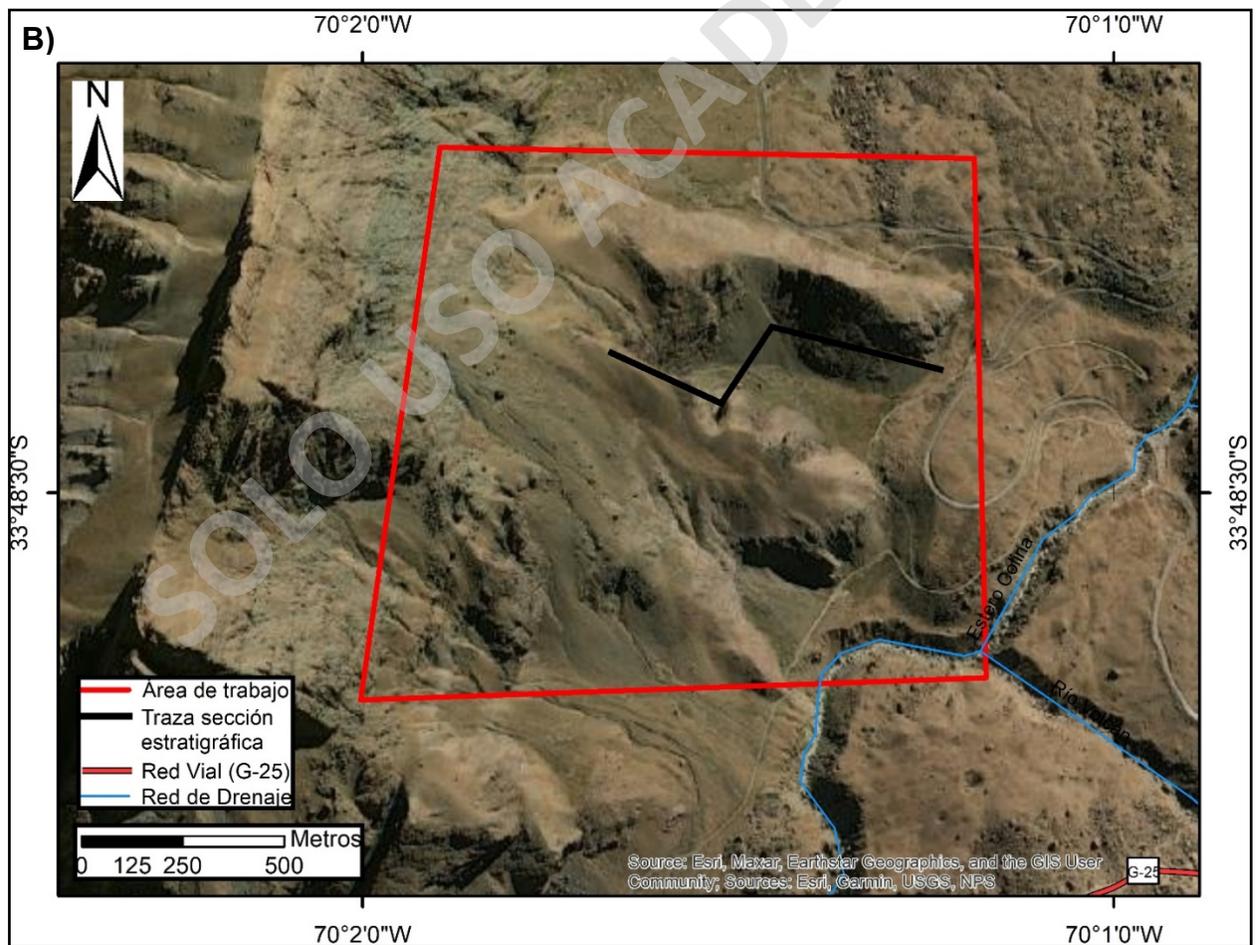
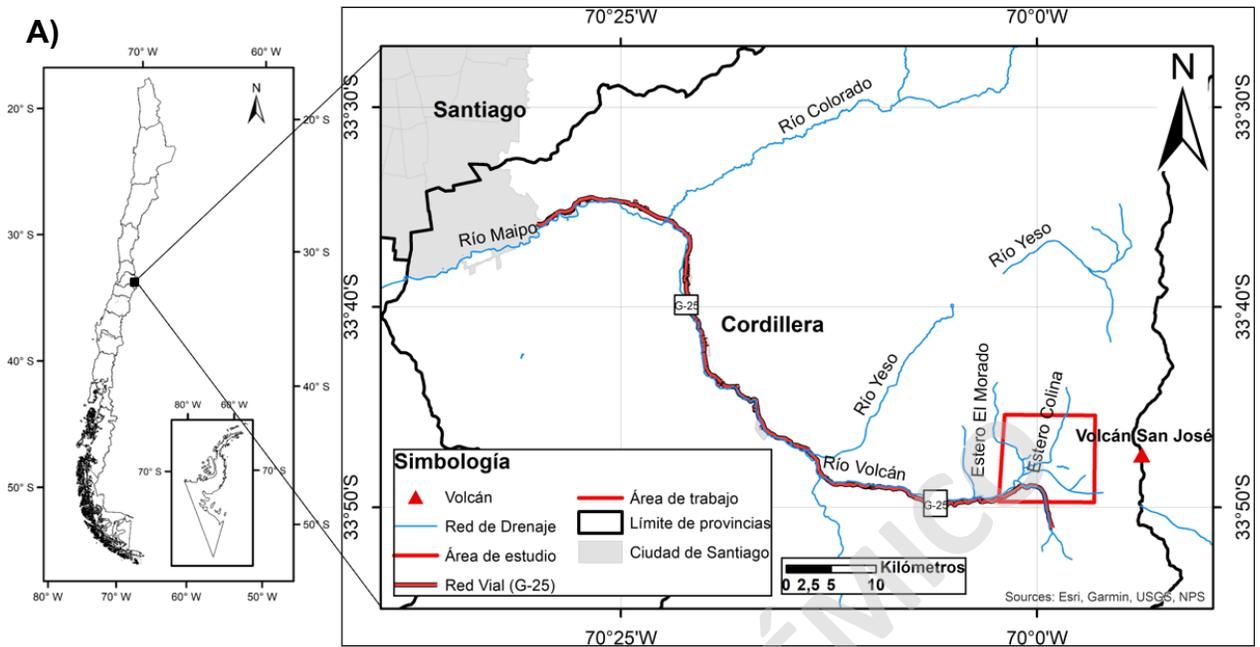


Figura 2. (A) Ubicación regional del área de estudio (Recuadro rojo). (B) Mapa de ubicación del área de trabajo 1:15.000 y traza de la sección estratigráfica (B-T) realizada.

II. MARCO TEÓRICO

2.1 Fábrica Magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

El concepto de fábrica magnética se refiere a la orientación espacial de los elementos que constituyen a una roca, tanto a nivel macroscópico como microscópico (Sander, 1930; Potter y Pettijohn, 1963), siendo estudiado a través de la orientación de los minerales en el fenómeno relacionado con la formación y deformación de los distintos tipos de rocas. Es así como su estudio es muy útil para realizar reconstrucciones geológicas. Por otro lado, la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) describe la fábrica magnética de la roca, que está determinado por la orientación preferencial de los minerales generalmente ferromagnéticos internos que contiene, analizando el grado de anisotropía y determinando el tipo de fábrica que posee (oblata o prolata). La aplicación en la comprensión de los procesos sedimentarios, generalmente muestran un leve grado de anisotropía AMS con una fábrica de elipsoide de susceptibilidad oblata, y a medida que la fábrica se vuelve más prolata, se relaciona a procesos tectónicos, aunque también ocurre si la fábrica se vuelve oblata, pero con un alto grado de anisotropía. Sin embargo, en ocasiones se utiliza para la determinación de las direcciones de la paleocorriente (Ellwood, 1980; Flood *et al.*, 1985) (ya sea obtenida mediante análisis de estructuras sedimentarias u otras técnicas) ya que, ha sido un enfoque sólido para establecer el mecanismo de transporte y depositación de sedimentos; por lo tanto; el estilo de relleno de la cuenca. De acuerdo con lo anterior, se desarrolla un análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) en rocas y sedimentos consolidados, para determinar las direcciones de origen de la paleocorriente y sus velocidades relativas de suministro de sedimentos, como también para caracterizar la superficie de depósito original y la configuración de la cuenca (Veloso *et al.*, 2007; Anchuela *et al.*, 2013; Papanna *et al.*, 2014; Tamaki *et al.*, 2015).

Mediante una recolección de muestras representativas, y considerando la alta sensibilidad de las fábricas AMS a la deformación, se espera tomar un muestreo en rocas no deformadas, y sedimentos consolidados con estructuras sedimentarias visibles para evitar alteraciones locales de las direcciones de la paleocorriente, perforando con una motosierra SiTHL. Se debe medir la intensidad de la susceptibilidad magnética (K_{bulk}) y las orientaciones de un elipsoide triaxial

compuestos por los ejes principales de AMS a temperatura ambiente, utilizando un artefacto medidor de susceptibilidad, como el “Kappabridge”, modelo de medidor de susceptibilidad KLY-3S, que fue utilizado en la investigación de Tamaki *et al.*, (2015). La fábrica AMS es descrita como un tensor simétrico de segundo rango (Hrouda, 1982), que mide la orientación y la forma de la fábrica que resulta en la determinación de la orientación. Este está contenido por vectores principales que representan los ejes de susceptibilidad magnética máximo (Kmax), intermedio (Kint) y mínimo (Kmin) obtenidos de las mediciones realizadas en la roca o en sedimento blando consolidado (Figura 3). De acuerdo con lo anterior, su uso es un buen indicador de paleocorriente y deposición de las rocas (Veloso *et al.*, 2007; Anchuela *et al.*, 2013; Papanna *et al.*, 2014; Tamaki *et al.*, 2015).

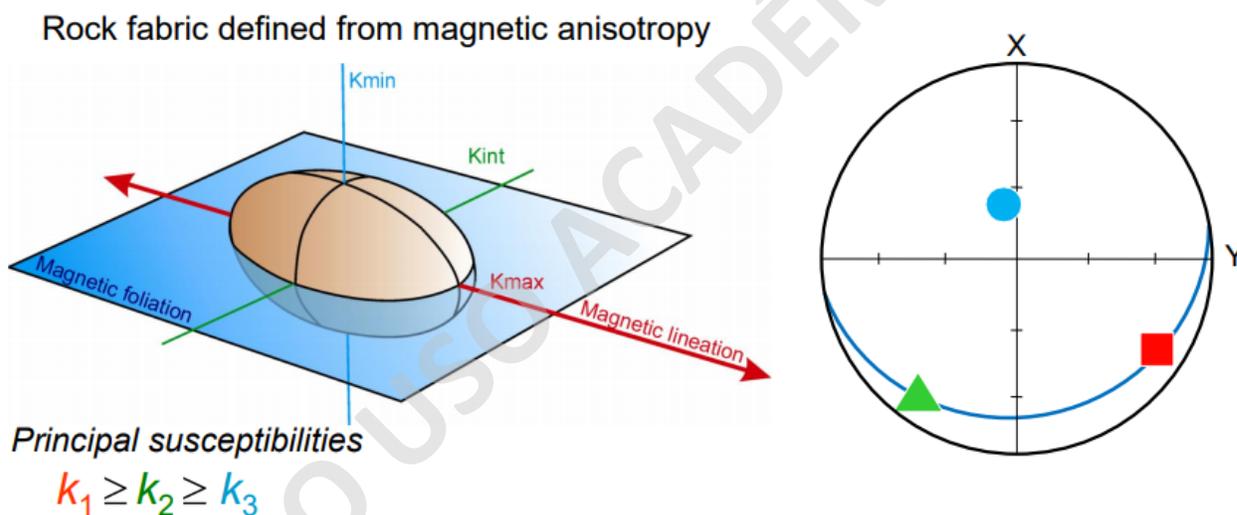


Figura 3. Visualización de los componentes de la fábrica magnética de la roca (Martin Chadima, s.f.). Ejes de susceptibilidad magnética k1: Kmax; k2: Kint; k3: Kmin.

La determinación de las direcciones de las paleocorrientes se obtienen mediante la oblicuidad entre los planos de las rocas y las fábricas AMS, utilizando el rumbo del plano que mejor se ajuste por los ejes Kmin y Kint en conglomerados y areniscas de grano grueso (Tarling y Hrouda, 1993), utilizando la inclinación de los ejes Kmin con respecto al polo del plano de la estratificación tanto para sitios con areniscas y para lutitas de grano medio a fino (Liu *et al.*, 2001).

2.2 Proveniencia sedimentaria

La proveniencia sedimentaria proporciona una guía en la naturaleza de las rocas generadoras del terreno en que se derivan los detritos arenosos que se acumulan en entornos de cuencas de depositación (Figura 4). Está determinada por el área de origen, el clima y el relieve (Pettijohn *et al.*, 1972), aunque en áreas de intenso tectonismo, la actividad magmática, como la rápida acumulación y enterramiento de detritos, el tipo de roca madre determina la composición de los sedimentos más que el clima y el relieve (Dickinson, 1970). Sin embargo, también está dada por medio de la composición del material sedimentario de baja granulometría, es decir, areniscas que son influenciadas por el carácter de está, la naturaleza de los procesos sedimentarios dentro de la cuenca depositacional y el tipo de recorridos de dispersión que se ejercen hacia la cuenca bajo condiciones tectónicas (Dickinson y Suczek, 1979). Sus estudios son desarrollados desde 1970, a partir de las proporciones de los granos de una estructura detrítica, con la finalidad de elaborar modelos petrológicos que se ajusten a la realidad y que expliquen el origen de la composición de las areniscas para estudios paleoclimáticos o paleotectónicos (Blatt, 1967).

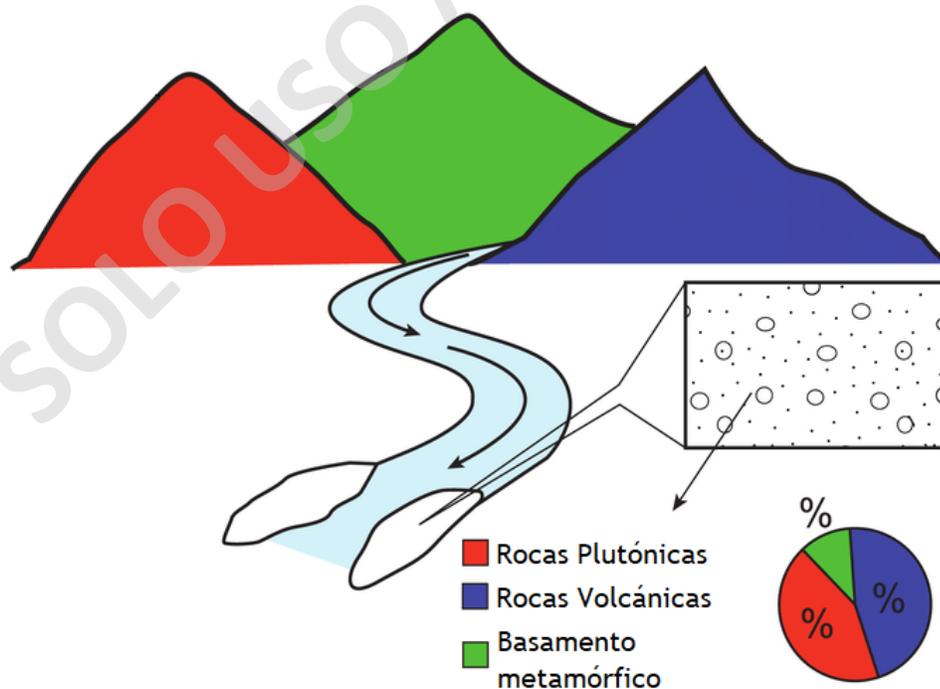


Figura 4. Representación esquemática de la proveniencia sedimentaria. En color se establecen diversas fuentes de origen de sedimentos, amalgamados por procesos de transporte de sedimentos río abajo, clasificando el terreno fuente. Modificado de Gray *et al.*, 2019.

2.2.1 Tipos de Procedencia

Las cuencas sedimentarias comúnmente pueden recibir sedimentos de un tipo en particular de procedencia, las que se pueden representar, clasificar y subdividir en la figura 5 como representante de variantes de las principales clases de procedencia:

a. Bloque continental: las fuentes de sedimentos se encuentran en escudos, plataformas o en bloques de basamento alzados por fallas activas.

- Cratón interior
- Continental transicional
- Basamento alzado ocurren a lo largo en zonas de rupturas

Por lo general las arenas cuarzosas suelen derivarse de los interiores de cratones estables con bajo relieve, mientras que las arenas un poco feldespáticas forman un grupo de transición y las arenas más feldespáticas son arcosas derivadas de alzamiento del basamento donde la erosión corta la corteza continental.

b. Arco magmático: las fuentes están dentro de orógenos de arcos activos de islas o márgenes continentales activos. Arcos erosionados por arcos no seccionados presentan una cubierta volcánica casi continua, mientras que los arcos disecados presentan plutones cogenéticos expuestos por la erosión del techo.

- Arco disecado
- Arco transicional
- Arco no disecado

Las arenas generadas por lo general corresponden al tipo litofeldespáticas y feldespatoslíticas. Las arenas con más contenido de líticas son derivadas de un arco no seccionados,

mientras que a medida que disminuye el contenido de líticos evolucionan de un grupo de transición a arenas volcánicas plutónicas derivadas de arcos disecado donde la erosión tiene batolitos expuestos debajo de la cubierta volcánica, aunque también arenas provenientes de plútones del arco magmático suelen desarrollar arenas arcósicas.

c. Orógeno reciclado: las fuentes se deforman generando alzamiento de las secuencias de rocas en zonas de subducción, a lo largo de la colisión de orógenos o dentro de cinturones compresivos de antepaís.

- Cuarzosa reciclada
- Transicional reciclado
- Lítico reciclado

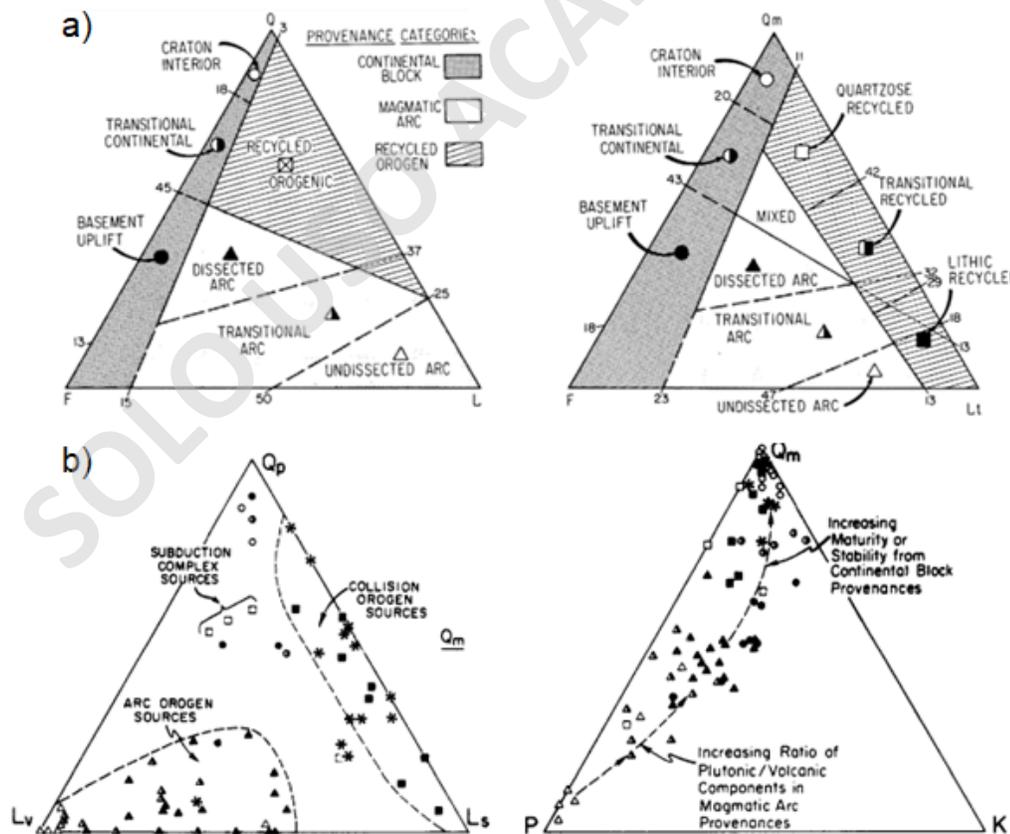


Figura 5. a) Gráfica superior QFL (izquierda) y QmFLt (derecha) para arenas terrígenas que muestran subdivisiones según el tipo de procedencia inferido, modificadas según Dickinson y Suczek (1979). b) Gráfica

inferior QpLvLs (izquierda) y QmPK (derecha) muestran las proporciones medias de fragmentos líticos policristalinos y monocristalinos respectivamente para series de areniscas seleccionadas, derivadas de diferentes tipos de procedencias por Dickinson & Suczek (1979).

2.2.2 Conteo modal de Gazzi-Dickinson

El método de conteo de puntos está determinado por medio de parámetros y criterios para la identificación de los componentes de las muestras. Dickinson (1970) considera la matriz y cemento como diámetro máximo 0.03 mm en una sección delgada, descartando todos los granos tamaño limo grueso (entre 0.03 y 0.0625 mm). Este método clasifica los cristales monominerales y otros granos tamaño arena, ubicados dentro de los fragmentos de roca más grandes, como cristal u otro grano, en lugar de los fragmentos de roca más grandes. Para efectos de la presente investigación, el conteo se consideró en 400 puntos para una mayor representatividad de la muestra y para mitigar el error asociado en la variabilidad de los resultados, ya que en general para los parámetros de grano seleccionados son probablemente menos del 5% de toda la roca para conteos individuales y las desviaciones estándar para las muestras múltiples son comúnmente del 5 al 10%, pero rara vez del 10 al 15%, de la roca entera (Van der Plus y Tobi, 1965) (Figura 6).

Este método se utiliza principalmente para delimitar las representaciones estadísticas de las composiciones modales de las muestras de rocas, siendo el de Gazzi-Dickinson el que mayores ventajas presenta con el fin de diferenciar las rocas generadoras, ya que fuerza automáticamente el conteo en la mayor potencia conveniente, sobreestimando la cantidad de monomineral y subestimando la cantidad de líticos, induciendo una determinación de grano más específica en que rocas generadoras similares producirán composiciones modales similares sin importar el tamaño de grano o la historia de compactación del sedimento (Ingersoll *et al*, 1984). Aunque estas generalizaciones sólo se aplican a situaciones en las que otros factores como el transporte, el entorno deposicional y la diagénesis están subordinados en importancia (Suttner 1974).

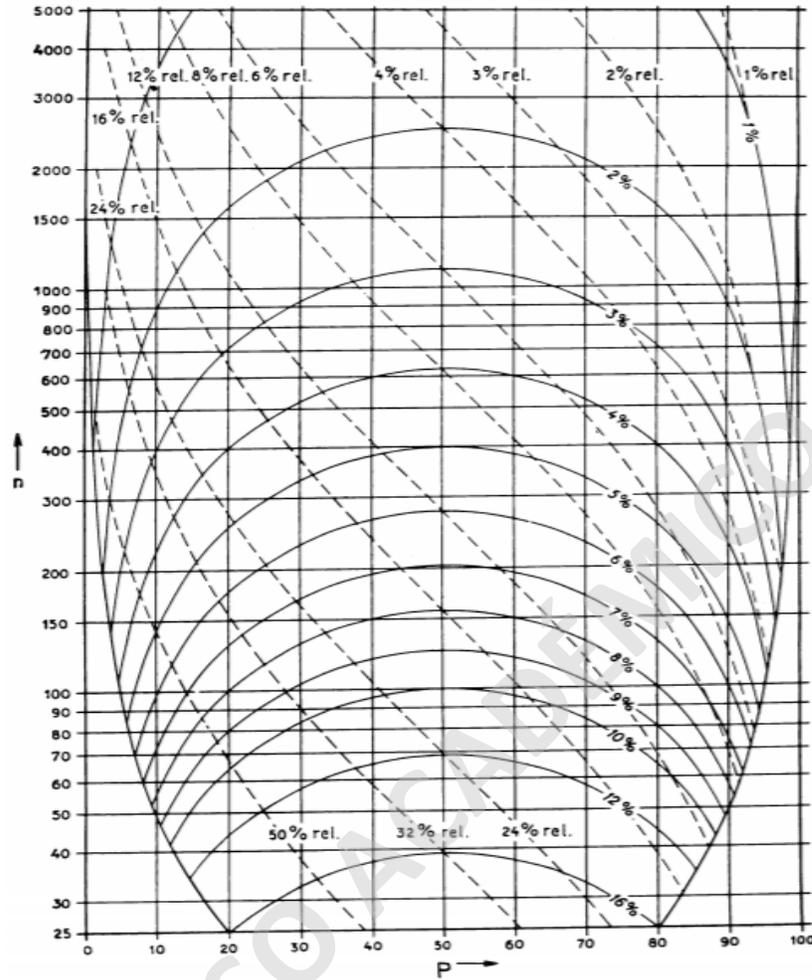


Figura 6. La gráfica presenta la confiabilidad de los resultados del conteo de puntos basado en el doble de la desviación estándar. Extraído de Van der Plas y Tobi, (1965).

Gazzi-Dickinson (1979) propone cuatro diagramas triangulares complementarios utilizados para conjuntos de poblaciones de granos diferentes que permiten discriminar procedencia y tipos de cuencas:

- Los gráficos QFL y QmFLt (Figura 5a) muestran poblaciones de granos, pero el primero con énfasis en la estabilidad del grano sobre meteorización, relieve de procedencia, mecanismo de transporte y roca madre, mientras que el segundo en el tamaño de grano de las rocas generadoras.

- Las gráficas QpLvLs y QmPK (Figura 5b) muestran solo poblaciones de granos parciales, pero revelan el carácter de los componentes policristalinos y monocristalinos de la estructura, respectivamente.

Los ápices o polos de los triángulos de clasificación de la figura 5, son la representación de las proporciones recalculadas de las categorías que definen los tipos de granos que fueron determinados por el conteo de punto modal (Graham *et al.* 1976), que en la Tabla 1 se presentan.

Parámetro	Descripción
Q	Granos de cuarzo totales (y fragmentos líticos policristalinos como chert y cuarcita)
F	Granos de feldespato monocristalino
L	Fragmentos líticos policristalinos ígneos, sedimentarios y metamórficos
Qm	Granos de cuarzo monocristalinos
Lt	Fragmentos líticos policristalinos totales y variedades de cuarzo
Qp	Granos de cuarzo policristalino, chert
P	Granos de plagioclasa-feldespato
K	Granos de feldespato-K
Lv	Fragmentos de roca volcánica, metavolcánica y hipabisal
Ls	Fragmentos de roca sedimentarias-metasedimentarias inestables

Tabla 1. Parámetros de los ejes de diagramas triangulares de proveniencia sedimentaria (Dickinson y Suczek (1979); Dickinson *et al.*, 1983).

Esta memoria tiene el propósito de demostrar la utilidad del método de Gazzi-Dickinson para determinar la procedencia de las areniscas de la Formación Río Damas durante el Jurásico Superior, que fueron derivadas del área de origen en su momento de depositación.

2.3 Antecedentes de estudios previos

De acuerdo con la bibliografía estudiada, como también los antecedentes que se presentan en el área de la Cordillera Principal Oriental, referente a la Formación Río Damas en el dominio estructural de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua, se pretende llevar un registro para las rocas que afloran entre las latitudes 33°46'-33°50'S. Sin embargo, se han establecido pocas

investigaciones al respecto que enfoquen su objetivo en proveniencia sedimentaria y tectonoestratigrafía en particular. Con lo anterior, existen estudios con la misma finalidad hacia el sur (continuando con la Formación Río Damas) y áreas orientales argentinas con la Formación Tordillo.

A continuación, se presenta una síntesis de los autores que han realizado estudios, entregando datos duros estratigráficos, estructurales, cronoestratigráficos y tectonoestratigráficos de la formación en observación:

- a. **Klohn (1960)** define las rocas mesozoicas de la Formación Río Damas como: “*una secuencia de sedimentos clásticos, finos y gruesos, con intercalaciones de potentes capas de rocas volcánicas, efusivas y piroclásticas*”, presentando una gran potencia en el área del río Volcán, Valle de La Engorda.
- b. **Charrier et al., (2002)** en su investigación revisan las evidencias de inversión tectónica en los Andes Centrales del sur entre los 33° y 36°S, y proponen que la Falla El Fierro es una falla normal de borde de cuenca invertida.
- c. **Giambiagi et al., (2003a)** observaron variaciones considerables de los espesores en los estratos del Jurásico Superior, impulsado por la presencia activa de la falla Chacayal, que pone en contacto un alto espesor de la Formación Tordillo (2.000-1.500 m) al oeste, sobre la unidad cretácica, presentándose al este una potencia de 400 m nuevamente para la formación Jurásica.
- d. **Giambiagi et al., (2003b)** observaron geometrías de cuña en abanico en las rocas de la Formación Río Damas, sugiriendo depositación sintectónica asociada a una falla extensional de vergencia oeste.

- e. En el trabajo de memoria de título de **Calderón (2008)** se definen detalladamente los tres miembros de la Formación Río Damas en el área del presente estudio, además, define una paraconcordancia entre los miembros intermedio Cerro Catedral y superior Punta Zanzi, respecto del cambio de material aportado y de facies, predominando las fangolitas en zonas proximales de flujos de barro y detríticos. Por otro lado, establece que la cuenca Río Damas presenta ciclos de subsidencia de carácter cíclico en el marco de un proceso de regresión marina regional.
- f. **Calderón et al., (2009)** realizan el muestreo sistemático de la Formación Río Damas y Lo Valdés, reconociendo tres cuerpos intrusivos graníticos que influyen en las asociaciones minerales de la alteración que afecta a estas rocas. Además, desarrollaron un mapeo de la formación separando tres miembros litoestratigráficas.
- g. **Aguirre et al., (2009)** definen por medio de análisis U-Pb en circones de areniscas volcanogénicas en el valle del río Volcán una edad máxima depositacional alrededor de 150 Ma Titoniano.
- h. **López-Gómez et al., (2009)** definen tres miembros litoestratigráficas para la Formación Tordillo en el área del Valle Cañada Ancha, al norte de la Cuenca Neuquina, Argentina. Contribuyen describiendo los controles en la sedimentología, estratigrafía detallada y la arquitectura depositacional, resultando que el tectonismo en esa zona refleja la migración hacia el este del arco volcánico andino que controla el desarrollo de superficies limítrofes, hundimientos, como una evolución de estilo fluvial con presencia de depósitos de flujo piroclástico.
- i. **Spalletti et al., (2013)** se refieren a la subsidencia térmica por enfriamiento cortical y la subsidencia mecánica, determinando que el patrón de la distribución de los espesores de las cuencas sedimentarias que se forman es fuertemente asimétrico, debida a la flexión elástica producto de la carga de estructuras cabalgantes o sobrecorrimientos, que por reactivación

de fallas intracuencales antiguas de rift, consideran la acomodación por flexura relacionada con la carga debida al crecimiento del arco magmático, solo para los depocentros noreste y este de las cuencas proximales a la fuente volcánica. A raíz de esto, se generaría la creación de espacio para la acumulación sedimentaria, lo que lo hace complejo.

- j. **Naipauer *et al.*, (2014)** presentan nuevos datos geocronológicos U-Pb para la Formación Tordillo, complementando con las ya definidas en la región como fuentes de sedimentos el arco Jurásico Andino con edades de 144, 153 y 178 Ma, y dos fuentes secundarias de 218 y 275 Ma, que corresponden a rocas del ciclo pre-Cuyo y a la provincia magmática Choiyoi respectivamente. Las rocas del noroccidente de la Cuenca Neuquina presentan una fuente mayormente del arco Jurásico, como también, cambios importantes en la procedencia producto de los cambios globales del nivel del mar y el alzamiento de la topografía de la Cordillera del Viento noroccidental y el Alto de Huincahuasi al sur.
- k. **Rossel *et al.*, (2014)** presentan datos geocronológicos para las rocas sedimentarias de la Formación Río Damas-Tordillo entre 33° y 35.5°S, definiendo por análisis U-Pb una edad máxima de 146.4 ± 4.4 Ma, correspondiendo al Titoniano para la sedimentación de las rocas sedimentarias del Jurásico Superior, permitiendo comprender mejor la posición estratigráfica, fuentes, evolución, y el escenario tectónico del vulcanismo por un modelo evolutivo. La presencia de múltiples cambios en el espesor, como lo es una disminución en el contenido de rocas volcánicas de oeste a este, indica que la contribución del material volcánico es proveniente del oeste. Respecto al área del presente estudio, los autores sugieren un mayor ajuste tectónico con un fallamiento más activo en cuanto a la importante cantidad de grandes clastos volcánicos en la base de la sucesión. La procedencia está enmarcada por fuentes de granitoides del Jurásico medio a Superior, y las formaciones Horqueta y Ajiac ubicadas en la actual Cordillera de la Costa.
- l. **Mescua *et al.*, (2014)** presentan un modelo estructural para el sector interior de la faja plegada y corrida de Malargüe a los 35°S al sur del área de estudio de la presente investigación, restaurando el área para construir el pre-Andino. Este modelo detalla la

existencia del depocentro Río del Cobre en la parte occidental de la Cuenca Neuquina y al oriente el depocentro Los Blancos, los que se encuentran controlados por fallas normales del Mesozoico de alto ángulo que desarrollan anticlinales producto de la inversión tectónica, que siguen la tendencia de fallas maestras de las fisuras jurásicas con tendencia hacia el norte N-NW, esto según la variación de espesores, además de las facies de las rocas mesozoicas y la Formación Río Damas que aumentan en espesor en más de 2.000 m en la falla del Río del Cobre. A su vez, proponen un modelo que explica que el adelgazamiento cortical en la Cuenca Neuquina fue compensado por un bloque relicto del orógeno de San Rafael del Paleozoico Temprano al oeste.

- m. **Tapia (2015)** entrega antecedentes de la paleogeografía mesozoica a los 35°S en la zona occidental y oriental de la Cuenca Neuquina, mediante datos de proveniencia en dataciones U-Pb en circones detríticos, sobre las secuencias del Jurásico medio y tardío, para definir variaciones de fuentes de aporte sedimentario y áreas de acumulación de sedimentos, originando un modelo evolutivo al respecto desde el Triásico tardío al Cretácico Temprano. A partir de sus datos, definió una variedad de fuentes de acuerdo con las edades de los circones detríticos, definiendo un origen de proveniencia del arco magmático, altos de basamento, Alto del Tordillo, provincia magmática de Choyoi, el Bloque San Rafael y Batolito Paleozoico de la Cordillera de la Costa, sin embargo, para Río Damas se tiene un aporte desde el arco volcánico Jurásico.
- n. **Mardones (2016)** considera el área de estudio como un solo dominio estructural la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua (FPCA). Por otra parte, propone que la vergencia de las estructuras de primer orden como la falla El Diablo y Chacayes-Yesillo presentan un sentido de transporte hacia el este, por el cual las estructuras constituyen un sistema de fallas inversas y de una falla lítrica inversa que involucra basamento, suponiendo un estilo de deformación piel fina/híbrida para el dominio.
- o. **Junkin & Gans (2019)** aclaran la distribución temporal y espacial del vulcanismo Jurásico medio al tardío en el centro de Chile a los ~35.15°S, bajo estudios geológicos y nuevos

datos geocronológicos para la Formación Río Damas de 151 ± 3 Ma como edad máxima depositacional, a partir de circónes detríticos de un conglomerado fluvial en U-Pb. Por otro lado, esta formación sugiere que la regresión resultó del levantamiento tectónico.

- p. **Mardones (2019)** desarrolla un modelo tectónico evolutivo entre los ($33^{\circ}30'S$ - $34^{\circ}S$) para las rocas mesozoicas, sobre la base de datos sedimentológicos, estructurales y geocronológicos, en el cual describe la estratigrafía en detalle, asignándole un ambiente depositacional a la Formación Río Damas, expuesta en distintas áreas, entre el valle Las Arenas y el valle del río Volcán, siendo esta última, parte del área del presente estudio. Además, enfoca su investigación en análisis de proveniencia sedimentaria, fuentes de aporte y nuevas edades radioisotópicas U-Pb en circónes detríticos en areniscas de la formación. La edad asignada es de 141.8 ± 2.0 Ma con peaks importantes de 143 Ma, 226 Ma y 250 Ma, y otras distanciadas correspondientes a 500 Ma, 660 Ma y 1160 Ma, indicando una procedencia de edades del Carbonífero al Jurásico Temprano, predominando los granos del Jurásico medio-tardío como fuente importante, el arco magmático Jurásico andino. Por otro lado, estructuralmente observó estratos de crecimiento y discordancias progresivas en la formación, que están asociadas a una falla normal invertida inferida, que generó el desarrollo de un hemi-graben parcialmente invertido o geometrías en arpón con evidencias de deformación extensional como onlaps, que indicarían la existencia de un depocentro al norte del valle de Las Arenas.
- q. **Mescua *et al.*, (2020)** enfocan su estudio en evidencias extensionales de los controles depositacionales de la Formación Tordillo, en la cuenca norte de Neuquén con base en el análisis de: variaciones de facies, procedencia de areniscas, variaciones de espesor y patrones de subsidencia. La extensión en el norte fue coetánea con las áreas centrales de la cuenca y el alzamiento transpressional del arco Huincul al sur de la cuenca. Por otro lado, la procedencia indicó que los sedimentos se suministraron desde el occidente como del oriente, correspondientes al Grupo Choiyoi y rocas volcánicas del arco Jurásico. Las variaciones de espesor y evidencias estructurales de extensión coinciden con las fallas

maestras de la grieta del Jurásico Temprano, infiriendo que en el área norte la depositación estuvo controlada por fallas normales.

- r. **Acevedo *et al.*, (2020)** realizan estudios de procedencia sedimentaria en el área norte de la Cuenca de Neuquén (valle del Río Blanco, Argentina), en el que evidencia incrementos considerables de espesores en la Formación Tordillo hacia el oeste (a través de la Faja Plegada y Corrida de Aconcagua), con un suministro de sedimentos ubicado en el E-SE, sugiriendo que la sedimentación está controlada por fallas con desplazamiento NNW, en un escenario extensional. Además, los análisis de facies indican colapsos de altos topográficos.

Los estudios tectonoestratigráficos propuestos en los últimos años para la Formación Río Damas-Tordillo, han demostrado ser una pieza importante para la reconstrucción de la depositación de las unidades mesozoicas a nivel mundial, ya que producto de los estudios que se han realizado, se han recopilado antecedentes que permiten construir y desarrollar análisis más profundos bajo técnicas y metodologías descriptivas. A modo de síntesis, se presenta a continuación una línea de tiempo que resume los antecedentes que se tienen del estudio de la Formación Río Damas-Tordillo en el área de estudio y la cuenca de Neuquén en general (Figura 7), destacando los principales hitos de esta:

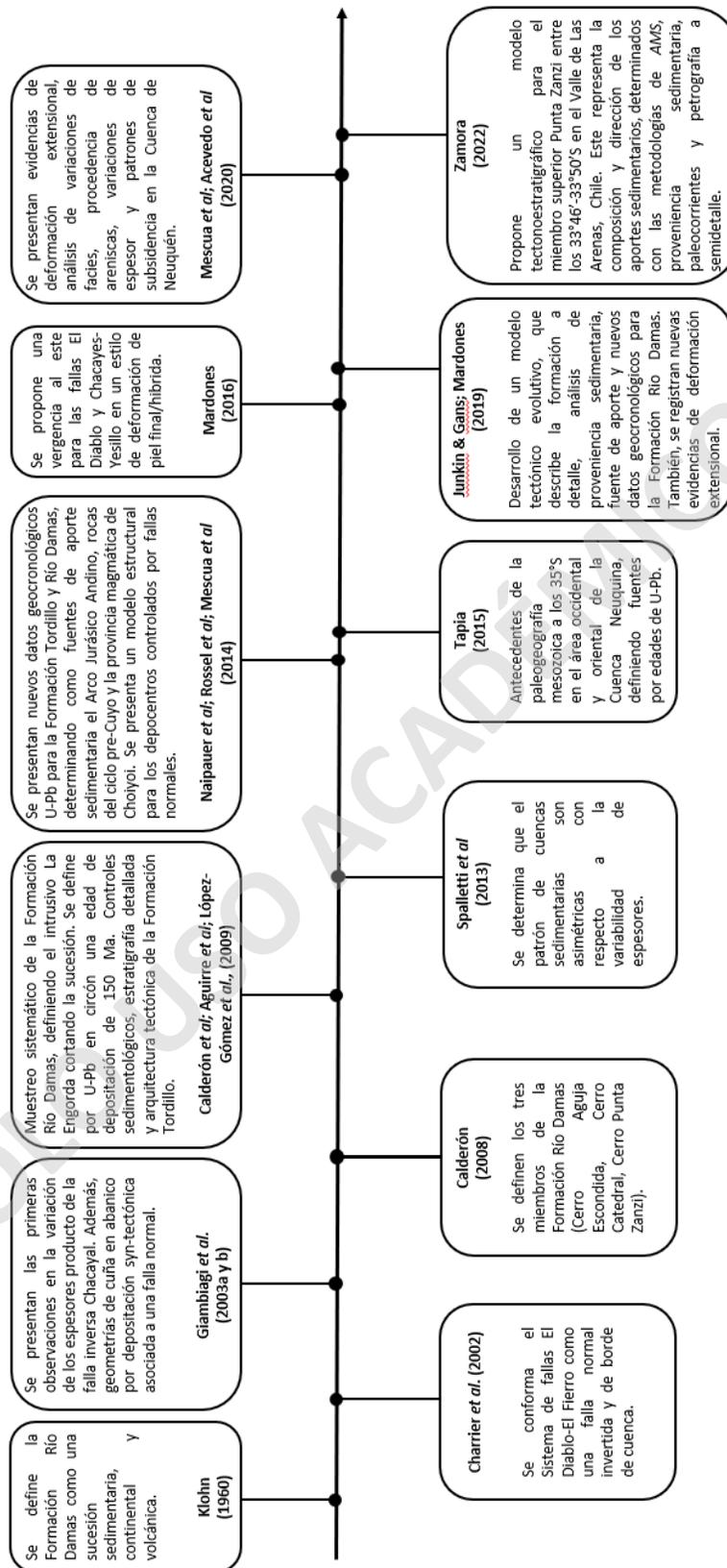


Figura 7. Línea de tiempo de los antecedentes bibliográficos recopilados para la Formación Río Damas-Tordillo.
Fuente: Elaboración propia sobre la base de los autores mencionados previamente.

III. MARCO GEOLÓGICO

3.1 MARCO GEOTECTÓNICO

El desarrollo del orógeno andino en el margen occidental de Sudamérica ha evolucionado desde el Jurásico, de acuerdo con las variaciones de la velocidad negativa del retroceso de la trinchera oceánica en promedio, mediante una subducción con régimen extensional, controlada por la velocidad de la placa del Gondwana Occidental (Ramos, 1999 y 2010). Estos factores conducen al despliegue de condiciones extensionales y/o compresivas sobre el margen continental, que en conjunto con la formación de sistemas de fallas a lo largo del margen occidental de Gondwana durante el Triásico tardío y Jurásico Temprano, dio origen a una serie de cuencas en los Altos Andes Centrales argentino-chileno. Ejemplos de lo anterior son La Ramada (Álvarez, 2002), Aconcagua (Giambiagi *et al.*, 2002) y Mendoza-Neuquén (Álvarez y Ramos, 1997; Álvarez, 2002), está última, conllevó una serie de depocentros ajustados y apartados (Manceda y Figueroa, 1995; Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001).

Durante el Ciclo Tectónico Andino, a comienzos del Jurásico Temprano tardío y hasta finales de ésta (en el Cretácico Inferior), la subducción de la placa Phoenix comenzó su actividad de manera continua, con un vector de convergencia SE e ilustrando la evolución del margen continental activo del oeste de Gondwana y América del Sur durante la ruptura y la deriva continental. Este fenómeno está descrito por cambios paleogeográficos importantes a consecuencia de la modificación del patrón de convergencia, la subducción tectónica (Charrier *et al.*, 2007) y la evolución de un arco magmático, que conduce a una subsidencia del trasarco dentro de la Cuenca Neuquina (Howell *et al.*, 2005). Se desarrolla la formación de cuencas extensionales en el margen continental con un relleno de sedimentos de 4.000 m (Vergani *et al.*, 1995), que otorga las condiciones para la formación de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 2000), ambos rellenos por sedimentos marinos y continentales, ubicados en la región norte de la cuenca de Neuquén (Giambiagi *et al.*, 2003b; Oliveros *et al.*, 2012). Producto de la tectónica anteriormente descrita, desde el periodo Jurásico - Cretácico Inferior, la subducción de la placa de Phoenix fría y densa bajo el continente sudamericano resultó en el retroceso de la subducción,

sumado a una constante migración de la fosa oceánica, un adelgazamiento de la corteza continental y el desarrollo de una paleogeografía de tendencia N-S a gran escala (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). Además, se produjo un intenso magmatismo voluminoso, gracias a un período de subducción activo y tectónica extensional/transtensional (Schueber y González, 1999; Grocott y Taylor, 2002; Creixell *et al.*, 2011; Oliveros *et al.*, 2006, 2007). Este fenómeno originó un arco magmático emplazado en la Cordillera de la Costa y extensas cuencas de trasarco al este (Vicente, 2006; Charrier *et al.*, 2007; Martínez *et al.*, 2012).

En la zona central de Chile, el dominio del arco Jurásico está representado por un basamento de rocas metasedimentaria y plutónicas del Carbonífero-Pérmico, además de depósitos volcánicos asociados al Grupo Choiyoi, que se encuentran cubiertas por lavas volcánicas ácidas y rocas piroclásticas de la Formación Ajjal del Jurásico Inferior y la Formación Horqueta del Jurásico Superior (Vergara *et al.*, 1995) (Figura 8). Hacia la Cordillera Frontal también aflora el basamento, compuesta por las formaciones: Río Colina (de origen sedimentaria-volcánica-marina); Río Damas en Chile y denominada Tordillo en Argentina, que se encuentra a lo largo de la Cuenca Neuquina, y representan depósitos volcano-sedimentarios del Jurásico Superior (Kimmeridgiano - Titoniano) (Davidson y Vicente, 1973; Legarreta, 1976; Yrigoyen, 1979; Thiele, 1980; Mescua *et al.*, 2008; Spalletti *et al.*, 2008; Zavala *et al.*, 2008; López-Gómez *et al.*, 2009; Naipauer *et al.*, 2012, 2014), reflejando la transición entre el cierre del primer evento de transgresión-regresión jurásica y el inicio del segundo evento; este último comenzó en el Titoniano y generó diferentes depocentros en la parte occidental de la cuenca (Mescua, 2011; Mescua *et al.*, 2008), producto de la reactivación de fallas normales que participaron en el desarrollo temprano de la extensión de la cuenca de trasarco (hundimiento tectónico) (Charrier *et al.*, 2007). Posteriormente, durante la época del Cretácico Superior se habrían depositado los estratos marinos tito-neocomianos de la Formación Lo Valdés y rocas sedimentarias marinas y no marinas de la Formación Colimapu, conformando lo que se define como Cordillera Principal Oriental (Fock, 2005; Figura 8 y 9).

Por otro lado, se define la Cordillera Principal Occidental por rocas del Eoceno-Oligoceno a Mioceno Inferior, que componen las formaciones Abanico y Farellones (Fock, 2005); además de rocas de arco volcánico e intrusivas del Cenozoico superior (Giambiagi y Ramos, 2002).

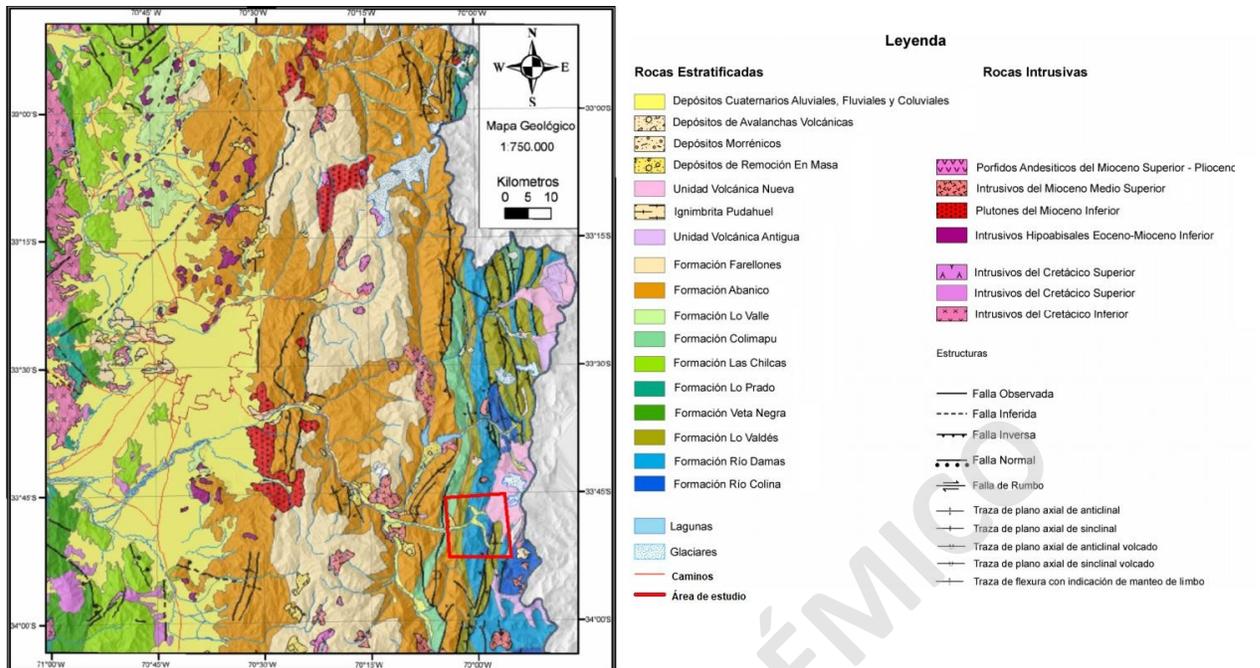


Figura 8. Mapa geológico del área de estudio en rojo y leyenda. Modificado de Thiele (1980), Sellés y Gana (2001) y SERNAGEOMIN (2003).

3.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL - GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL VALLE DE LAS ARENAS, RÍO VOLCÁN, BAÑOS MORALES

3.2.1 UNIDADES ESTRATIFICADAS

A continuación, se presentan las formaciones descritas en trabajos previos en el área de estudio, considerando solo las formaciones aledañas y en contacto con la Formación Río Damas (cuadro negro, Figura 9). La figura 9 presenta la columna generalizada y la distribución de las principales formaciones de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal de Chile y Argentina (Fock, 2005).

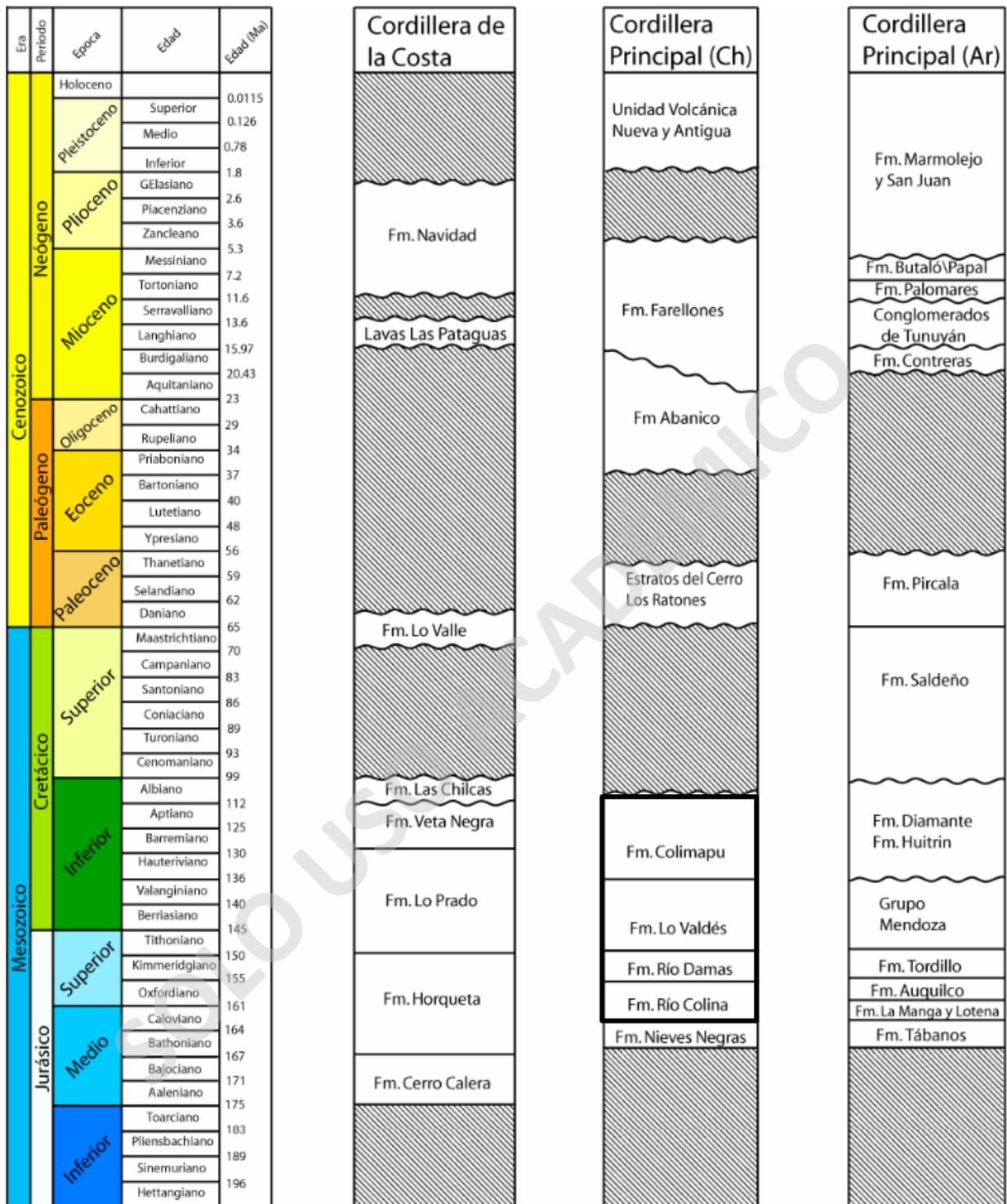


Figura 9. Columna generalizada desde el Jurásico Medio. Tomada de Fock (2005) el cual está basado en Thiele, (1980), Nasi y Thiele (1982), Vergara *et al.*, (1995), Ramos *et al.*, (1996), Sruoga *et al.*, (2000), Wall y Lara (2001), Sellés y Gana (2001), Charrier *et al.*, (1996, 2002^a, 2002^b), Encinas *et al.*, (2003), Giambiagi *et al.*, (2003^a, 2003^b).

3.2.1.1 Formación Río Colina (González, 1963)

Sucesión sedimentaria, marina y volcánica definida en el valle del Río Colina por González (1963), con una potencia promedio de 800 m en Río Colina (Thiele, 1980) (Figura 10) y mínima de 1000 m en el Estero del Plomo, de base desconocida, pero aparentemente concordante con la Formación Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 1997), mientras que hacia el techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas (Thiele, 1980). Se compone litológicamente de un conjunto de rocas sedimentarias clásticas (areniscas, lutitas calcáreas fosilíferas); marinas fosilíferas (calizas) intercaladas con potentes lentes de evaporitas (yeso); y rocas volcánicas andesíticas. Se designa una edad Caloviana-Oxfordiano (Thiele, 1980), según su contenido fósil, el que se asocia a un ambiente marino profundo con variaciones rítmicas de aporte sedimentario variando a un nivel somero hacia el techo (Mardones, 2019). Se correlaciona con el miembro superior de la Formación Valle Grande, en la provincia de Curicó (González y Vergara, 1962); el miembro Santa Elena, de la unidad superior de la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960); y el miembro medio de la Formación Lagunillas descrito por Aguirre (1960), en la zona del nacimiento del río Juncal, provincia de Aconcagua. En el territorio argentino esta formación presenta el nombre de Yeso Principal (Schiller, 1912), o Auquilcoense (Groeber, 1946), Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco (Giambiagi *et al.*, 2001).

3.2.1.2 Formación Río Damas (Klohn, 1960)

Sucesión sedimentaria, continental y volcánica definida por Klohn (1960), en el valle del río de las Damas, río Tinguiririca, en la provincia de Colchagua, que aflora en el área de estudio como una franja norte-sur (Figura 10). Presenta un espesor promedio de 3.000 m de sucesión y se divide en tres miembros litoestratigráficos principales: Miembro Cerro Aguja Escondida, Miembro Cerro Catedral, Miembro Punta Zanzi (Figura 10), con espesores promedio de 500, 2.250, 1.200 m respectivamente (Calderón, 2008), y con una gradación normal (Calderón *et al.*, 2009), presentando diferencias en sus características texturales y petrográficas.

En general su base se encuentra en concordancia con la Formación Río Colina, aunque según Calderón *et al.* (2009), se encuentra instruida por un stock granítico de anfíboles denominado Intrusivo La Engorda; Hacia el techo concordante con la Formación Lo Valdés (Klohn, 1980). Litológicamente se compone como un complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos, de conglomerados y brechas conglomerádicas intercalados con areniscas, limolitas y rocas volcánicas andesíticas; y sedimentos químicos en menor proporción hacia el techo. Se reconocen múltiples estructuras sedimentarias como: estratificación cruzada planar, laminación planar, paralela y cruzada en artesa, estructuras de carga, gotas de lluvia, grietas de desecación y gradación tanto normal como inversa en las areniscas, además de paleocanales (Mardones, 2019).

El miembro Cerro Aguja Escondida se encuentra ubicado en la zona más oriental de la formación (Figura 10), y corresponde a una sucesión volcánica y volcanoclástica, presentando de base a techo areniscas masivas; coladas de lavas intercaladas con tobas líticas de lapilli (Calderón, 2008). El miembro intermedio Cerro Catedral posee un color pardo rojizo, corresponde a una sucesión sedimentaria con abundantes estructuras sedimentarias, que de base a techo se compone de tres unidades sedimentarias (Calderón, 2008). De manera general, contiene brechas conglomerádicas y conglomerados intercalados de areniscas y escasas tobas, que subyacen una sucesión de conglomerados que disminuyen y aumentan su proporción de areniscas y abundante fangolita (Calderón, 2008). El miembro superior Punta Zanzi color verde, se encuentra en la parte más occidental de la formación en general (Figura 10), compuesta de base a techo por: conglomerados, areniscas y areniscas calcáreas con contenido de carbonatos (Calderón, 2008).

Según su relación de contactos, se puede estimar una edad relativa Kimmeridgiana, al presentarse en contacto con rocas que van desde el Títoniano inferior (Formación Lo Valdés) y Oxfordiano (Formación Río Colina) (Thiele, 1980). Por otro lado, según los análisis U-Pb en circones de areniscas volcanogénicas, definen una edad de alrededor de 150 Ma, que representaría una máxima depositación en el Títoniano (Aguirre *et al.*, 2009). De acuerdo con Rossel *et al.* (2014), le asigna una edad máxima promedio de 146.4 ± 4.4 Ma.

MAPA GEOLÓGICO 1:20.000 DEL ÁREA DEL RÍO EL VOLCÁN, VALLE DE LA ENGORDA, ENTRE LOS 33° 46'S- 33° 49'S, PROVINCIA DE SAN JOSÉ DE MAIPO

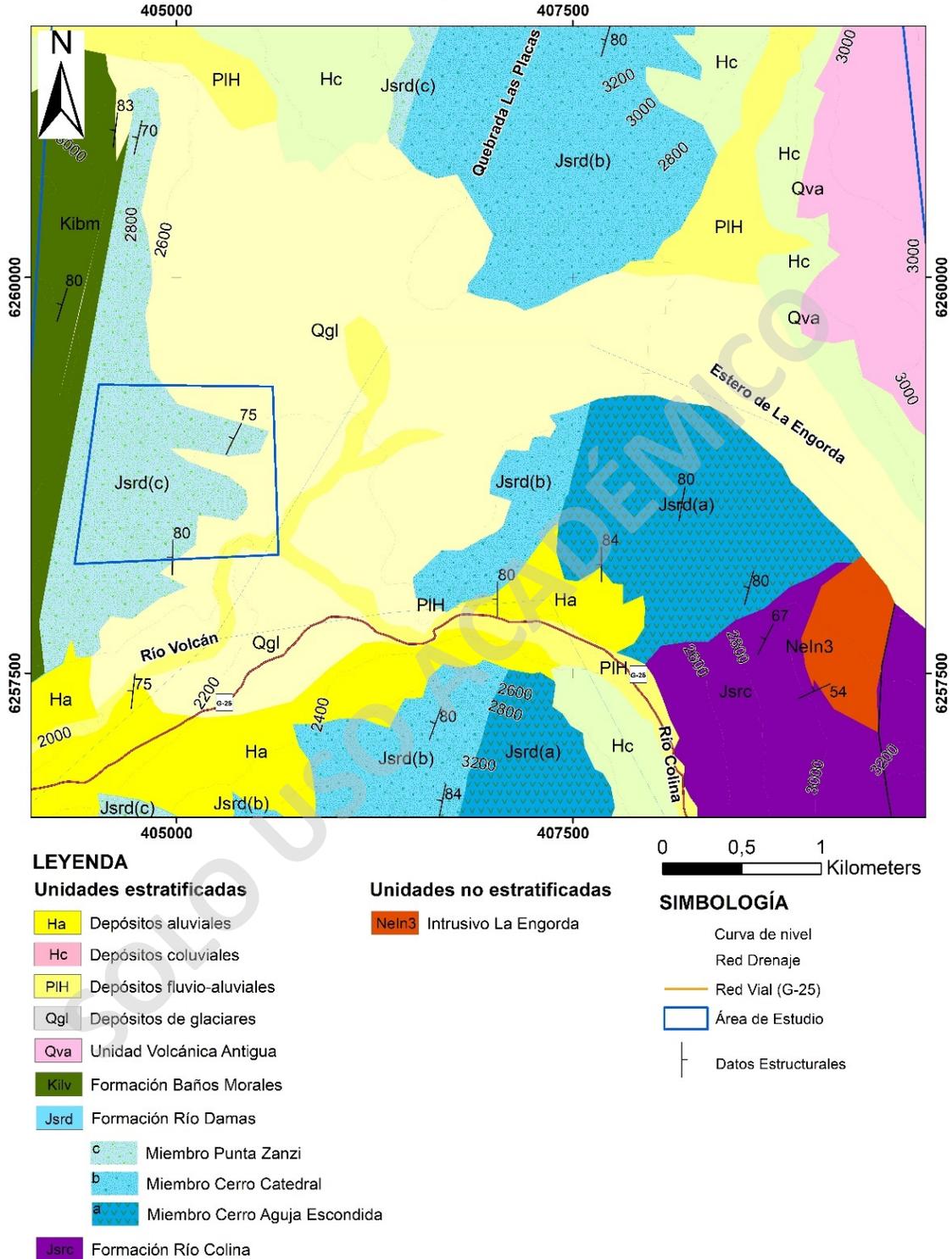


Figura 10. Mapa geológico local 1:20.000 del valle del Río Volcán. Se ubica el área de estudio más acotada, en donde se visualiza la Formación Río Damas con sus tres miembros litológicos. El recuadro azul indica el área de trabajo. Información recopilada de: Thiele (1980); Calderón (2008); Aguirre *et al.*, (2009); González (2010); Pincetti (2016); Anselmo (2017); Mardones (2016; 2019).

Esta formación se depositó en un ambiente subaéreo fluvial-aluvial con facies de abanicos proximales, medios y distales (Mardones, 2019) y es correlacionable con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Aguirre, 1960). Sin embargo, en el área argentina lo es con la Formación Tordillo (Giambiagi *et al.*, 2001), que también presenta dataciones U-Pb de 144 Ma asociada a una edad Titoniano (Naipauer, 2015).

3.2.1.3 Formación Baños Morales (Salazar & Stinnesbeck, 2015)

Definida por Salazar & Stinnesbeck (2015) en su localidad tipo Cerro Catedral en la ladera sur del valle del río El Volcán (Figura 10), en reemplazo al miembro Spilita de la Formación Lo Valdés, propuesta por Biró (1964). Su potencia alcanza los 760 metros y litoestratigráficamente se subdivide en dos miembros: La Cuesta y Placa Verde. Yace sobre la Formación Río Damas y subyace con la Formación Lo Valdés concordantemente. Corresponde a una sucesión con predominio volcánico de andesitas porfídicas, con cuatro intercalaciones sedimentarias de espesores métricos formadas por rocas calcáreas y siliciclásticas (Salazar & Stinnesbeck, 2015), con abundante contenido fosilífero y estructuras sedimentarias de laminación paralela, estratificación cruzada hummocky y estratificación cruzada planar (Núñez, 2018). La edad de depositación según su fauna fósil, infiere una edad Titoniano inferior a medio para esta formación. Su ambiente depositacional corresponde a actividad volcánica subaérea y marino costero mixto (Núñez, 2018).

3.2.1.4 Formación Lo Valdés (*sensus* Salazar & Stinnesbeck 2015)

Sucesión sedimentaria, marina y volcánica definida originalmente por González (1963), y posteriormente redefinidas por Salazar y Stinnesbeck (2015), en el valle del río Volcán (Figura 11). La unidad presenta un espesor de 539 m subdividido en tres miembros litológicos: miembros Escalador, Placa Roja y Cantera de base a techo, con espesores de 73, 193 y 252 m respectivamente (Salazar y Stinnesbeck 2015). Mardones (2019) define concordante esta unidad con la Formación Río Damas y hacia el techo mediante una discordancia erosiva con la Formación Colimapu, sin embargo, Salazar y Stinnesbeck (2015) proponen una superposición concordante con la Formación

Baños Morales. Litológicamente corresponde a areniscas, areniscas calcáreas, limolitas, limolitas calcáreas, calizas, calizas arenosas con contenidos fosilíferos (*bivalvos, ammonites, gasterópodos, foraminíferos*, entre otros), con estructuras sedimentarias de laminaciones y estratificación cruzada en artesa, gradación inversa, calcos de carga y paleocanales (Mardones, 2019). Se le asigna una edad de acuerdo con su contenido fósil como Titoniano superior a Hauteriviano superior (Salazar, 2012; Salazar & Stinnesbeck 2015; Salazar *et al.* 2020). Su ambiente de depositación corresponde a *shoreface, offshore transition* y *offshore* (Salazar & Stinnesbeck 2015). El miembro Escalador se puede correlacionar hacia el sur con la Formación Baños del Flaco (Klohn, 1960), mientras que de manera general lo es con la Formación San José (Aguirre, 1960). Hacia el área argentina, se asocia al Grupo Mendoza; formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio (Hallam *et al.*, 1986; Kietzmann & Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014).

3.2.1.5 Formación Colimapu (Klohn, 1960)

Sucesión sedimentaria, volcanoclástica continental y volcánica definida por Klohn (1960). En general, la unidad presenta un espesor promedio de 2.000 m (Thiele, 1980), y se divide en tres miembros, en las cercanías del cerro Las Amarillas (Bustamante, 2001). Se encuentra en discordancia erosiva sobre la Formación Lo Valdés (Mardones, 2019) y subyace a la Formación Abanico en discordancia y contacto por la Falla El Fierro (Aguirre *et al.*, 2009) (Figura 11). Litológicamente se compone de calizas fosilíferas con intercalaciones de lutitas menores y areniscas con estratificación en artesa en su base, mientras que hacia el techo conglomerados, brechas sedimentarias rojas e intercalaciones de brechas volcánicas y lavas andesíticas, terminando con calizas y areniscas calcáreas, que por lo general se presenta cortada por diques andesíticos de dos metros de espesor la unidad (Mardones, 2019). Su edad mínima y máxima, de acuerdo con la fauna fósil encontrada (Fock, 2005), y análisis de circones detríticos obtenidos de areniscas que afloran en el valle del río Volcán (Figura 11), definen un rango entre los 80 y 118 Ma (Aguirre *et al.*, 2009), estimándose en el Albiano y Hauteriviano. Esta formación se depositó en un ambiente continental subaéreo con facies de abanico aluvial y se correlaciona hacia el norte con el valle del Río Aconcagua, con la Formación Cristo Redentor (Thiele, 1980) y el BRCU a la latitud del valle

del río Tinguiririca (Tapia, 2015). En Argentina con el Grupo Neuquén (Thiele, 1980), con las formaciones Diamante, Huitrín (Ramos *et al.*, 1996; Sruoga *et al.*, 2000; Giambiagi *et al.*, 2003).

3.2.1.6 Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019)

Unidad definida por Mardones (2019) en la ladera sur del valle del río Volcán. Se dispone en una franja N-S a NNE-SSW, hacia el norte del valle del río Yeso y hacia el sur del río Volcán (Figura 11). La unidad yace concordantemente sobre la Formación Colimapu y subyace paraconcordante con la Formación Abanico (Mardones, 2019). Presenta una potencia de 1.750 m y está representada por tres miembros que en general contienen de base a techo: areniscas conglomerádicas, areniscas fosilíferas, andesitas, y areniscas con presencia de bivalvos, bioturbación, laminación cruzada y en artesa y paleocanales como miembro inferior (Mardones, 2019). Bustamante (2001) observó además, fangolitas con estructuras de laminaciones paralelas y onduladas junto con dacitas con diaclasamiento. El miembro intermedio presenta una componente volcánica, con areniscas cuarcíferas y calcáreas con intercalaciones de lavas andesíticas y calizas como miembro superior (Mardones, 2019). Presencia de diques, filones manto dioríticos y granodioríticos en toda la unidad (Mardones, 2019). Las areniscas en la sucesión presentan bioturbaciones y paleocanales. La edad máxima absoluta para esta unidad, de acuerdo con análisis de circones detríticos obtenidos en el sector del río Volcán, define 73.8 ± 4.2 Ma, correspondiente al Cretácico Superior. Su ambiente depositacional corresponde a zonas distales de un sistema fluvial, de ambiente de laguna (Bustamante, 2001). La unidad se correlaciona con el miembro inferior de la Formación Colimapu (Bustamante, 2001) y hacia el sur, con la Unidad Guanaco y la Formación Plan de los Yeuques (Mosolf, 2013; Tapia, 2015; Pérsico *et al.*, 2015; Pérsico, 2016). Sin embargo, en el área Argentina lo es con el Grupo Malargüe (Tapia, 2015).

3.2.1.7 Unidad Volcánica Antigua (Thiele y Katsui, 1969)

Esta unidad corresponde a depósitos de volcanes extinguidos representados en coladas andesíticas y traquiandesitas, que afloran en la zona fronteriza, a los pies de los volcanes (Figura

11), como por ejemplo: Volcán Tupungato, Cerro Marmolejo y el Cordón del Cerro Castillo (Thiele, 1980; Thiele y Katsui, 1969). Su zócalo son rocas paleozoicas y mesozoicas afectadas por fallas menores no regionales (Calderón, 2008).

3.2.1.8 Unidad Volcánica Nueva (Thiele y Katsui, 1969)

Esta unidad está compuesta por las diferentes actividades de erupciones volcánicas históricas que han presentado los volcanes durante las últimas décadas, como por ejemplo: volcanes Tupungato y San José (Figura 11). Estos presentan actividad reciente de emanaciones fumarólicas y están por sobre la Unidad Volcánica Antigua. Se representan en coladas andesíticas recientes con intercalaciones de mantos de brechas y depósitos piroclásticos en menor proporción.

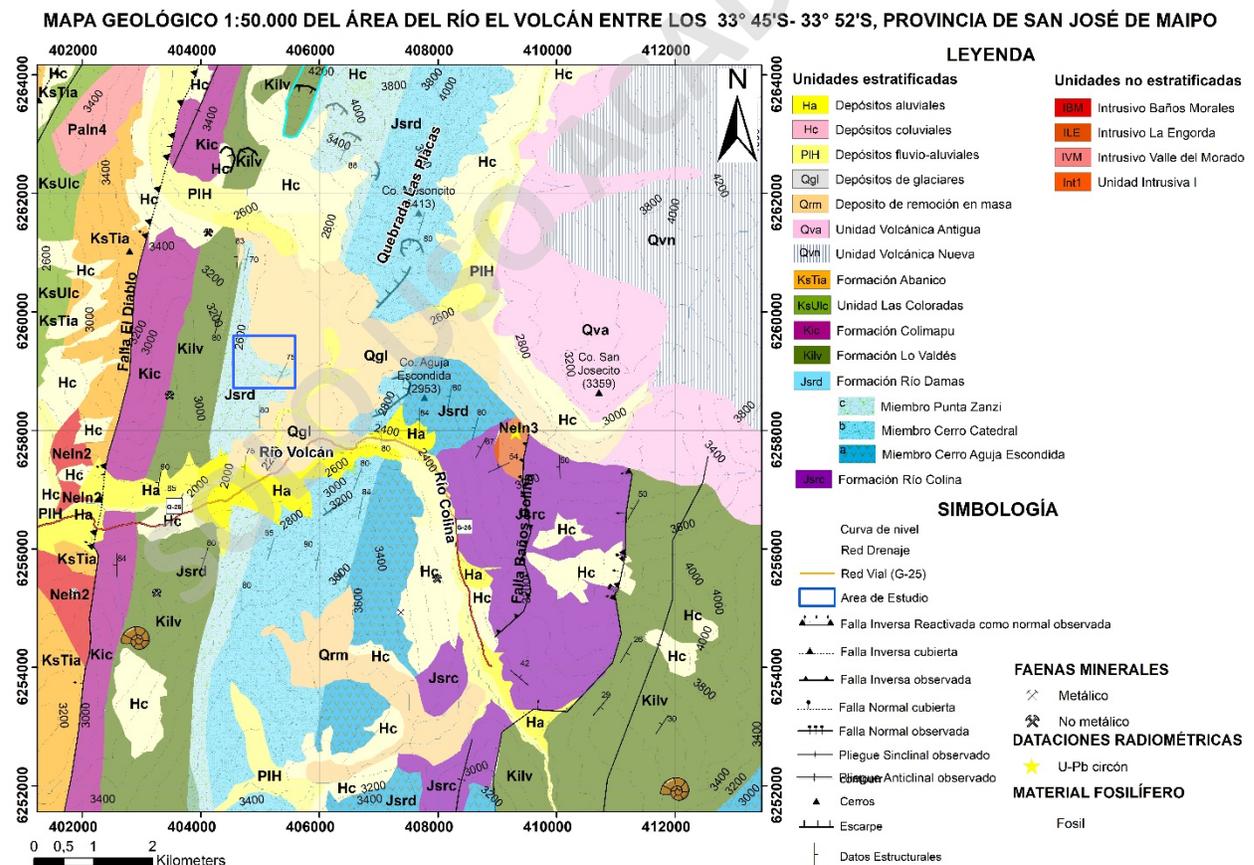


Figura 11. Mapa geológico a escala 1:50.000 del valle del Río Volcán. El área de estudio está ubicada en el recuadro azul. Elaborado a partir de Thiele (1980); Calderón, (2008); Aguirre *et al.*, (2009); González (2010); Pincetti (2016); Anselmo (2017); Mardones (2019).

3.2.2 UNIDADES NO ESTRATIFICADAS

3.2.2.1 Intrusivo La Engorda

Cuerpo intrusivo de 8.2 ± 0.2 Ma datado con análisis de U-Pb en circón, perteneciente al Mioceno Superior, caracterizado en la región por los Plutón La Gloria y San Gabriel, que corresponden muy probablemente a sus cuerpos satélites (Aguirre *et al.*, 2009). Su edad confirma la relación causal con el metamorfismo térmico observado en las lavas cercanas de la Formación Río Damas (Figura 11), caracterizado por la presencia de actinolita con edad $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ de 8.0 ± 1.4 Ma (Aguirre *et al.*, 2009).

3.2.2.2 Intrusivos Baños Morales

Cuerpo intrusivo observado en la ladera sur del Río El Volcán (Figura 11), granítico presenta una edad por análisis U-Pb en circón resultante de 14.8 ± 0.2 Ma (Aguirre *et al.*, 2009).

3.2.2.3 Intrusivo El Morado

Cuerpo intrusivo clasificado como granito, presenta una edad 66.4 ± 1.0 Ma según el método de U-Pb en circón. Se encuentra ubicado en el valle El Morado (Aguirre *et al.*, 2009) (Figura 11).

3.2.2.4 Unidad Intrusiva I

Cuerpos intrusivos de composición granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera, definidos por Thiele (1980), y definidos por análisis de dataciones K/Ar con una edad Mioceno para los intrusivos denominados de oeste a este: La Obra con una edad de 19.6 ± 0.5 Ma, por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (Kurtz *et al.*, 1997); Disputada, San Gabriel, La Gloria con una edad de 10.3 ± 0.2 Ma por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (Deckart *et al.*, 2010); y Colina; que por sus relaciones de contacto, exceptuando el

plutón La Obra, los demás cuerpos instruyen a la Formación Farellones ubicada al oeste del área de estudio, en la Cordillera Principal Occidental.

3.2.3 ESTRUCTURAS LOCALES

3.2.3.1 Falla El Diablo

Estructura definida por Charrier *et al.* (2002), y refutada de la misma manera por Fock (2005), los que determinaron esta estructura con un origen de tipo normal (Charrier *et al.*, 2002; Farías *et al.*, 2010) reinvertida durante el Eoceno-Oligoceno como una inversa (Charrier *et al.*, 1996, 2002; Farías *et al.*, 2010), vergente al este con una orientación NNE-SSW a lo largo del área. La traza pone en contacto las formaciones Colimapu y Abanico en el área de estudio y regionalmente en general, rocas mesozoicas y cenozoicas. Su orientación varía de N20°E a NE en el sector del Cerro Italia y su manteo es subvertical (Calderón, 2008; Mardones, 2019). Además, se presentan fallas secundarias de escala decimétrica en la ladera norte del valle del río Volcán, al oeste del cajón Ruhillas, que determinan una deformación de rumbo dextral mediante el modelo de Riedel (1929) (Mardones, 2019) (Figura 12).

3.2.3.2 Falla Chacayes-Yesillo

Corresponde a una falla inversa con vergencia oeste, de alto ángulo, con un manteo aproximado 80°E, rumbo N20°E (Baeza, 1999; Charrier *et al.*, 2002; Fock, 2005), y una componente dextral (Bustamante, 2001) y antitética (*backthrust*) (Pairoa, 2018). En el área de estudio las rocas se encuentran en contacto con la Unidad Las Coloradas y la Formación Abanico (Baeza, 1999; Bustamante, 2001; Charrier *et al.*, 2002, 2005; Mardones, 2019) (Figura 12).

3.2.3.3 Falla Baños Colina

Definida por Mardones (2016) (Figura 12) y localizada en el Valle del Río Colina, como una falla inversa inferida, con un rumbo NNE-SSW, manteo $\sim 90^\circ$ y vergencia este.

3.2.3.4 Anticlinal Cerro Caballos

Estructura definida por Mardones (2019) y asignándose como un pliegue asimétrico formado en la Formación Río Colina. Tiene una longitud de onda de aproximadamente 1 km y vergencia al oeste, limbo frontal dispuesto $45^\circ W$ y el dorsal $35^\circ E$ (Mardones, 2019) (Figura 12).

3.2.3.5 Sinclinal Valle Río Colina.

Estructura definida por Mardones (2016) al sur de las Termas de Colina, al este del área de estudio, en el valle homónimo, y que es definido como un sinclinal asimétrico de vergencia oeste. Está desarrollado por las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina, en donde el núcleo aflora en la Formación Lo Valdés (Mardones, 2016). Se caracteriza por tener un limbo dorsal con manteo de alto ángulo $\sim 70^\circ W$ y uno frontal de $\sim 30^\circ E$ (Mardones, 2016). Presenta una longitud de onda de ~ 4 km, de rumbo NNE-SSW, que se puede seguir por lo menos 10 km hacia el norte hasta el valle de La Engorda (Mardones, 2016).

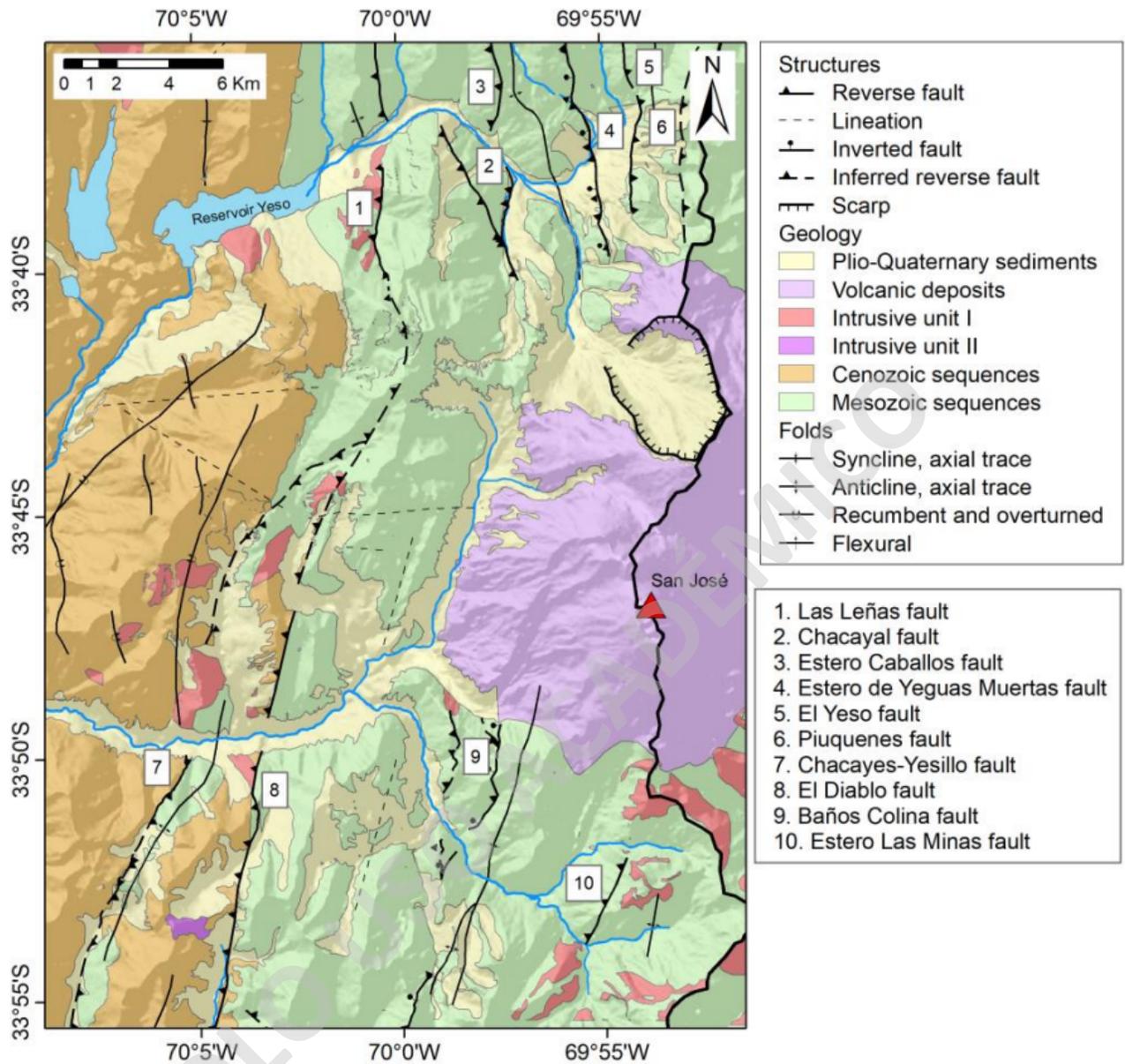


Figura 12. Mapa de las unidades geológicas Mesozoicas hacia el oriente (área de estudio), y unidades Cenozoicas al occidente, junto con las estructuras principales identificadas por Mardones (2016, 2019).

3.3 MARCO GEOMORFOLOGÍCO

La geomorfología del área de estudio se encuentra enmarcada en el valle del Río Volcán en forma de U, presenta influencia volcánica, tectónica activa, glaciares, fluviales y de remoción en masa que restringe la erosión, sedimentación y depositación de las rocas inmersas sobre la macroforma Cordillera Principal Oriental. Esta se encuentra limitada hacia el oeste por la Cordillera Principal Occidental, Depresión Central y Cordillera de la Costa, mientras que hacia el este por la Cordillera Frontal y la cuenca de Antepaís (Figura 13).

El clima en esta zona se presenta semiárido, tipo andino y con bajas temperaturas registradas desde los valles glaciales y corrientes fluviales en los altos y bajos topográficos respectivamente. Sin embargo, sobre las laderas con alta pendiente topográfica, suelen concentrarse cubriendo la roca in situ, o en confluencia con redes fluviales, los depósitos coluviales, mientras que en topografías moderadas a bajas suelen encontrarse los depósitos de remoción en masa, los que son erosionados por flujos circulantes por lo general de este a oeste (Espinoza *et al.*, 2019).

Respecto del relieve, la Formación Río Damas en el sector del río Volcán posee un rango de elevaciones que varía desde los 2.050 m.s.n.m a los 2.600 m.s.n.m. Sin embargo, en general las elevaciones de la Cordillera Principal Occidental y Oriental varían en un rango de 800 m.s.n.m. hasta más de 6.000 m.s.n.m. (Moreno *et al.*, 1991).

El área a esta altitud se caracteriza por un dominio de ambientes periglaciales y glaciales, con morfologías principalmente de paraglaciares asociados a depósitos de till, morrenas y glaciares de hielo y roca, depósitos fluvioglaciares. Los valles aguas arriba del río Volcán desde los 1.300 m.s.n.m (Figura 14), presentan formas en U con sus laderas cubiertas en las partes altas del valle (Báez, 2020).

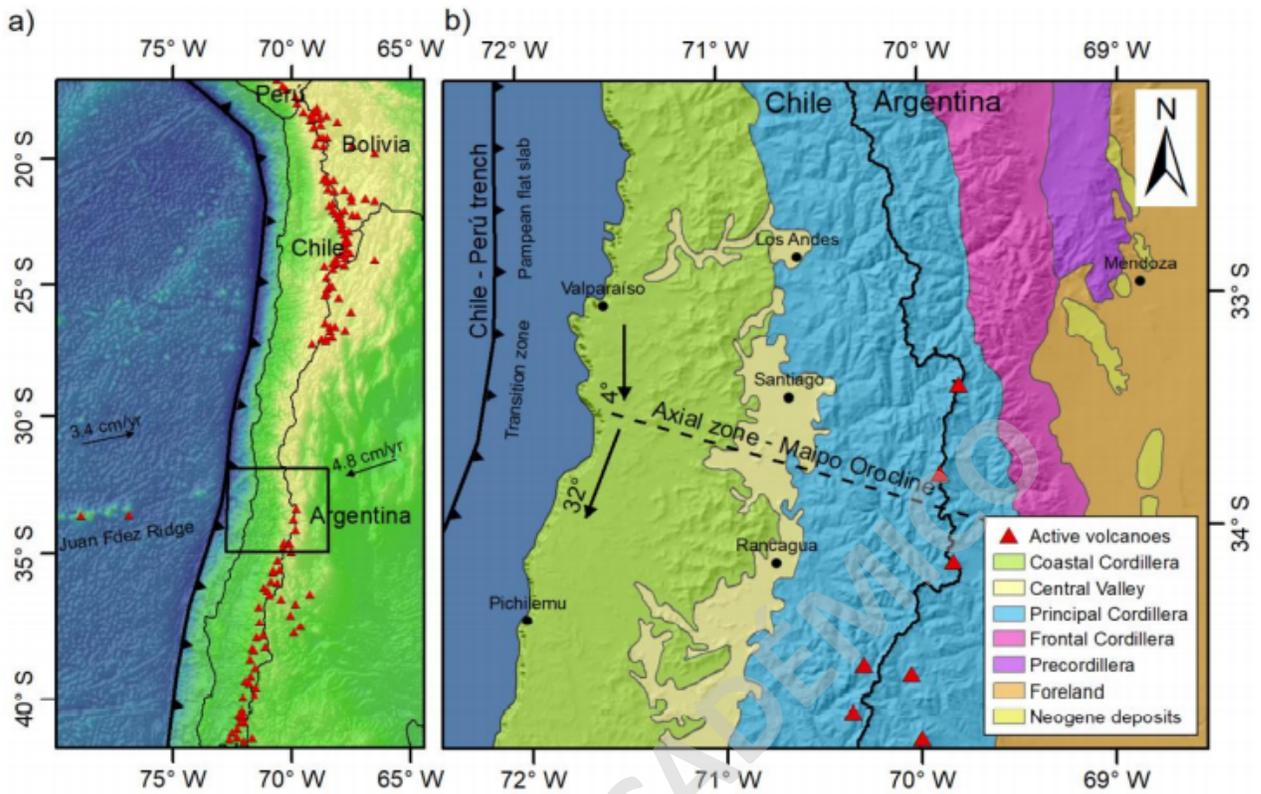


Figura 13. (a) Marco tectónico del margen andino. (b) Principales rasgos morfotectónicos de los Andes de Chile central-Argentina. Modificado de Fock (2005).

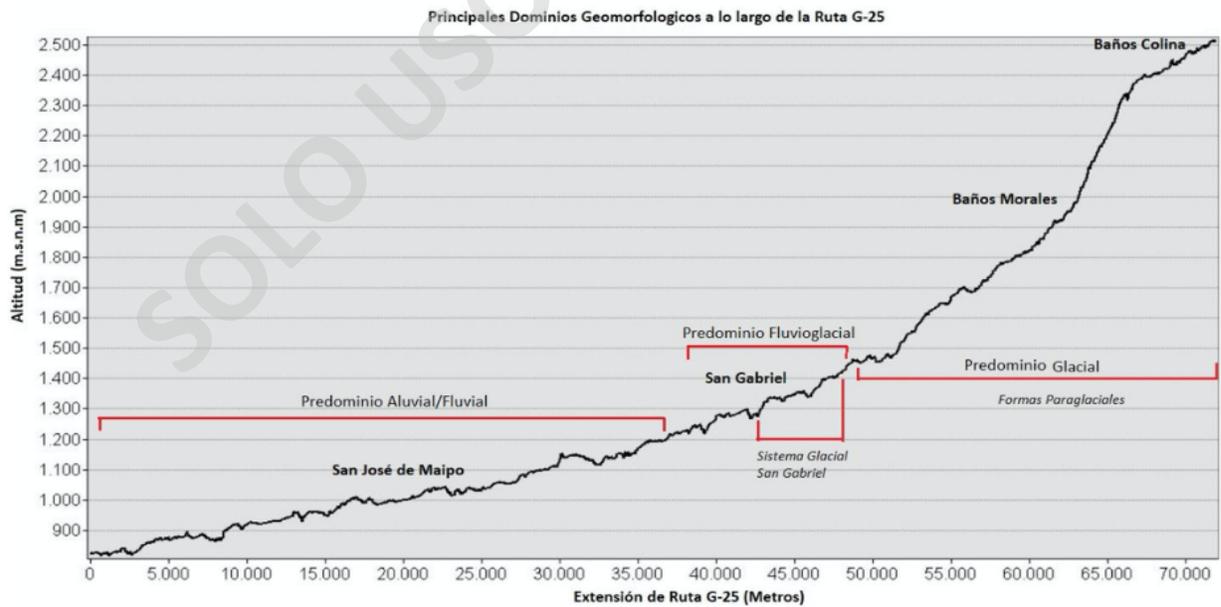


Figura 14. Perfil de elevación de Ruta G-25 junto a los respectivos dominios geomorfológicos a lo largo de esta. Figura extraída de Báez, (2020).

IV. RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a partir de la estratigrafía descrita en el miembro superior de la Formación Río Damas; proveniencia sedimentaria de las muestras recopiladas en terreno; el análisis de los datos de AMS (anisotropía de susceptibilidad magnética); y la ubicación de los datos obtenidos del área de estudio y de estudios previos (Figura 15):

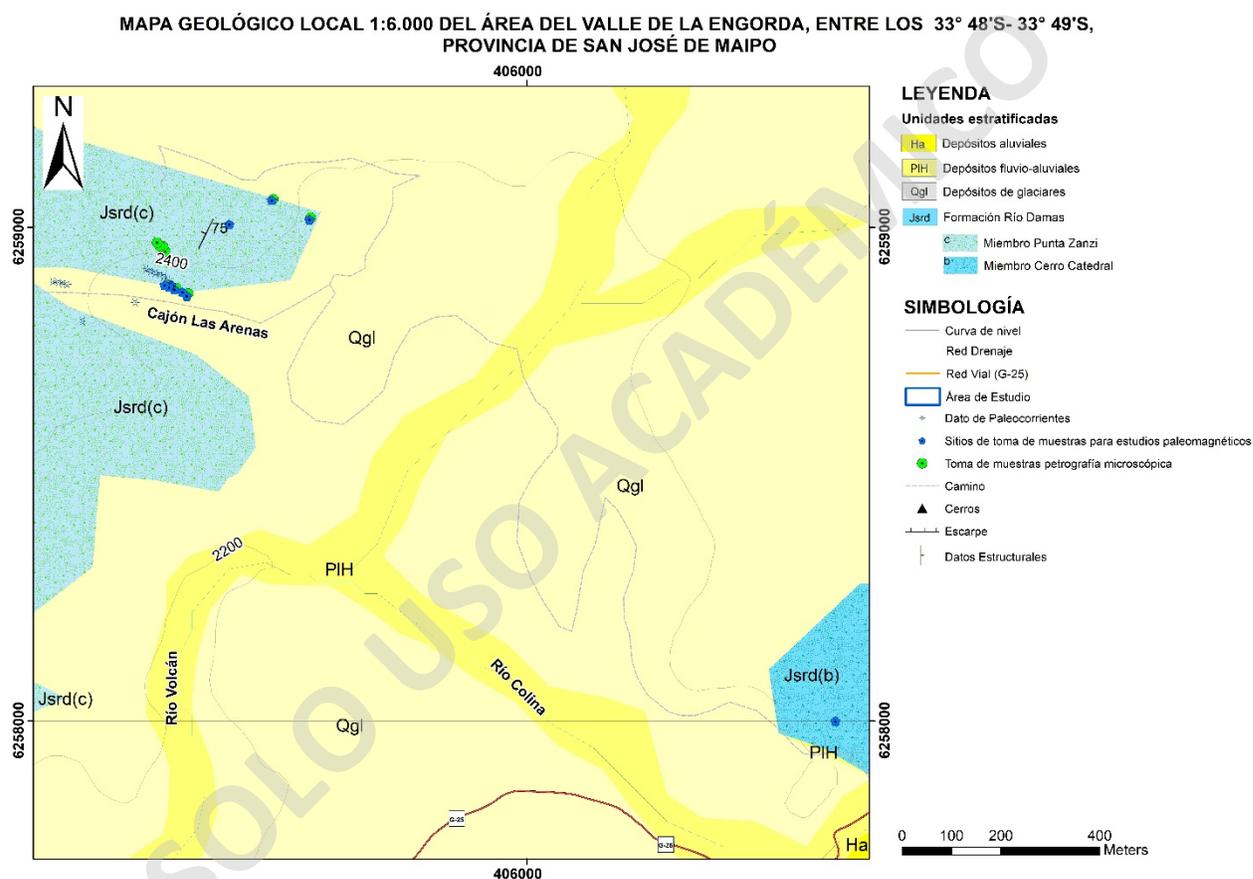


Figura 15. Mapa geológico escala 1:6.000 del área occidental de la Formación Río Damas, correspondiente al miembro superior Punta Zanzi en la zona del cajón de Las Arenas, donde se obtuvieron las observaciones estratigráficas, la toma de muestras petrográficas a microescala y mesoescala, además de los sitios paleomagnéticos.

4.1 Estratigrafía

El miembro superior Punta Zanzi ubicado en el área del valle La Engorda en el sector del cajón de Las Arenas (Figura 16a), aflora con una tonalidad verdosa pálida a rojiza oscura con una clara estratificación a macro escala. El área presentada aquí, se estudió y describió para caracterizar las litologías de granulometría fina, y gruesa en mayor medida, además de las variaciones de espesor que posteriormente serán comparados con observaciones en otras localidades de la cuenca de Neuquén en general. Sin embargo, la descripción de base a techo como sigue indica que:

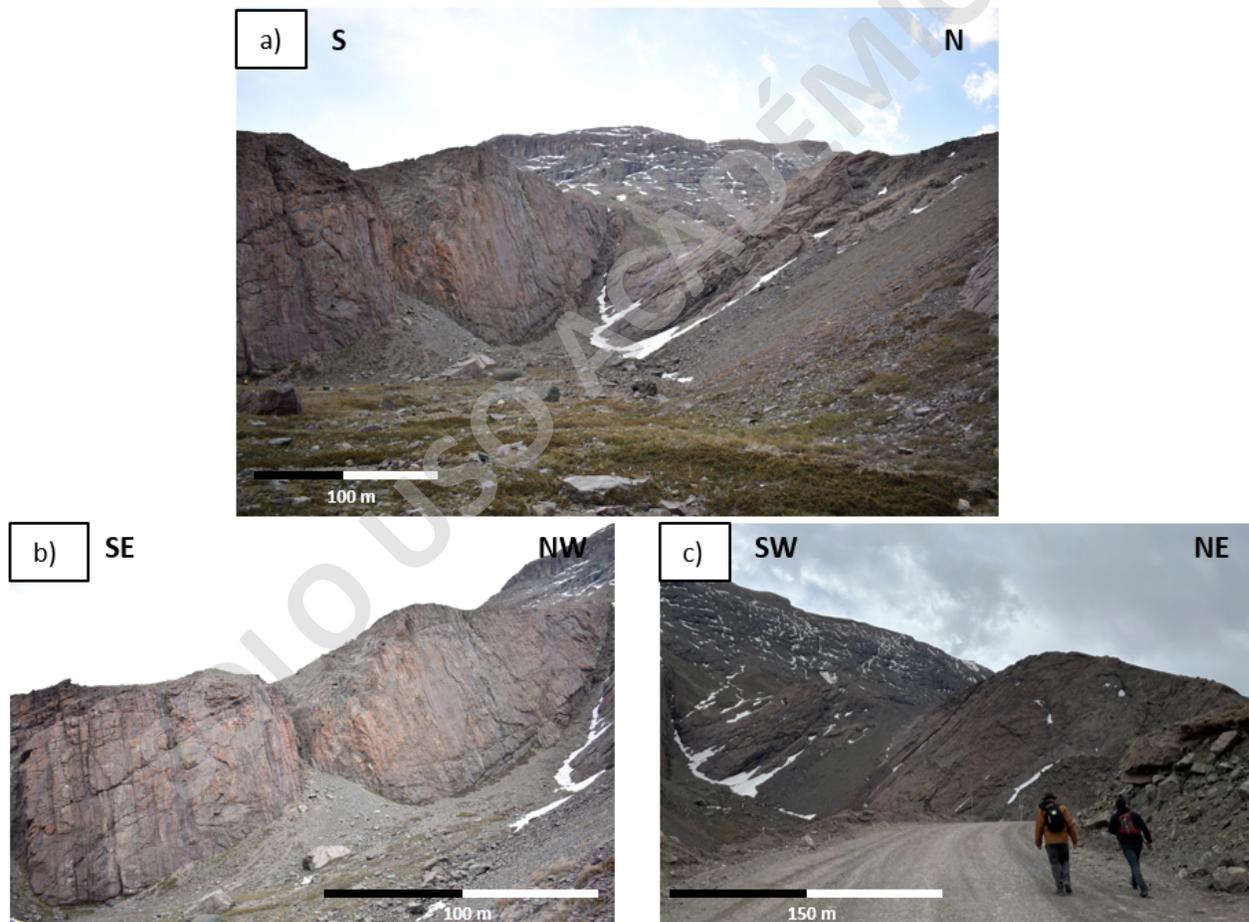


Figura 16. (a) Área del cajón de Las Arenas que corresponde al afloramiento del miembro superior Punta Zanzi de la Formación Río Damas a estudiar. (b) Ladera sur. (c) Ladera norte.

4.1.1 Ladera norte Cajón de Las Arenas

En la ladera norte del sector del cajón de Las Arenas, aflora la base del miembro Punta Zanzi (Figura 16c), de la Formación Río Damas, representado como la **unidad 1**, con un aspecto macizo, el cual se compone de una alternancia de 260 metros de conglomerados arenosos matriz soportados, polimícticos, arena media a gruesa de color verde, con capas de areniscas conglomerádicas polimícticas de 40 cm en la base, que disminuyen progresivamente a 6 cm hacia el techo (Figura 20b). Los conglomerados se componen de fragmentos líticos que por lo general son de colores grisáceos y rojizos de origen volcánico (60%) con tamaños que oscilan entre 1 cm y 25 cm con formas redondeadas a subredondeados. Por otro lado, clastos subredondeados de origen intrusivo (25%) colores blanquecinos oscilan entre 1 a 12 cm y matriz que no supera el 15%. Los contactos entre capas de conglomerados y areniscas son aparentemente erosivos, y con un ligero aumento de concentración de líticos volcánicos hacia la base de la sucesión.

Hacia el techo y en contacto transicional no marcado, continua está alternancia con fragmentos líticos de origen volcánico abundantemente, pero con formas subredondeadas a angulosas de 10 a 15 cm; y líticos sedimentarios limosos escasamente subredondeados de 2 cm. Se observa en general que el contenido de clastos hacia el techo disminuye en cantidad y aumentan en tamaño; las capas arenosas varían su espesor y los contactos en la base de estas, son netos y en ocasiones erosivos. En estas últimas, se tienen estructuras sedimentarias de laminación paralela, laminación cruzada, estratificación paralela, ondulitas asimétricas de alta y baja longitud de onda y lambda, y lentes de conglomerados, mientras que los conglomerados grietas de desecación y gradación normal por lo general (Figura 17a, b, c, d, e-f). La sucesión pertenece a episodios deposicionales de origen fluvial entrelazado con cambios de energía de transporte alta a moderada, que decrece desarrollando grietas de desecación. Posteriormente, el curso del sistema fluvial continua con un bajo flujo de energía, generando barras de arena con estructuras de ondulitas de oleaje con crestas redondeadas.

Sobre esta y en contacto neto, afloran 150 metros de una alternancia de capas métricas de conglomerados arenosos, y litarenitas matriz arena media a gruesa mayormente (Figura 20b) definidas como la **unidad 2**. Se presentan estructuras de gotas de lluvia asociadas a grietas de

deseccación, estructuras de onlap con estratificación paralela y cruzada con ángulos de 45°-50° acotada, ondulitas de alta frecuencia de onda, y en menor medida lentes de conglomerados arenosos (Figura 17h, c, a, g). Los fragmentos líticos de coloración rojiza, grises oscuros y rojos pálidos son de origen volcánico (65%) con tamaños en un rango de 0.5 y 8 cm subangulosos a redondeados mayormente, con textura afanítica y fenocristales de plagioclasa de 2 mm. Por otro lado, fragmentos blanquecinos de origen intrusivo (15%) de 0.6 a 5 cm redondeados. Se evidencian cambios en la dirección de la corriente de acuerdo con la estratificación cruzada planar de sur a norte, la cual representa un episodio marcado de aporte mediante un flujo de abanico aluvial en facie intermedia con una pendiente moderada. Sin embargo, la unidad se depositó posteriormente, bajo flujos aluviales en facie intermedia a mayormente distal, que varía de alta a baja energía, desarrollando depósitos arenosos con lentes conglomerádicos, grietas de desecación y ondulitas hacia el techo.

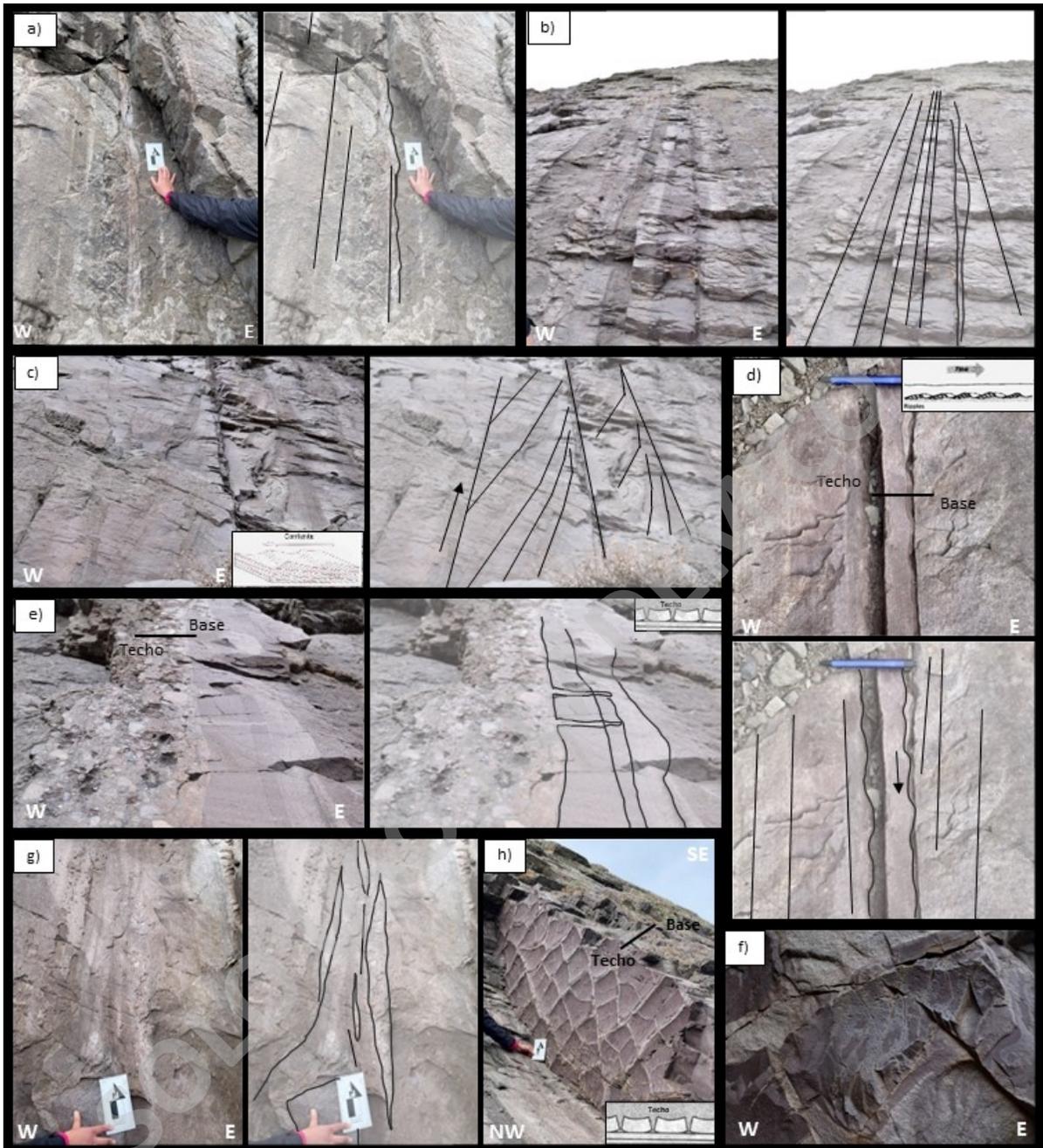


Figura 17. (a) Laminaciones paralelas y cruzadas; (b, c) Estratificación cruzada planar de escala métrica; (d) Ondulitas asimétricas; (e, f, h) Grietas de desecación; (g) Lentes de conglomerados.

4.1.2 Ladera sur Cajón de Las Arenas

Hacia la ladera sur (Figura 16b) y el techo del miembro Punta Zanzi, se presenta la **unidad 3**, definida como una alternancia de 15 metros de espesor correspondientes a sublitarenitas-litarenitas de grano medio a fino (Figura 20a), con estructuras de grietas de desecación, y capas de limolitas de hasta 20 cm color rojizas con estructuras de calcos de carga, laminaciones paralela y ondulitas e intraclastos de areniscas (Figura 18i, j, n, ñ, o) que representan facies distales de un ambiente aluvial de baja energía. Sobreyacen en contacto erosivo (Figura 18l) una intercalación de 30 metros de litarenitas rojizas y verdosas con fragmentos líticos redondeados de 3 mm de coloración negra; fragmentos intrusivos (25%) de hasta 30 cm subredondeados a redondeados; fragmentos volcánicos (20%) verdosos y rojizos aislados de hasta 7 cm subredondeados, e intercalados con niveles limosos de 40 cm en contactos netos y fragmentos sedimentarios (2%) aislados de 12 cm (Figura 18m) con estructuras sedimentarias de paleocanales y gradación normal, que representan un ambiente aluvial distal. Hacia el techo y en contacto transicional le sigue la **unidad 4**, definida como una sucesión de 17 metros de conglomerados polimícticos matriz soportados con areniscas conglomerádicas verdes (Figura 20a), por el cual los conglomerados presentan fragmentos líticos de origen intrusivo de coloración blanquecina (30%) que alcanzan los 50 cm y son subredondeados, mientras que los fragmentos de origen volcánico rojizos (30%) presentan tamaños máximos de 8 cm redondeados a subredondeados, sin embargo, la matriz está compuesta por arena media. En este sector las rocas se encuentran cortadas por cuerpos intrusivos irregulares de coloración verdosa y las estructuras sedimentarias presentes son calcos de carga, gradación normal, paleocanales y laminación cruzada, que representan eventos esporádicos fluvio-aluviales con cambios bruscos de moderada a alta energía y etapas menguantes de inundación.

En contacto transicional se sobreimpone la **unidad 5**, definida en 12 metros de conglomerados arenosos polimícticos (Figura 20b) con fragmentos líticos predominantes de coloración blanquecina a gris, con tamaños de hasta 24 cm subangulosos-subredondeados de origen intrusivo (25%) y volcánicos (15%) subredondeados y de menor tamaño, intercalados de limolitas en capas inferiores a 3.5 cm color amarillentas con estructuras de laminación cruzada de bajo ángulo e intraclastos negros volcánicos subredondeados de 1 cm (Figura 18p); además litarenitas en capas de 5 cm forman parte de la depositación. Hacia el techo se repite la misma sucesión, pero

los conglomerados presentan mayor cantidad de líticos tamaños 0.5 cm, intercalados con litarenitas de granulometría fina (Figura 20b) con estratificación paralela (Figura 18n, ñ) y sin fragmentos líticos de tamaños superior a arena gruesa, aunque algunos aislados de origen intrusivo (5%) de hasta 12 cm subredondeados, y un dominio importante de líticos volcánicos (25%) de 7 a 12 cm subredondeados. También forman parte, areniscas color rojo monomíctica, con un 50% de matriz arena media a fina y fragmentos líticos de origen intrusivo (30%) subangulosos-redondeados blanquecinos-grises con tamaños de hasta 3 cm concentrados hacia la base en gradación normal. La unidad se depositó en un ambiente fluvio-aluvial en fases proximal-intermedio de moderada energía, con eventos esporádicos de aumentos bruscos que retrabaja los sedimentos previamente depositados, variando a flujos aluviales con fases intermedias-distales de moderada a baja energía de depositación hacia el techo.

Hacia la zona más occidental del área y en contacto erosivo, se sobreimpone en 105 metros la **unidad 6**, definida en alternados de areniscas conglomerádicas verdosas con capas de conglomerados arenoso de 40 cm (Figura 20b), polimícticos y con fragmentos líticos por lo general de hasta 5 cm, subangulosos. Los conglomerados presentan fragmentos líticos de origen intrusivo (35%) de coloración blanquecinos-rojizos y grises con tamaños de hasta 18 cm redondeados a subredondeados, como 50 cm redondeados en la base; y origen volcánico (30%) verdosos subredondeados a angulosos con amígdalas rellenas de epidotas. Se presentan estructuras sedimentarias como laminaciones paralelas, calcos de carga, paleocanales y gradación normal (Figura 18o). El contenido de matriz disminuye hacia el techo de la sucesión. Sin embargo, la depositación se habría desarrollado por eventos esporádicos de flujos aluviales en fases intermedias a distales con variaciones de moderada a baja energía.

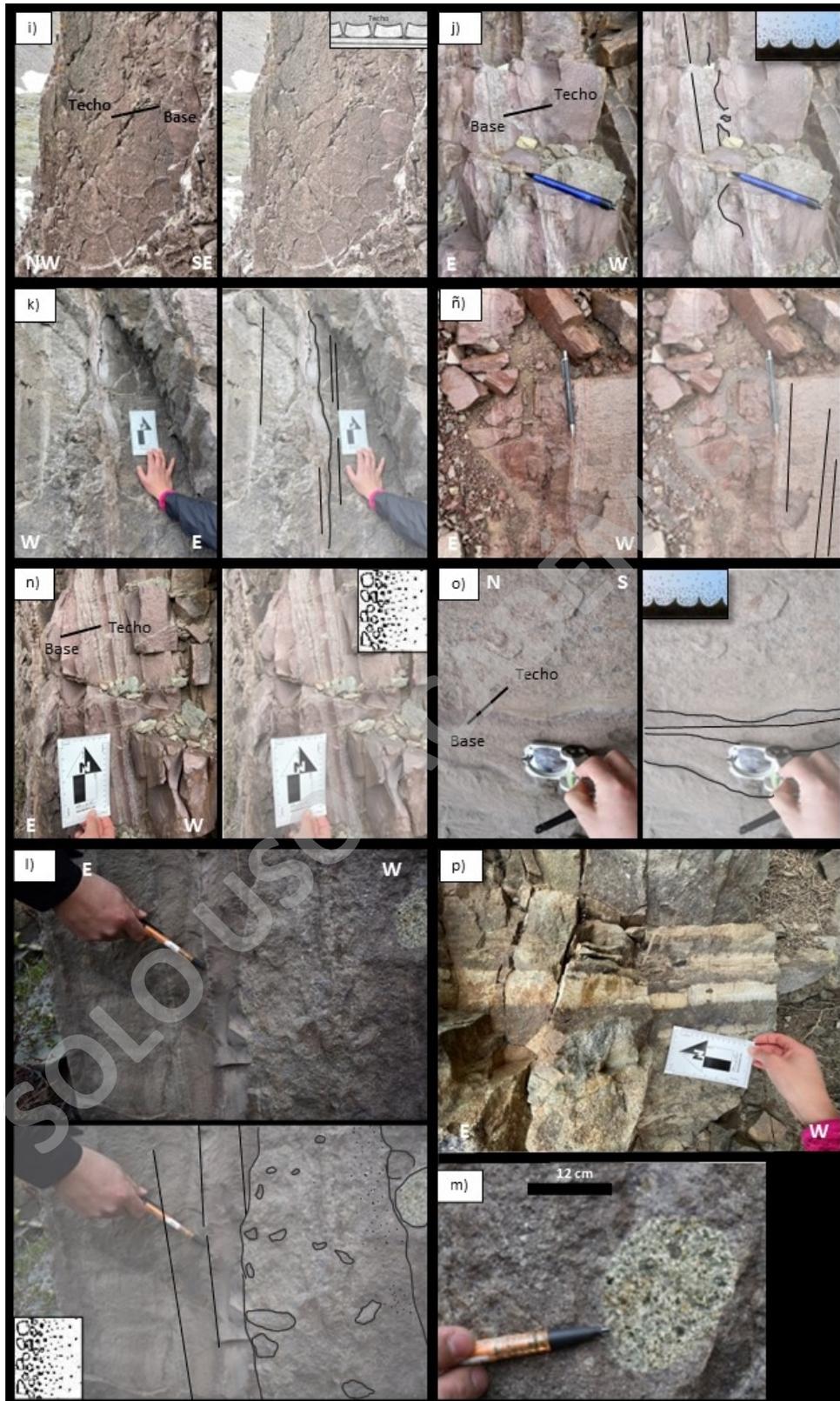


Figura 18. Grieta de desecación (i); (k, l, n, ñ) Laminaciones paralelas y cruzadas; (j, n, o) Calcos de carga; (l) Contacto erosivo; (m) Fragmento sedimentario; (p) Intraclastos.

Punto de toma de fotografías estructuras sedimentarias



Figura 19. Mapa del área de estudio donde se señala la ubicación de cada fotografía tomada en las estructuras sedimentarias de las figuras X y X.

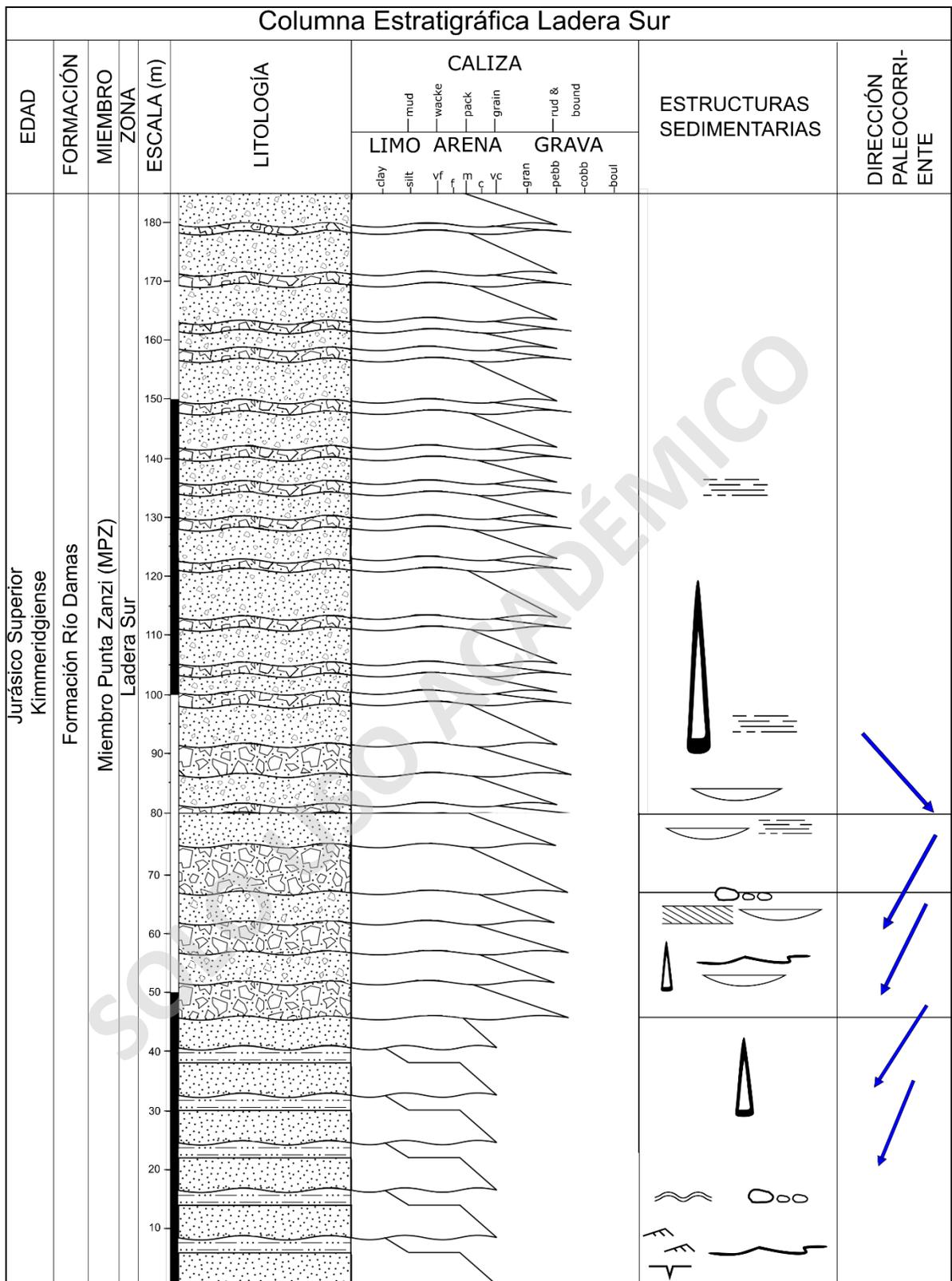


Figura 20a. Columna estratigráfica del sector del cajón de Las Arenas, que representa el afloramiento del miembro superior Punta Zanzi de la Formación Río Damas, en el valle La Engorda, **ladera sur** hacia el techo. Leyenda y simbología en ANEXOS I.

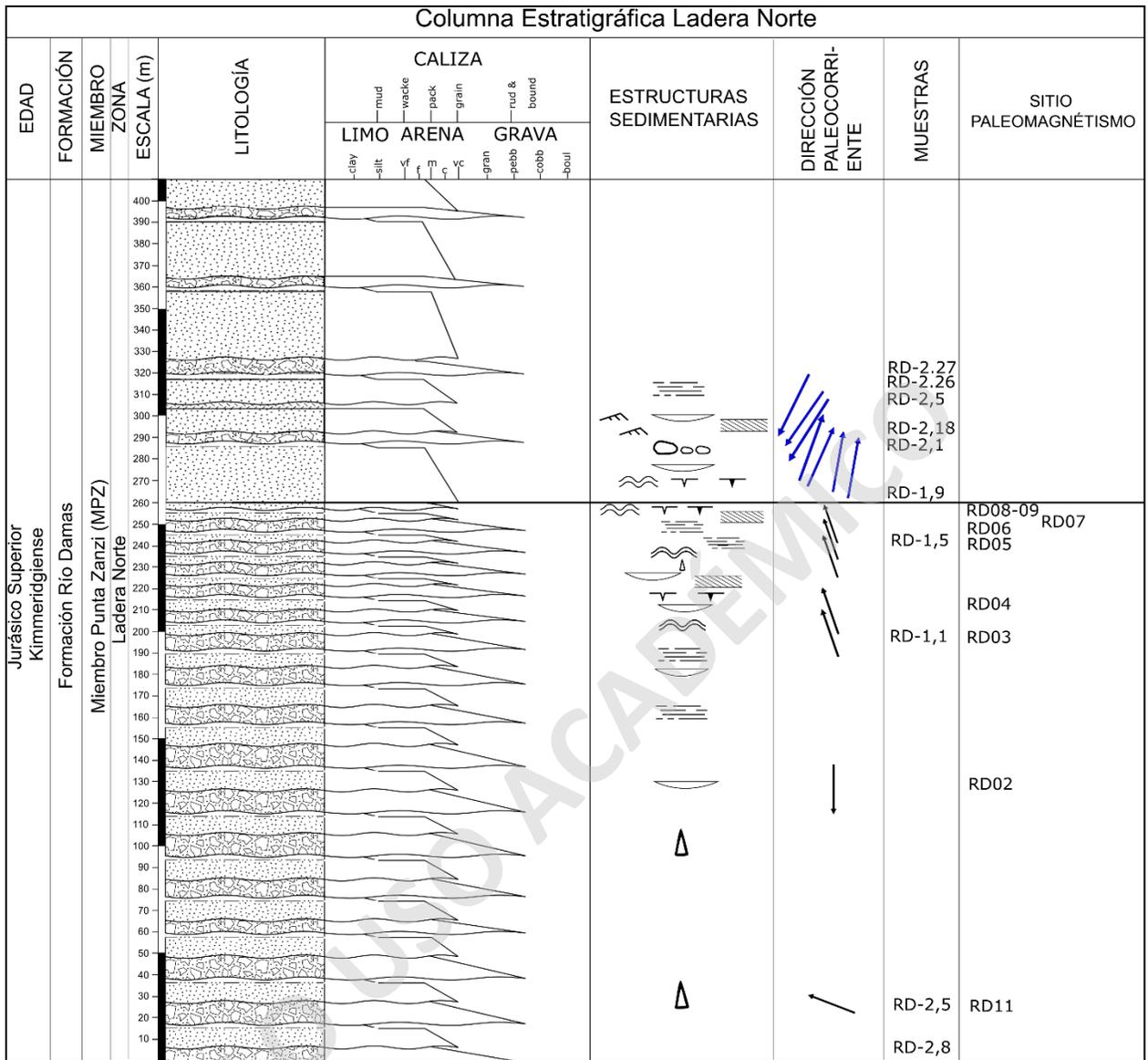


Figura 20b. Columna estratigráfica del sector del cajón de Las Arenas, que representa el afloramiento del miembro superior Punta Zanzi de la Formación Río Damas, en el valle La Engorda, **ladera norte** hacia la base. Leyenda y simbología en ANEXOS I.

4.2 Análisis petrográfico microscópico

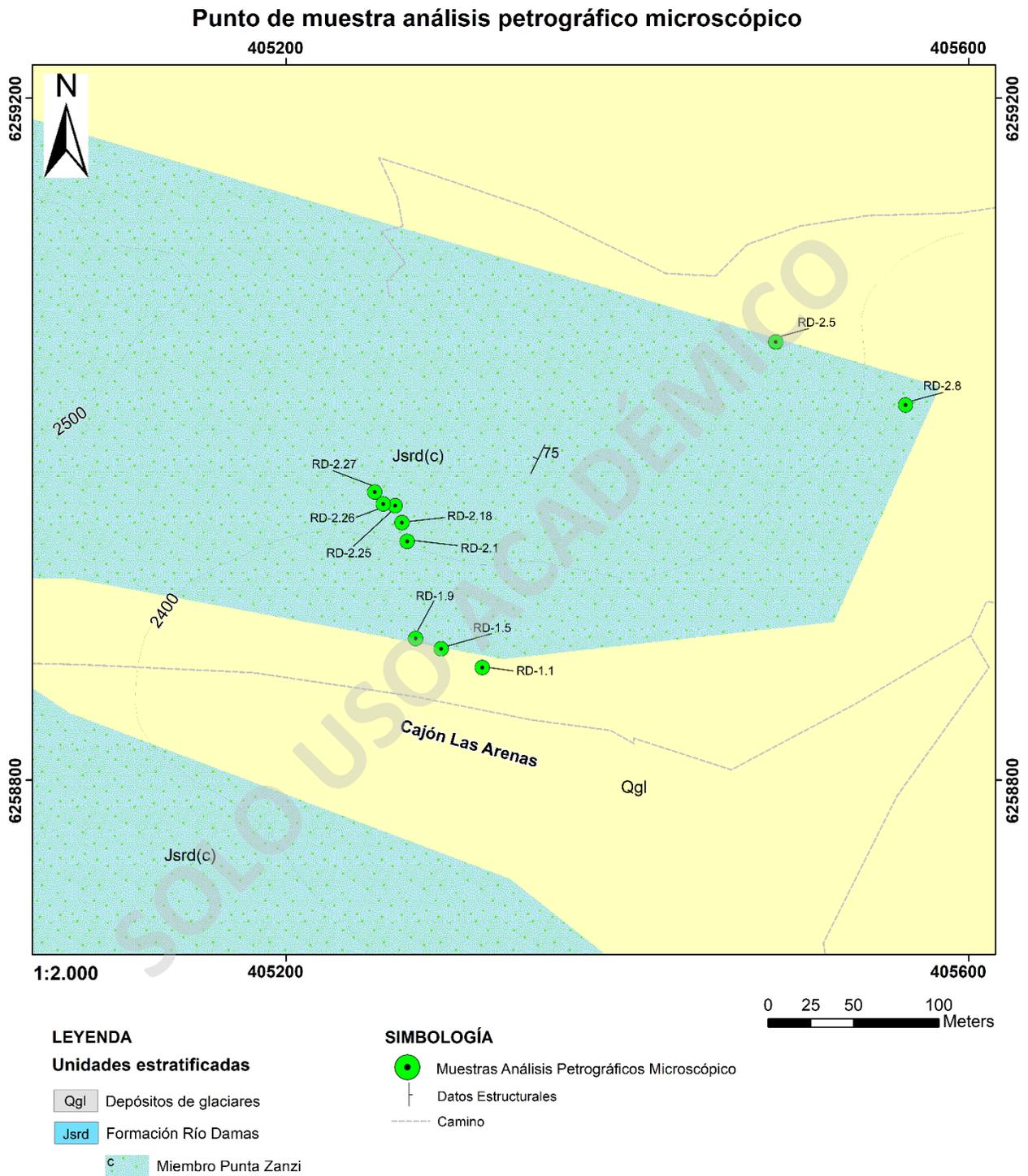


Figura 21. Afloramiento expuesto del miembro Punta Zanzi en el área occidental del Valle La Engorda y al norte del río Volcán ladera norte. En la imagen se presentan los puntos geográficos de las muestras recopiladas para el estudio de cortes transparentes.

Se recolectaron muestras de arena tamaño grano fino a grueso para análisis petrográfico para determinar así la procedencia de los depósitos, mediante once muestras de rocas en secciones delgadas (RD-1.1, RD-1.5, RD-1.9, RD-2.1, RD-2.11, RD-2.18, RD-2.26, RD-2.27, RD-2.25, RD-2.5, RD-2.8), entre ellas sedimentarias y volcánicas ubicadas en la ladera norte del miembro superior Punta Zanzi (Figura 21). Los granos se contaron usando el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), y su clasificación fue determinada según los triángulos de Pettijohn *et al.* (1973) y Folk *et al.* (1970) (Figura 22).

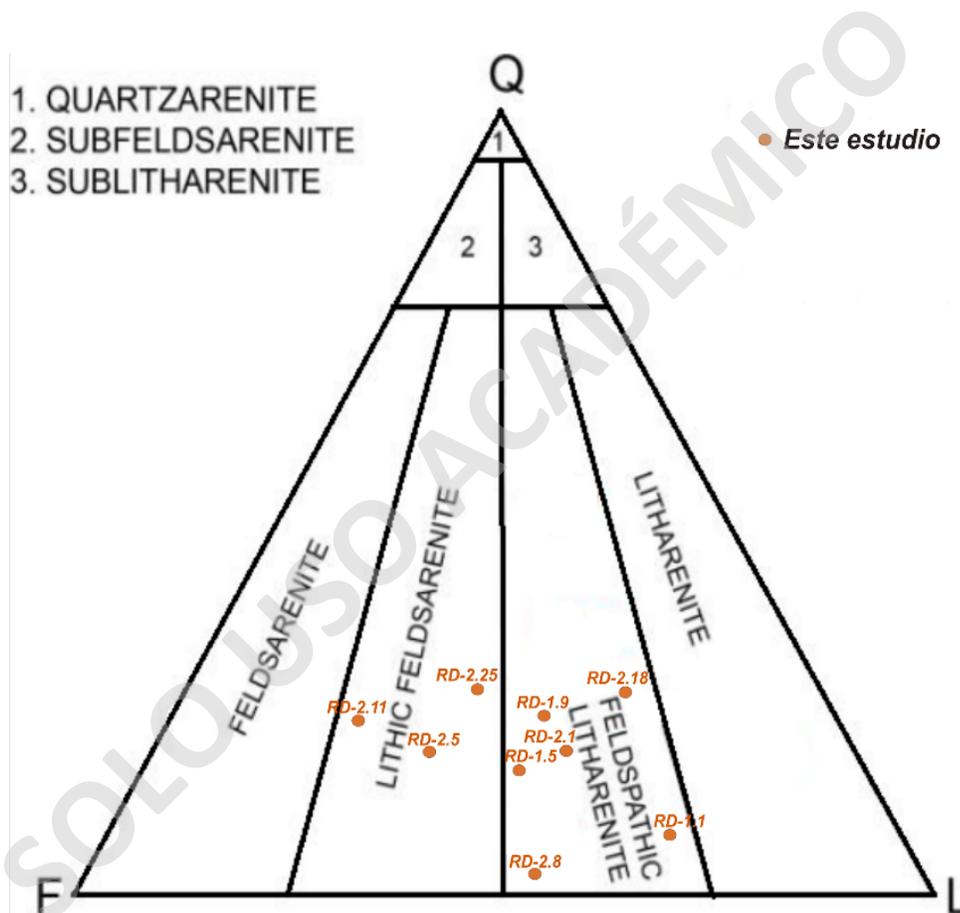


Figura 22. Clasificación de las muestras de areniscas del área de estudio según Folk *et al.* (1970).

Petrográficamente y por lo general, las muestras de origen sedimentario (RD-1.1, RD-1.5, RD-1.9, RD-2.1, RD-2.11, RD-2.18, RD-2.25, RD-2.5, RD-2.8), presentan una textura arenácea, granos con baja a alta esfericidad-subredondeados a subangular, y selección muy pobre a moderada (ANEXOS II). En detalle se caracterizan en forma, textura y variaciones en el contenido de origen

(Tabla 2) de los fragmentos líticos en base a techo. Sin embargo, se obtuvieron las muestras de roca RD-2.26 y RD-2.27 que corresponden a Andesitas de piroxenos con un alto porcentaje de fenocristales de plagioclasa, junto con piroxeno, los que se presentan euhedrales a subhedrales, inmersos en una masa fundamental vítrea, irregular y amorfa (ANEXOS II).

Muestra	Forma	Textura	Origen	Clasificación
RD-1.1	Subredondeado Baja esfericidad	Mala selección	<u>Intrusivo</u> > Volcánico	Wacka lítica
RD-1.5	Anguloso Moderada-alta esfericidad	Moderada selección	<u>Intrusivo</u> > Volcánico	Wacka feldespática
RD-1.9	Subredondeado Moderada Baja esfericidad	Moderada selección	Intrusivo < <u>Volcánico</u>	Wacka feldespática
RD-2.1	Subanguloso Baja esfericidad	Mala selección	<u>Intrusivo</u> > Volcánico	Litarenita
RD-2.11	Redondeado Moderada esfericidad	Moderada selección	Intrusivo < <u>Volcánico</u>	Litarenita
RD-2.18	Subredondeados Moderada-alta esfericidad	Mala selección	<u>Intrusivo</u> > Volcánico	Wacka lítica
RD-2.25	Angulosos Alta esfericidad	Mala selección	Intrusivo < <u>Volcánico</u>	Arenita arcosa
RD-2.5	Subredondeados Moderada-baja esfericidad	Moderada selección	<u>Intrusivo</u> > Volcánico	Arenita arcosa
RD-2.8	Subredondeados Moderada esfericidad	Moderada selección	<u>Intrusivo</u> > Volcánico	Arenita lítica

Tabla 2. Tabla resumen del análisis de las muestras en microscopio en cuanto a forma, textura y su origen.

Los minerales de feldespato y plagioclasa presentaron un predominio en las rocas superando el 35% de las muestras RD-2.5, RD-2.1, RD-2.11. Sin embargo, se presentaron en su

mayoría contenido de fragmentos líticos intrusivos, extrusivos, sedimentarios, y carente metamórficos y volcanosedimentarios, alcanzando el 50% de predominancia intrusiva o monomineral (RD-2.5, RD-2.25, RD-2.11, RD-1.9), mientras que para los fragmentos de origen volcánico alcanzan el 43% (RD-2.1).

4.3 Análisis de paleocorrientes.

En el trabajo de campo, se obtuvieron datos de estructuras sedimentarias que representan flujos de corrientes como las que se detallan en la Tabla 3 junto al dato de rumbo registrado. Los datos de paleocorrientes tomados en la ladera norte del miembro Punta Zanzi, específicamente en las areniscas conglomerádicas feldespáticas y litarenitas entre los 250 y 290 metros de depositación y de la columna estratigráfica, corresponden a direcciones de corrientes provenientes del sureste, que cambian de dirección a suroeste, y noreste de esta porción (Figura 20b).

Hacia el techo entre los 430 y 500 metros de potencia levantada en esta área, y sobre composiciones de litarenitas y areniscas conglomerádicas, se presenta una dirección de aporte proveniente desde el noreste, cambiando fuertemente a noroeste hacia el techo de esta porción de afloramiento (Figura 20a).

Estructura Sedimentaria (L. Sur)	Dato	Estructura Sedimentaria (L. Norte)	Dato
Paleocanal	318	Laminación cruzada	26
Estratificación cruzada	30	Ondulita	29
Paleocanal	26	Ondulita	35
Paleocanal	33	Paleocanal	190
Laminación cruzada	22	Paleocanal	200
		Paleocanal	204

Tabla 3. Datos de paleocorrientes en estructuras sedimentarias tomadas en terreno.

4.4 Proveniencia sedimentaria

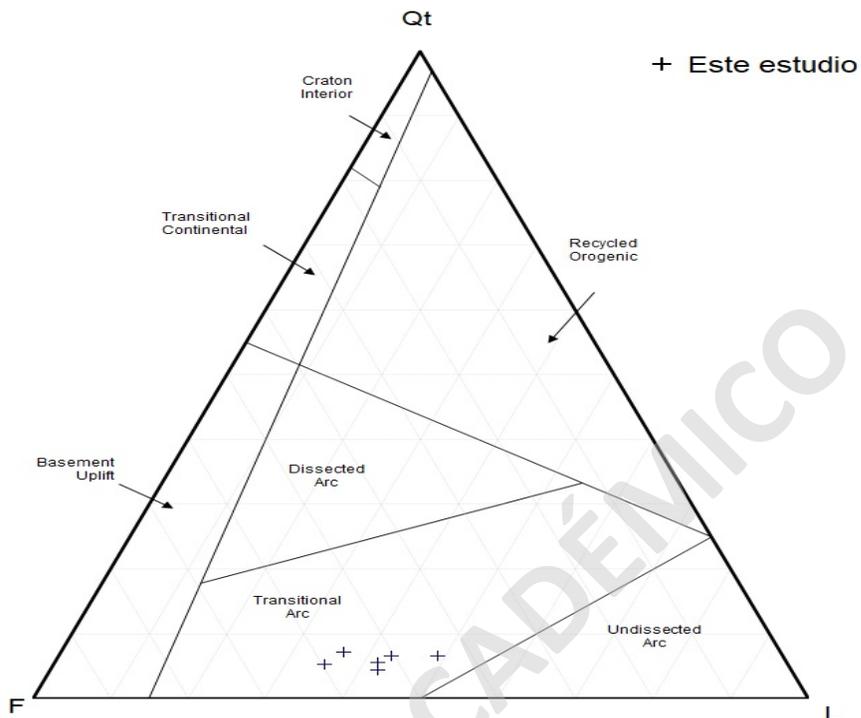


Figura 23. Diagrama triangular QmFLt de Dickinson *et al.* (1985) para discriminar ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.

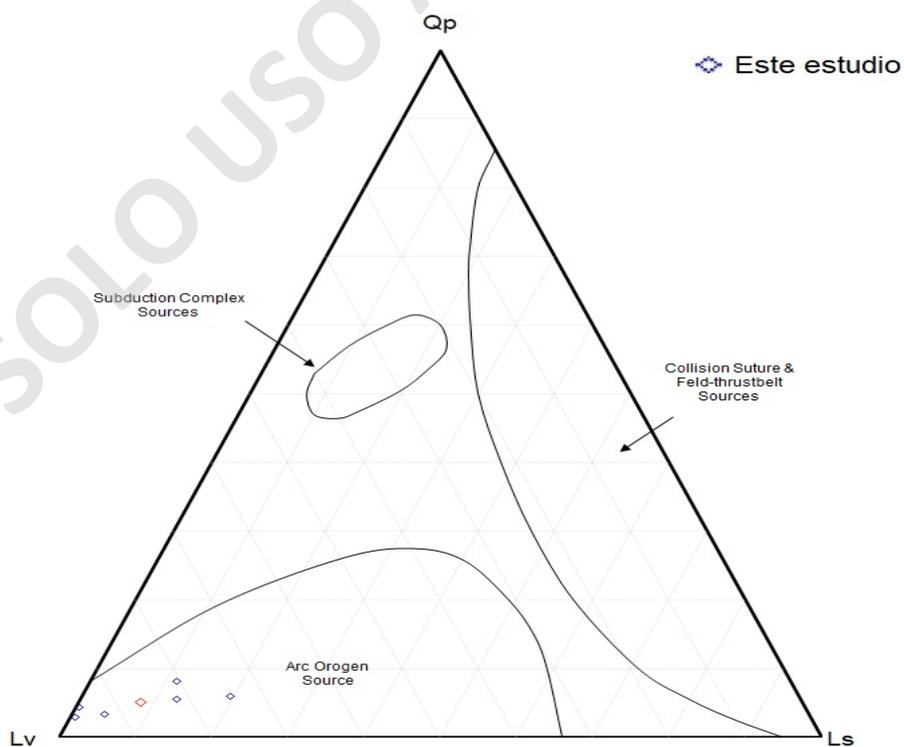


Figura 24. Diagrama triangular QpLvLs de Dickinson *et al.* (1985) para discriminar fuente de sedimentos terrígeno-clásticos en ambiente tectónico de proveniencia de sedimentos terrígeno-clásticos.

Los resultados de proveniencia sedimentaria fueron definidos mediante la utilización de la herramienta por conteo modal de clastos (Dickinson *et al.*, 1985) con un margen de error del 10% para 400 puntos por cada muestra (Figura 6), los cuales permitieron determinar una procedencia de los sedimentos por Arco Transicional (Figura 23) y Arco Orogénico (Figura 24) (Dickinson *et al.*, 1985).

La discriminación en cada muestra para la determinación del tipo de fuente, ya sean volcánicas o de basamento, resultó a partir de la cuantificación de los fragmentos de plagioclasa con respecto a los feldspatos, fragmentos volcánicos ácidos y metamórficos, para fuentes volcánicas de retroarco y basamento respectivamente.

4.5 Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS)

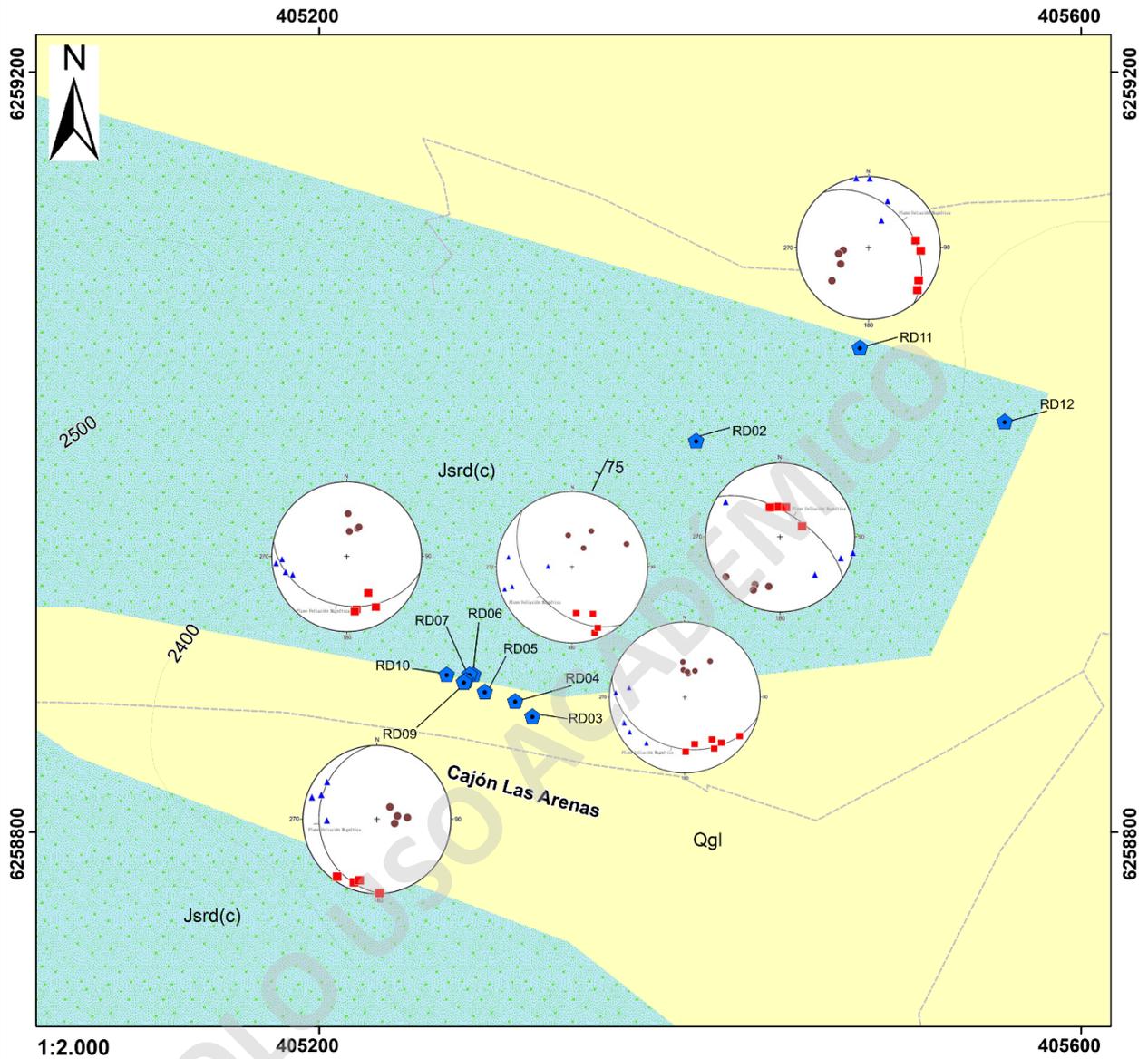
El mecanismo de transporte, depositación de los sedimentos, y el estilo del relleno de la cuenca, por el cual se obtuvieron los datos de paleomagnetismo AMS, que de manera robusta fueron tomados en paleocorrientes de una sucesión sedimentaria bien expuesta de la Formación Río Damas, en el área ubicada del miembro Cerro Catedral y Punta Zanzi (Figuras 25 y 26 respectivamente) se estableció que:

Los datos obtenidos de AMS, se les aplicó una conversión, siendo restaurados a la posición original de la fábrica original. Se utilizarán para determinar el origen de las direcciones de paleocorriente (lineamientos paleomagnéticos) y sus velocidades relativas, para caracterizar la superficie depositacional original (orientación y cambios relativos en el ángulo de la pendiente) e indicador confiable de paleo dirección de depositación, teniendo en cuenta los efectos de las rotaciones tectónicas. Para esto, se midió la forma y la orientación de la fábrica AMS en los sitios de las muestras recolectadas y obtenidas de las figuras 25 y 26.



Figura 25. Afloramiento expuesto en la zona intermedia del miembro Cerro Cathedral en el área oriental del Valle La Engorda y aledaño al río Colina. En la imagen se presentan los puntos de perforación de la roca, en la obtención de los datos de AMS.

Punto de muestra análisis petrográfico microscópico



1:2.000

405200

405600

LEYENDA

Unidades estratificadas

- Qgl Depósitos de glaciares
- Jsrd Formación Río Damas
- ^c Miembro Punta Zanzi

SIMBOLOGÍA

- Sitios de toma de muestras para estudios paleomagnéticos
- Datos Estructurales
- Camino

0 25 50 100 Meters

Figura 26. Afloramiento expuesto del miembro Punta Zanzi en el área occidental del Valle La Engorda y al norte del río Volcán. En la imagen se presentan los puntos de perforación de la roca, en la obtención de los datos de AMS.

Las direcciones de las paleocorrientes se estimaron utilizando la oblicuidad entre los planos de la estratificación y las fábricas del AMS, de forma que se utilizó el rumbo del plano que mejor se ajuste, que está definido por los ejes K_{min} y K_{int} para sitios de arenisca, conglomerados y grano grueso (Tarling y Hrouda, 1993), y utilizando la inclinación del eje K_{min} con respecto al polo del plano de estratificación, para los sitios de areniscas y lutitas de grano medio a fino (Liu *et al.*, 2001).

Las velocidades se estimaron a partir de la distribución de los ejes principales y de la forma de los elipsoides del AMS. Las fábricas AMS se obtuvieron de las mismas muestras. Sin embargo, solo 7 de los 14 sitios analizados aquí arrojó datos paleomagnéticos estadísticamente confiables (Tabla 4). Fábricas levemente isotrópicas y alargadas fueron obtenidos de las muestras de arenisca por lo general. El gráfico T/P de fábricas prolato y oblato (Figura 27), indican valores de T entre 0.9 y -0.5 siendo principalmente restringido al campo oblato, mientras que P_{prim} valores entre 0.05 y 0.8 aproximadamente siendo considerados valores intermedios a bajos. Esto indica que la depositación y el transporte desempeñaron papeles levemente diferentes con fábricas poco deformadas y estables. En cuanto a la forma de las fábricas AMS, las fábricas oblatas de anisotropía fueron obtenidas en una mayor cantidad a lo largo de casi toda la porción de la sucesión sedimentaria estudiada. Por otro lado, los niveles prolatos son visibles en las muestras inferiores e intermedias de la distribución estratigráfica.

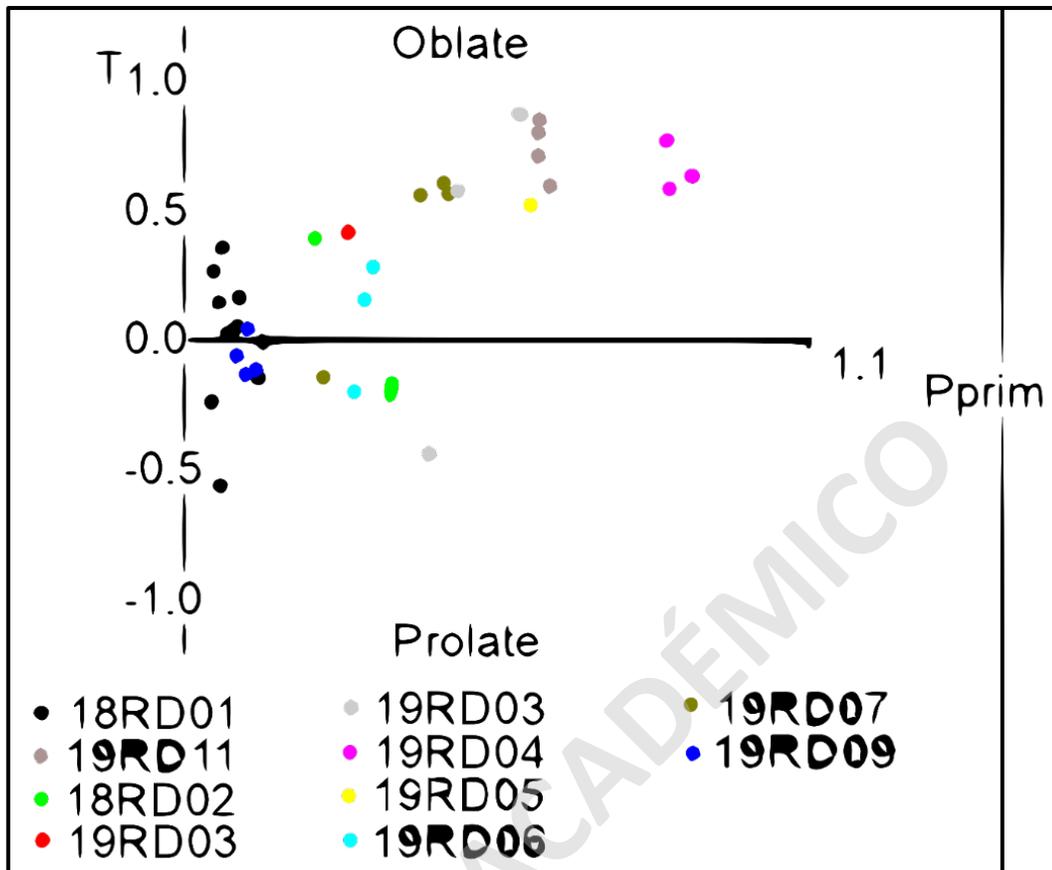


Figura 27. Diagrama T-Pprim.

La distribución estratigráfica de las formas de las fábricas AMS sugieren que los procesos de transporte, sedimentación y compactación fueron importantes en toda la depositación.

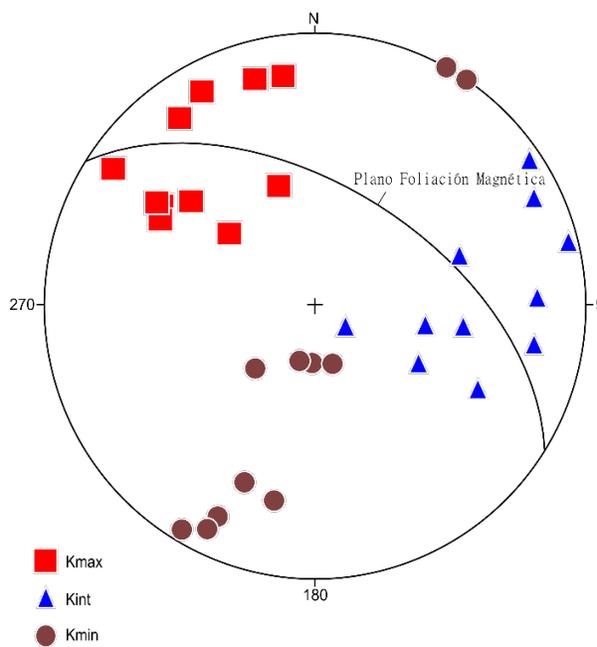
Los valores mínimos, máximos y medios obtenidos en el sitio RD01, para la lineación son 0.997, 1.003 y 1.000 respectivamente, mientras que para la foliación son 1.002 en general. El valor más alto de susceptibilidad magnética (K) se presenta en el sitio RD01, mientras que la más baja se presenta en la arenita arcosa y wacka feldespática de los sitios RD11 y RD04 respectivamente, no habiendo una influencia significativa de minerales ferromagnesianos. Sin embargo, los resultados en general de K, F, L y T muestran distintas variaciones para las diferentes unidades estratigráficas (Tabla 4). Es por esto por lo que las rocas en su mayoría presentan grados de anisotropías <5% ($P < 1.05$) y fábricas oblatas.

La distribución de los máximos ejes de susceptibilidad magnética máxima (K_{max}), intermedia (K_{int}) y mínima (K_{min}) indican que para el sitio RD-01 más próximo a la base de la toma de datos paleomagnéticos, presenta un K_{min} agrupado hacia el SW, mientras que el K_{max} están agrupados en el cuadrante NW con un ángulo $<45^{\circ}NW$ recurrentemente (Figura 28). Para el sitio RD-11, se presenta una agrupación del K_{min} en el cuadrante del SW, mientras que el K_{max} está posicionado en el E-SE con un ángulo $<35^{\circ}SE$, sin embargo, en el diagrama de Flinn las muestras caen en el elipsoide de forma achatada mayormente. El sitio RD-02 y RD-03 presenta una agrupación de K_{max} en el cuadrante del NW y NE con alto ángulo de pendiente ($\sim 55^{\circ}NE$). Para los sitios RD-03 y RD-04 el K_{max} presenta un ángulo de pendiente bajo de aproximadamente $20^{\circ}SE$, mientras que para los sitios RD-05, RD-06 y RD-07 lo es con un ángulo levemente mayor. Finalmente, para el sitio RD-09 el K_{max} está agrupado en el cuadrante SSW con un ángulo de $\sim 5^{\circ}SW$ (Figura 28). Por lo general, para los sitios RD-11, RD-02, RD-03, RD-04, RD-05, RD-07 y RD-09 el diagrama de Flinn presenta una forma de elipsoide más bien achatada (oblatas), mientras que para los sitios RD-02, RD-03 y RD-04 se vuelve levemente alargadas (prolatas) (Figura 27).

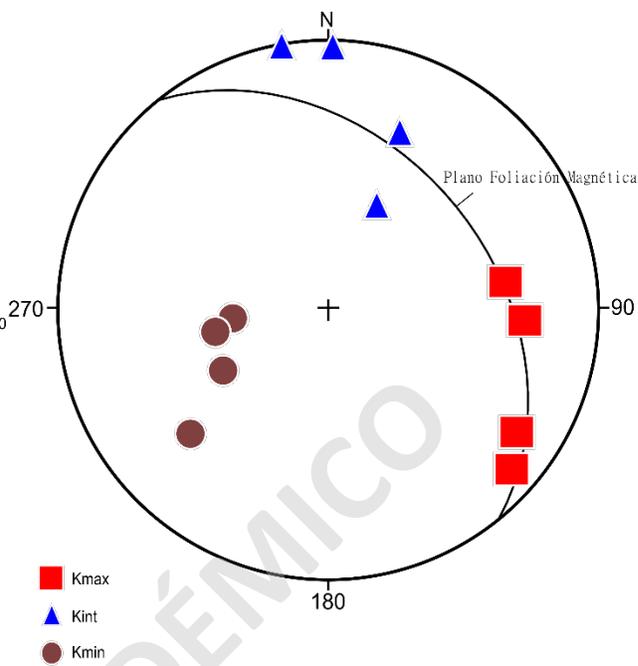
Sitio de toma de muestra	Susceptibilidad magnética (K)	Lineación (L)	Foliación (F)	Grado de anisotropía (Pj)
RD01	1.51	1.003	1.002	1.006
RD11	0.19	1.009	1.047	1.057
RD02	1.04	1.014	1.013	1.027
RD03	0.44	1.012	1.027	1.039
RD04	0.19	1.010	1.053	1.064
RD05-RD06	0.75	1.012	1.016	1.029
RD07	0.34	1.008	1.022	1.030
RD09	1.03	1.006	1.006	1.012

Tabla 4. Datos de susceptibilidad magnética, foliación, lineación y grado de anisotropía de los diferentes sitios de toma de muestras.

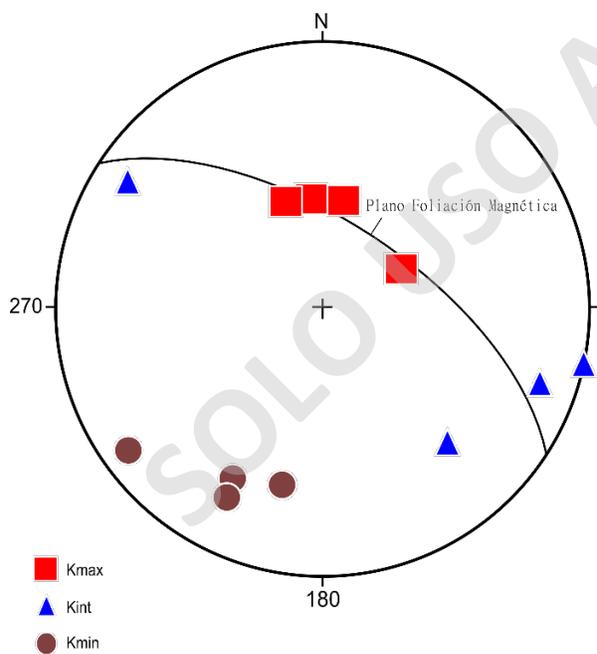
SITIO RD01



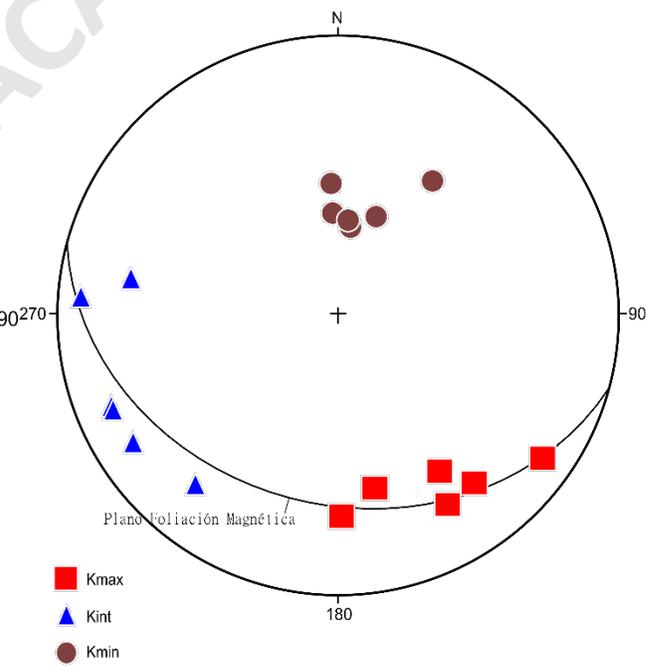
SITIO RD11



SITIO RD03 y RD02



SITIO RD03 y RD04



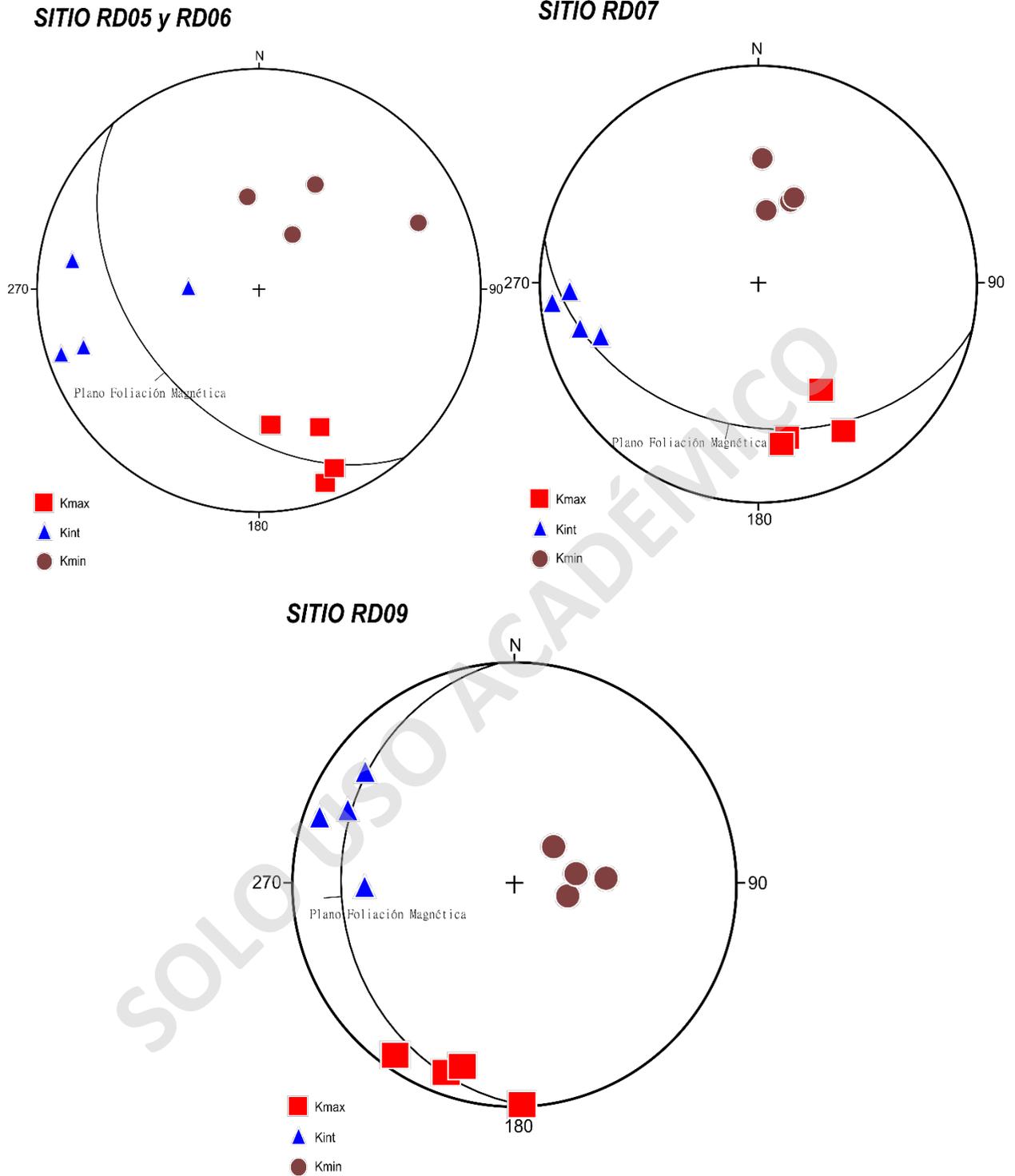


Figura 28. Ubicación de los parámetros de los ejes de susceptibilidad magnética Kmax, Kint, y Kmin, ploteados en la proyección estereográfica.

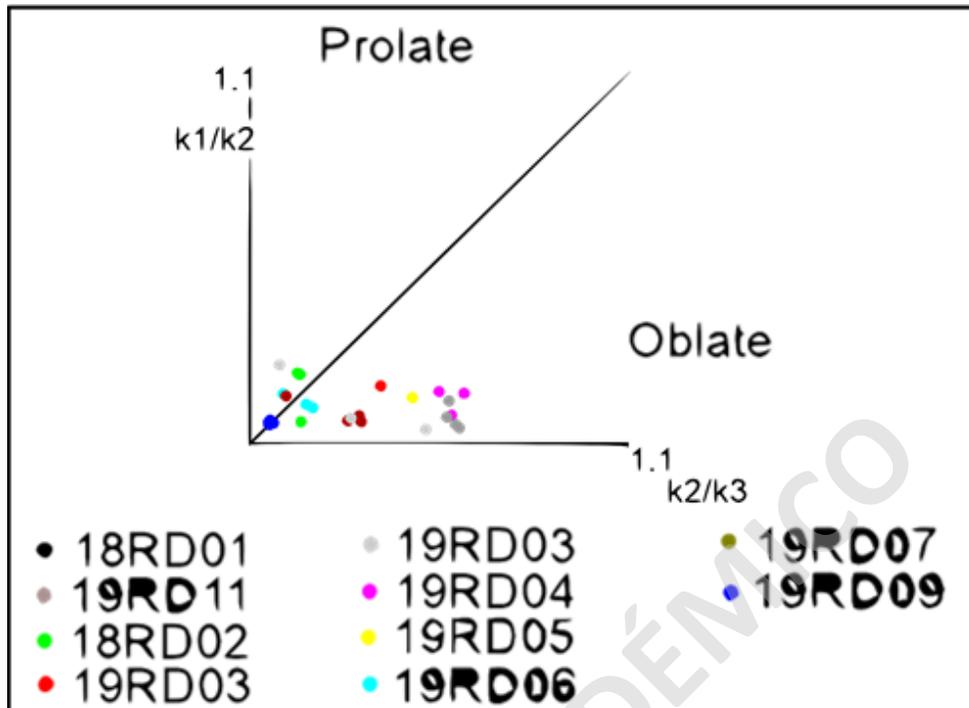


Figura 29. Diagrama de Flinn.

En la ladera norte del sector del cajón de Las Arenas y en el área de estudio, cada sitio presenta una forma de elipsoide AMS, que varía predominantemente de oblato a prolato (Figura 29). Posterior a la corrección de inclinación de los datos, los ejes del Kmax en el sitio basal RD01 están orientados siguiendo un azimut entre 292 y 350°, inclinados 30° al noroeste, mientras que los ejes Kmin se dispersan alrededor del polo del plano de foliación magnética. El sitio RD11 por otro lado presenta los ejes Kmax con azimut entre 83 y 131°, inclinados 25° al sureste, y los ejes Kmin dispersos en menor medida que el sitio RD01. Para el sitio RD02 los 352 y 60° inclinados hacia el norte preferentemente. El sitio RD03 y RD04 presentan sus ejes Kmax orientados en azimut 125 y 176°, inclinados hacia el sureste 29°. Los sitios RD05, RD06 y RD07 presentan orientados sus Kmax en azimut 147 y 176°, inclinados hacia el suroeste. Finalmente, el último sitio RD09 presenta sus ejes Kmax distribuidos entre los azimuts 178 y 216°, inclinados con bajo ángulo hacia el suroeste (Figura 28).

Temporalmente, las litologías según los sitios de muestreo parecen señalar que existe un cambio en el relieve con múltiples direcciones de aporte de sedimentos, comenzando con un aporte

desde el noroeste en el sector del cablerío (RD01), con una pendiente de 54°NW. Le sigue una dirección de lineación ESE-WNW con una pendiente aproximada de 39°SE (RD11); dirección de lineamiento N-S con un ángulo de pendiente de 63°N (RD02 y RD03); direcciones de paleocorriente SSE-NNW con ángulos de pendiente de 33°, 43° y 35°SE para los sitios RD04, RD05-RD06, y RD07 respectivamente. Por último, una dirección de lineación SSW-NNE con una pendiente de 23°SW.

4.5.1 AMS en fábricas sedimentarias

Según Robion *et al.* (2007), las direcciones de las fábricas magnéticas depende de las distribuciones de los ejes de susceptibilidad magnética K_{max} , K_{int} y K_{min} , y correlacionando con la presente investigación, las diferentes distribuciones de ejes de fábricas de AMS guardan relación con los tipos uniaxiales plano u oblatos (Figura 30a), por el cual, el eje K_{min} se encuentra agrupado y existe una dispersión de los ejes K_{max} y K_{int} en un plano normal a K_{min} , como se podría visualizar en los sitios RD11, RD03 y RD04 aparentemente (Figura 28). Además, también se presentan fábricas triaxiales que se caracterizan por tener los ejes de anisotropía agrupados, como se tienen en los sitios que se excluyen de los categorizados previamente (Figura 30c). De acuerdo con lo anterior, se infiere que las fábricas primarias presentadas en esta investigación se caracterizan por una alineación magnética que siguen de manera paralela la misma dirección de flujo (ver direcciones en Tabla 5), por lo que se define su ocurrencia mediante procesos sedimentarios, sin lineaciones tectónicas de gran actividad aparentes, que no habrían deformado la roca.

Por otro lado, de acuerdo con la gráfica del parámetro de forma T v/s el grado de parámetro de la anisotropía P (modificado de Borradaile y Henry, 1997; Parés, 2004) (Figura 30e), los resultados de esta investigación infieren la presencia de fábricas del tipo I y II (Figura 30d), siendo principalmente localizados en el dominio de la forma achatada (oblata) que alargada (prolata). Esto apoyaría la idea de que existe una resolución entre la distribución de las orientaciones de los ejes y la forma de los elipsoides.

La agrupación de los K_{min} como un polo del plano de estratificación, generalmente se relaciona a procesos post-depositacionales de la compactación sedimentaria que podrían alterar la fábrica primaria (Imaz *et al.*, 2000) o la reelaboración sedimentaria por medio de la formación de paleosuelos, deslizamiento o hundimiento de la pendiente y el congelamiento y descongelamiento.

Es por esto que, Robion *et al.* (2007) considera que las fábricas sedimentarias, guardan relación con todos los depósitos y procesos post-depositacionales, incluida la compactación sedimentaria y procesos diagenéticos, que ocurrieron previo a un eventual acortamiento tectónico, es decir, la firma sedimentaria está relacionada con la compactación durante el enterramiento, que por lo mismo con los resultados obtenidos, se determina que los procesos sedimentarios presentan un dominio, estando completamente sobreimpreso.

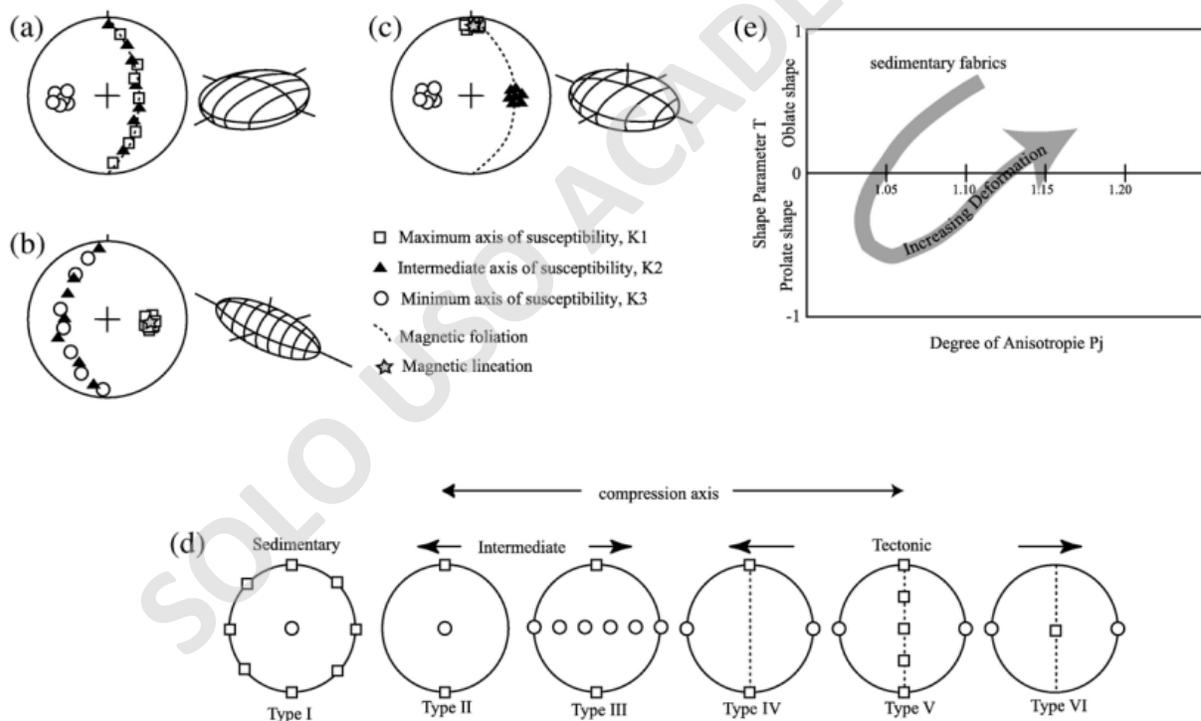


Figura 30. Conceptos principales para comprender las fábricas magnéticas. a) fábrica oblate (o fábrica uniaxial plano) con dispersión de K_1 y K_2 en el plano de foliación, b) fábrica alargada (o fábrica uniaxial lineal) con K_1 bien agrupado que marca la alineación magnética, c) fábrica triaxial con ambas foliaciones y lineaciones magnéticas. d) Secuencia clásica de fábricas magnéticas. Tipo I es la fábrica sedimentaria inicial con isotropía en el plano de estratificación. e) Gráfica del parámetro de forma T vs grado de parámetro de anisotropía P para rocas progresivamente deformadas (modificado de Borradaile y Henry, 1997 y Parés, 2004).

En base a los resultados presentados en este capítulo, los ambientes sedimentarios representados en la Formación Río Damas, exclusivamente en el miembro superior, habrían estado caracterizados como múltiples episodios deposicionales de origen fluvial (flujo axial) y eventos esporádicos aluviales (flujos transversales), con variaciones en la energía del transporte, que habrían rellenado la cuenca de Río Damas en esta latitud.

V. DISCUSIÓN

A continuación, se presentan los análisis enfocados en temas de estratigrafía y correlación, con antecedentes reportados existentes, respecto a los datos recopilados y descritos en esta investigación. Posteriormente, la proveniencia sedimentaria según los autores que estudian la Formación en el área de la cuenca Jurásica en general, la estimación de la orientación media de los ejes Kmax a partir de los sitios descritos previamente, y las direcciones de paleocorrientes previamente publicadas (datos presentados en el capítulo “Resultados”).

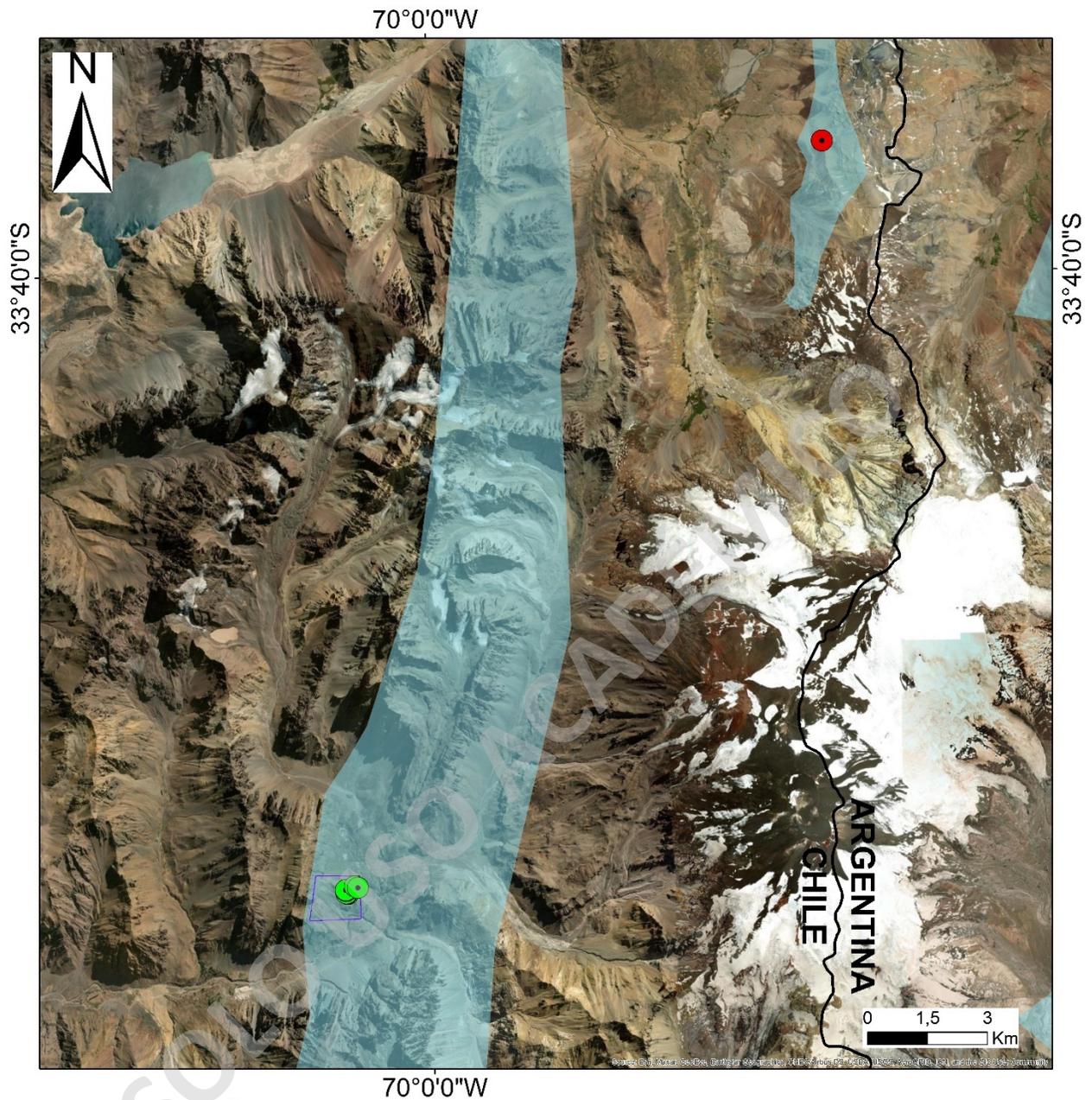
5.1 Estratigrafía del área y correlación con unidades contemporáneas cercanas

El miembro superior Punta Zanzi de la Formación Río Damas, corresponde a una alternancia de litologías clásticas conglomerádicas, junto con areniscas y fangolitas. De acuerdo con las observaciones obtenidas de terreno y el posterior análisis realizado, se determinan seis unidades litológicas con variaciones composicionales de los sedimentos, que dada la importancia de cada unidad, se analizara y correlacionara a continuación cada una de estas.

En general la columna estratigráfica levantada en el Cajón de Las Arenas presenta una estratigrafía general similar a la descrita por Calderón (2008) en mayor detalle, y que en particular para el miembro superior, establece un aumento en el tamaño de los fragmentos en comparación con el miembro intermedio Cerro Catedral, que contiene un mayor contenido de sedimentos finos, arenosos y variaciones composicionales, de acuerdo con los colores del afloramiento. La correlación con lo descrito en esta investigación, indica una sucesión de conglomerados matriz soportados, con bloques subredondeados a redondeados de baja esfericidad, intercalados con

areniscas con estructuras sedimentarias de laminación paralela y cruzada, niveles fangosos con ondulitas de oleaje. El color de esta última cambia de verdes a rojizas con alternancias de conglomerados y niveles fangosos, presentes también en las observaciones aquí señaladas. Con el tiempo Mardones (2016) aportó datos de evidencias de estructuras sedimentarias y en el 2019 describe una arenisca cercana al paso fronterizo Piuquenes como una grauvaca cuarcífera (Figura 31), con un alto contenido de cuarzo (55%) y fragmentos subangulosos-subredondeados, correspondiente a una muestra obtenida del miembro superior Punta Zanzi aparentemente. Mardones (2019) define este miembro como un ambiente subaéreo fluvial-aluvial con facies de abanicos proximales, medios y distales. En base a lo anterior, se correlaciona con facies intermedias de areniscas rojas medias a finas de tipo distal. Sin embargo, la Formación Río Damas a los 35°S en los Andes Argentina, estuvo enmarcada por una depositación predominantemente de ambiente fluvial (Legarreta & Uliana, 1999).

La Formación Tordillo corresponde a una serie sedimentaria continental del Jurásico Superior, que se encuentra muy bien expuesta en la zona centro oriental de Argentina, en límite con la región metropolitana en Chile, y que ha sido estudiada en abundancia sus distintas características tanto estratigráficas como tectónicas. Dentro de estas características Spalletti *et al.* (2008) definen la parte superior de la Formación Tordillo-expuesta en el área noroccidental de la ciudad de Neuquén, como areniscas de grano medio a fino clasificadas como arcosas líticas y litarenitas feldespáticas (Figura 32), ricas en fragmentos líticos volcánicos y feldespatos asociadas a sistemas de detritos aluviales volcanoclásticos. Sin embargo, en este trabajo, las clasificaciones de las areniscas determinadas tienen una buena correlación.



SIMBOLOGÍA

Muestras de este estudio

- RD 2.8
- RD 2.5
- RD 1.1
- RD 1.5
- RD 1.9
- RD 2.1
- RD 2.18
- RD 2.25

Muestras de Mardones (2019)

- CP09
- Área de estudio

Figura 31. Mapa de ubicación de las muestras de este estudio y el realizado por Mardones (2019).

Entre los 34°-35°S Mescua *et al.* (2020) destacan el gran dominio de las litologías arenosas de litarenitas feldespáticas y feldesarenitas observadas en la Formación Tordillo (Figura 32), con intercalaciones de litologías más finas, conglomerados y flujos de lavas andesíticas, como fueron de igual forma presentados en las observaciones obtenidas en el presente trabajo. Litológicamente se correlaciona con la asociación de facies 1 que proponen, de acuerdo con las características litológicas descritas anteriormente y el contenido de estructuras presentes de grietas de desecación, capas de areniscas lentiformes con intraclastos y estratificación cruzada. Por lo general infieren un ambiente aluvial árido con depósitos de inundación laminar, etapas menguantes de inundación y canales arenosos poco profundos de baja sinuosidad, por lo que en base a esto, los datos que en este trabajo permiten inferir un ambiente mayormente aluvial en areniscas y limolitas en general, se ajustarían bien a lo definido por Mescua *et al.* (2020), como una depositación pacífica.

Por otro lado, al norte del área de estudio, Acevedo *et al.* (2020) describen y establecen facies litológicas para la Formación Tordillo, aflorada en 280 metros de espesor, determinando que las facies 3, 4 y 5 definidas para esta sucesión, sean correlacionables con las unidades estratigráficas del presente trabajo. Lo anterior, y en primer lugar, la facie 3 posee una intercalación de conglomerados y areniscas matriz soportadas con fragmentos redondeados, estructuras de estratificación cruzada y horizontal, con geometrías tabulares, y gradaciones normal e inversa, correlacionables según sus características litológicas con las unidades 1, 2, 4 y 5. Por consiguiente, la facie 4 de igual forma al definirse en una intercalación de lutitas macizas y areniscas con laminación horizontal, presenta una correlación con la unidad 3. Por último, la facie 5 que definieron presenta una intercalación de lutitas, lentes de areniscas con estratificación paralela y cruzada, y conglomerados con gradación normal y masivos, correlacionados con las unidades 1 y 2 de este trabajo. Acevedo *et al.* (2020) infieren una alternancia de flujos de detritos y barras transversales arenosas, con depósitos de llanura de inundación y canales con barras longitudinales respectivamente, formando parte de sistemas fluviales trenzado y anastomosados, que en comparación con el ambiente definido en el presente trabajo, guardan relación con un sistema fluvial trenzado.

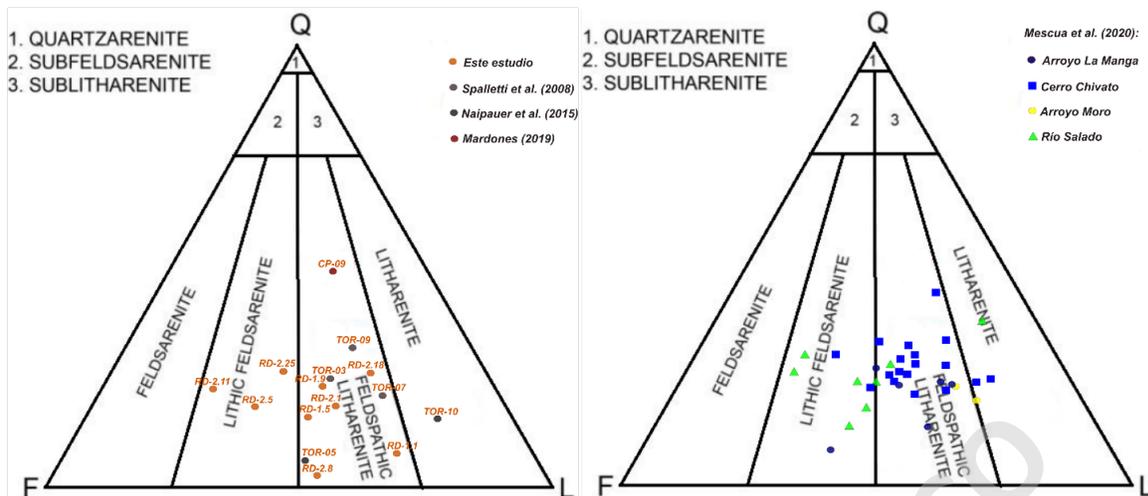


Figura 32. Clasificación de areniscas de Folck *et al.* (1970) para muestras de este estudio y estudios de Spalletti *et al.* (2008); Naipauer *et al.* (2015); Mardones (2019) y Mescua *et al.* (2020), reportados para la Formación Río Damas-Tordillo.

5.2 Proveniencia sedimentaria

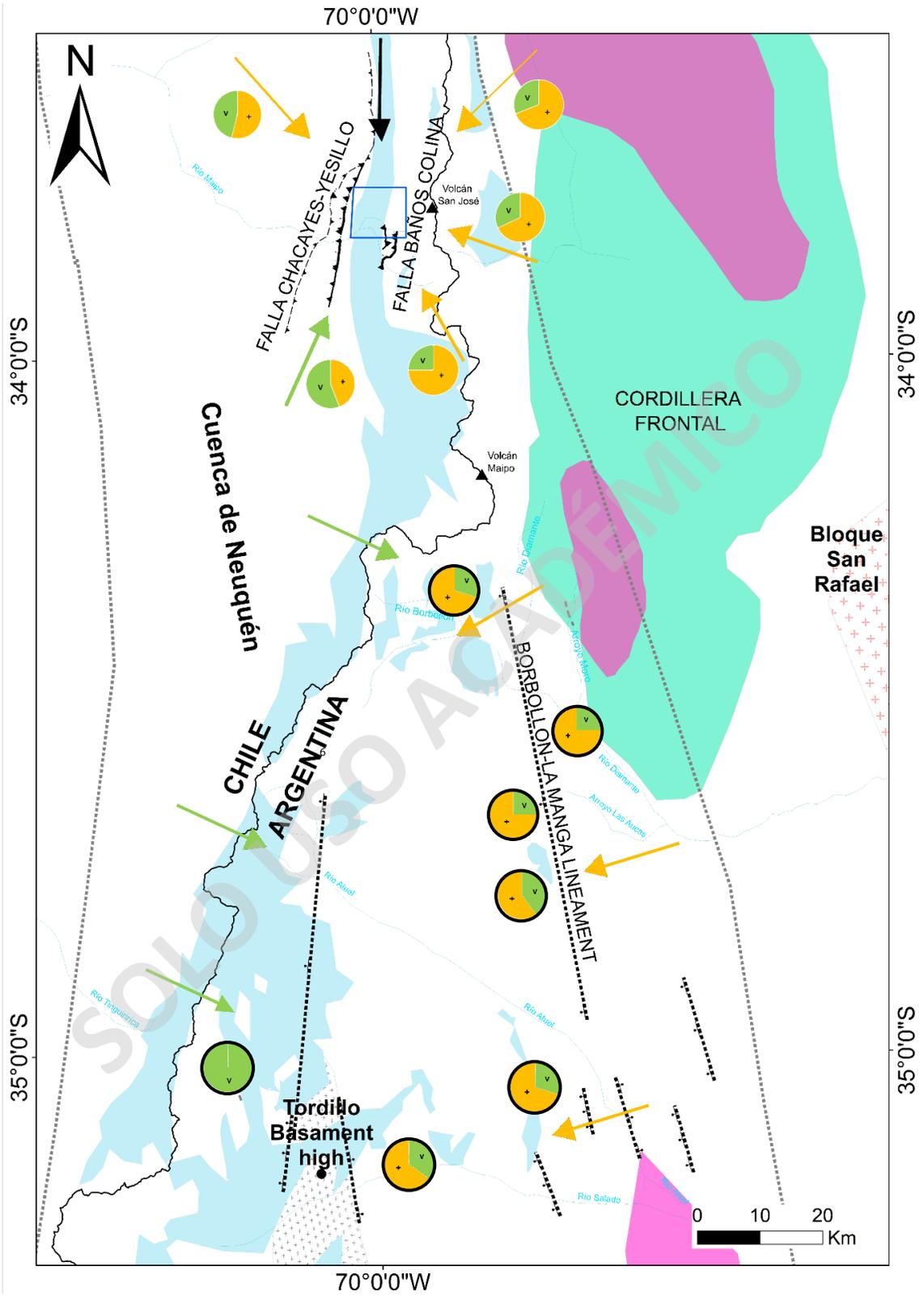
La Formación Río Damas para esta área latitudinal en estudio, presenta principalmente aportes de sedimentos de origen intrusivo por sobre volcánico en granos tamaño arena, lo que infiere fuentes más ricas de carácter magmático-intrusivo, que rellenan la cuenca en el Jurásico Superior, en sistemas de flujos transversales, mientras que los conglomerados al presentar predominancia en fragmentos volcánicos que habrían proveniendo del arco volcánico al occidente (Figura 33). Estudios para esta zona son escasos para las unidades geológicas sedimentarias, sin embargo, Rossel *et al.* (2014) indagan sobre el contenido de lavas de composición andesítica provenientes de la Formación El Ajial y Formación Horqueta ubicados hacia el oeste.

Mescua *et al.* (2008) establecen que la proveniencia sedimentaria en los 34°15'-35°15'S, para el cerro Amarillo y el río Borbollón, predomina en rocas asociadas al basamento en la base, y aportes del retroarco hacia el techo definido en arco mixto a disecado (Figura 34 y 35). En el área del arroyo La Manga el aporte es exclusivamente del Grupo Choiyoi, de acuerdo con los clastos de granitos, riolitas y metamórficos (Figura 33). En el río Tordillo los conglomerados están compuestos por rocas volcánicas de composición andesítica de la Formación Río Damas (Figura

33). Sin embargo, en ese mismo año Spalletti *et al.* sugieren proveniencias de arco de transición y disecado para la Formación Tordillo (Figura 34 y 35), siendo las areniscas y conglomerados presentes en esta área entre los 37°15'-39°15'S (afloramientos ubicados en el río Neuquén al norte del área), con fuente de sedimentos pertenecientes al arco Jurásico andino, respecto a la alta proporción de fragmentos máficos y monomineral de plagioclasa y feldespato-K. Por otra parte, hacia el sur las litologías presentan fragmentos líticos de origen volcánico silíceos pertenecientes a fuentes del arco de Huinul.

El dominio de aportes se contrasta con otras áreas en donde aflora la Formación Río Damas-Tordillo, determinando Naipauer *et al.* (2015) que las principales fuentes de suministro al sur del área de estudio (37°-39°S), fueron rocas volcánicas básicas a ácidas provenientes del arco magmático andino y del basamento del Grupo Choiyoi respectivamente (Mescua *et al.*, 2008; Spalletti *et al.*, 2008), dominando las rocas volcánicas por lo general de arco transicional (Figura 34 y 35). Estos autores concluyen que los depocentros ubicados al suroeste dominan en fragmentos de rocas plutónicas y metamórficas, mientras que al noroeste abundan las rocas sedimentarias con fragmentos angulosos de cuarzo, líticos alterados y pseudomatríz. Hacia el norte, Mardones (2019) establece la grauvaca cuarcífera con dominio de fragmentos volcánicos subangulosos y subredondeados, con proveniencias de arco disecado (Figura 34 y 35).

Por otro lado, Mescua *et al.* (2020) clasifican la Formación Tordillo-Río Damas al norte de la Cuenca de Neuquén (34°-36°S) como la mayoría de las muestras de su estudio en areniscas líticas con baja madurez, y origen de arco disecado a transicional (Figura 34 y 35) con respecto al predominio de líticos volcánicos y feldespatos. Los líticos volcánicos del retroarco (área de estudio), estarían compuestos por rocas básicas e intermedias, mientras que el basamento de la Cuenca Neuquina corresponde a rocas volcánicas ácidas (riolitas) y plutónicas (granitos) del Grupo Choiyoi (Llambias *et al.*, 1993; Broens y Pereira 2005) (Figura 33). Las areniscas de la Formación Río Damas, ubicadas en el área del río Maipo y Cachapoal, se encuentran dominadas por rocas volcánicas intermedias con plagioclasas y cuarzós, sin feldespato potásico. Lo que indicaría para este estudio similitudes en cuanto a la composición de las rocas volcánicas y sedimentarias, además de un origen de arco transicional para las rocas de esta área.



LEYENDA

-  Rocas jurásicas sedimentarias y volcánicas continentales (Fm. Río Damas y Tordillo)
-  Rocas triásicas sedimentarias y volcánicas
-  Rocas del Pérmico-Triásico medio
-  Rocas del Paleozoico superior plutónicas, volcánicas y metasedimentarias
-  Tordillo High
-  Bloque San Rafael

SIMBOLOGÍA

-  Área Cuenca de Neuquén
-  Límite regional
-  Área de estudio
-  Falla Inversa Reactivada como normal observada
-  Falla Inversa cubierta
-  Falla Inversa Inferida
-  Falla Inversa observada
-  Falla Normal Inferida
-  Red de drenaje

Figura 33. Mapa de espesores de la Formación Río Damas y Tordillo, con la interpretación de las principales fallas normales que controlan en el área noroccidental de la Cuenca de Neuquén. Las flechas naranjas indican la fuente de sedimentos del basamento oriental y las flechas verdes indican la fuente volcánica de arco/retroarco de la Formación Río Damas. Los gráficos circulares muestran la proporción de la predominancia de los fragmentos del basamento (“+”) versus Río Damas (“v”) en todas las muestras obtenidas en esta investigación, agregándole los datos obtenidos por Mescua *et al.* (2008; 2020) en el sector noroccidental de la cuenca.

Las rocas de la Formación Tordillo al noreste del área de estudio en la región Aconcagua, valle del Río Blanco, entre los 32°-33°S según Acevedo *et al.* (2020) definieron, una procedencia de orógeno reciclado, que tiende a arco transicional (Figura 34 y 35), siendo los fragmentos volcánicos ácidos los más abundantes. Sin embargo, en niveles de conglomerados, los fragmentos líticos volcánicos ácidos y de granitoides se definen provenientes del Grupo Choiyoi, y los volcánicos básicos representan un suministro de la Formación Río Damas o del vulcanismo básico del Grupo Choiyoi. También, los fragmentos de cuarzo los atribuye al Alto Tupungato.

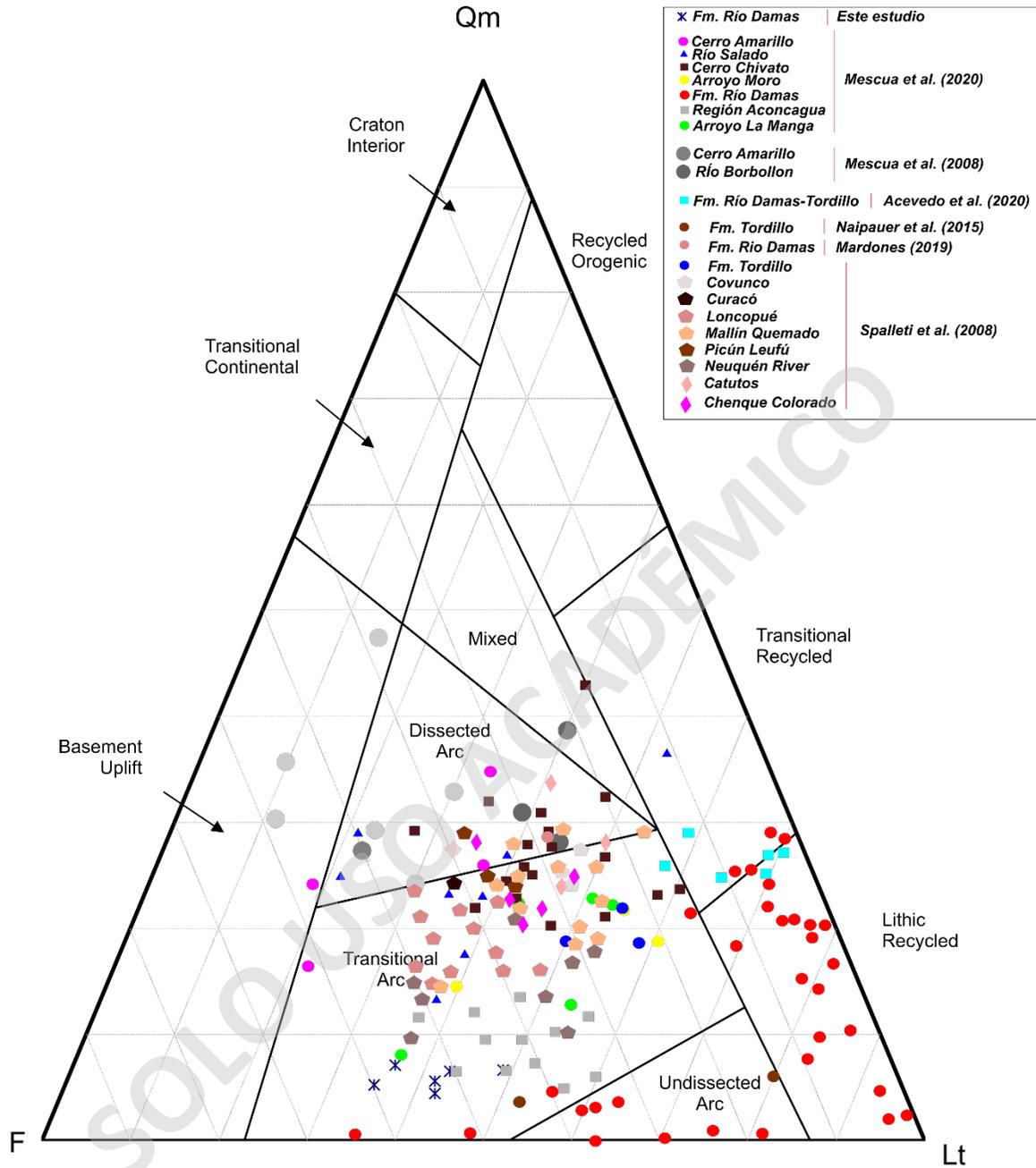


Figura 34. Compilación de los diferentes estudios realizados en torno a el análisis de proveniencia sedimentaria (Dickinson, 1985) para la Formación Tordillo-Río Damas, expuesta a lo largo del área de la Cuenca de Neuquén. Además, se presentan incluidos los resultados de esta investigación.

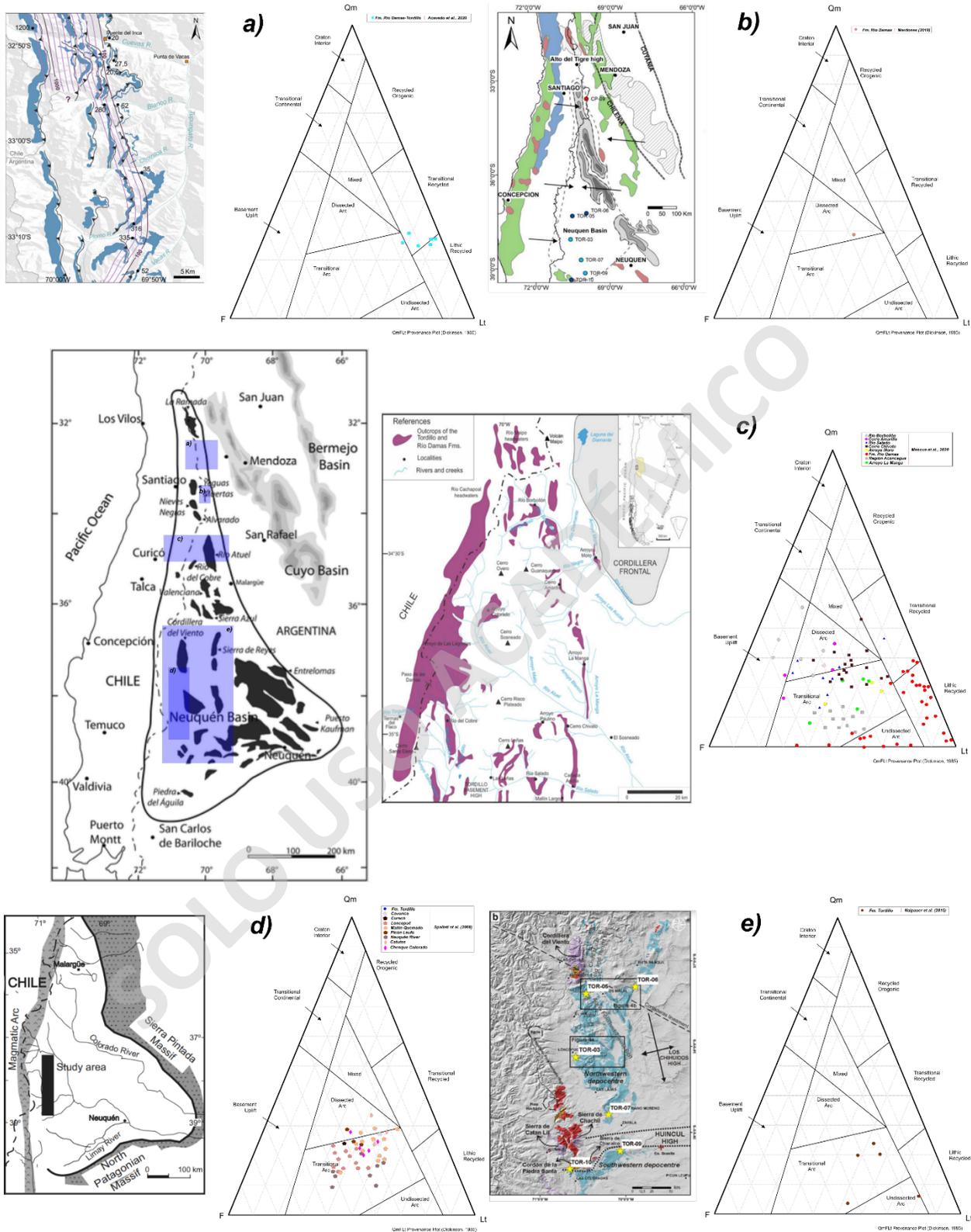


Figura 35. Triángulos de proveniencia sedimentaria que representan los diferentes tipos de fuentes de origen de los aportes sedimentarios correspondientes a la Formación Río Damas-Tordillo del Jurásico Superior a lo largo de Sudamérica (Spalletti *et al.*, 2008; Naipauer *et al.*, 2015; Mardones, 2019; Acevedo *et al.*, 2020; Mescua *et al.*, 2020).

De acuerdo con las observaciones reportadas en trabajos anteriores, desarrollados por Mescua *et al.* (2020), se prevé que habrían estado presente los altos topográficos Aconcagua al norte y Tordillo al sur, determinando que los principales aportes son provenientes del basamento de San Rafael (Grupo Choiyoi). En base a lo anterior, y bajo un análisis de las diferentes áreas aledañas que presentan antecedentes acerca de proveniencias sedimentarias, se determina y propone que los aportes provenientes desde el sureste, este y noreste mayormente, de acuerdo con las características petrográficas de las areniscas estudiadas, indicarían que provienen del oriente desde una fuente magmática intrusiva, con una altura topográfica más paulatina con respecto a la del occidente que sería más abrupta, desarrollando abundante escorrentía de sedimentos que rellenaban la cuenca Río Damas.

5.3 Paleocorrientes y lineaciones magnéticas

La distribución de los ejes de anisotropía magnética K_{max} , fueron utilizados para estimar las direcciones de paleo flujo o paleocorriente, respaldado bajo el análisis de AMS. Las direcciones definidas para cada sitio se presentan en la tabla 5.

Sitio de toma de muestra	Plano de foliación magnética	Dirección Paleocorriente	Manteo K_{max}
RD01	N58W/54NE	NW-SE	30°NW
RD11	N39W/39NE	ESE-WNW	25°ESE
RD02, RD03	N57W/63NE	N-S	58°N
RD03-RD04	N75W/33SW	SSE-NNW	29°SSE
RD05, RD06	N41W/43SW	SSE-NNW	20°SSE
RD07	N78W/35SW	SSE-NNW	29°SSE
RD09	N04W/23SW	SSW-NNE	10°SSW

Tabla 5. Parámetros de plano de foliación magnética y direcciones de paleocorriente respecto del K_{max} .

Los datos de la tabla 5 y el diagrama de Flinn de la figura 29, infieren que las muestras presentan fabricas sedimentarias en los sitios RD11, RD02, RD03, RD04, RD05, RD06 y RD07; deformación incipiente en los sitios RD01 y RD09; y estructura de lápiz en los sitios RD01, RD02,

RD03 y RD07. Los bajos parámetros de grado de anisotropía, y la gran concentración de datos en elipsoides oblatas más que prolatas para los sitios de muestreo, indican múltiples eventos depositacionales, sin influencia tectónica. De acuerdo con lo anterior, la fábrica interna de la roca, que se presentan en los datos a través del paleomagnetismo, al parecer no presenta una componente tectónica importante (sitios RD03 y 04).

Los manteos de las lineaciones magnéticas (K_{max}) de los diferentes sitios, son en general $<30^\circ$, sin embargo, las muestras de los sitios RD02 y RD03 presentan foliaciones magnéticas con manteo de 58° . De acuerdo con lo anterior, las rocas con disposición inferior a 30° , implican que la corrección por tectónica nos acerca a la disposición original de depositación, o en su defecto, asociado a un cierto error. Cabe destacar que estas muestras presentan formas de fábricas más bien oblatas a levemente prolatas (Diagramas T-P y Flinn; Figuras 27 y 29 respectivamente), por lo que los procesos sedimentológicos predominan a raíz del constante aporte sedimentario del área.

Temporalmente, existen cambios de aportes y relieves que distinguen las direcciones de aporte del relleno sedimentario. En adición, el rango de 15-20 Ma en que se depositó la Formación Río Damas que, de acuerdo con los datos presentados de lineaciones de paleocorriente, existen fuentes de aportes sedimentarios con proveniencia N-NW con ángulos mayores en la topografía, respecto de los que se obtuvieron en las direcciones de aporte desde el SE-SW que presentaban ángulos inferiores (Tabla 5). Además, los valores de susceptibilidad magnética, lineaciones y foliaciones, infieren correlación en los sitios RD03, RD04, RD05, RD06 y RD07, asociándose a un evento depositacional con respecto al sitio RD02, que también estaría asociado a la influencia de procesos sedimentológicos, pero con un relieve más abrupto. En base a lo anterior, los datos de los sitios indican que el proceso de depositación habría comenzado por las rocas del sitio RD01, seguidas de RD11, RD02, RD03-RD04-RD05-RD06-RD07 y hacia el techo RD09.

Comparando las direcciones del AMS, se observa que las lineaciones magnéticas SW-NE parecen ser subparalelas a las tendencias estructurales que existen actualmente (Falla Chacayes-Yesillo, El Fierro, etc.), además, junto con el diagrama T-P (Figura 27), en general estas muestras presentan un bajo grado de anisotropía y una fábrica interna más bien oblata correlacionada a

procesos sedimentarios. Por lo que se sugiere que la fábrica AMS se adquirió en condiciones no deformadas, con una alineación aproximadamente magnética paralela a las estructuras principales activas previamente, que podrían estar asociadas con el desarrollo de un flujo fluvial axial principalmente.

De acuerdo con los datos de la tabla 5 y el diagrama en roseta de la figura 36, se infiere que a pesar de que los datos de paleocorrientes tomados en terreno no presentan con certeza los sentidos de las direcciones, tienen todo el sentido con las direcciones de flujo mayores al oriente y occidente. Sin embargo, en base al estudio petrográfico de cortes transparentes en la determinación del origen de los clastos, se determina que existen ambas direcciones de fuentes asociadas. En base a lo anterior, se establecen aportes de cuatro posibles direcciones de proveniencia de sedimentos (sureste-noroeste, noreste-suroeste), que determinan el aporte de la cuenca Río Damas en el área del cajón de Las Arenas (Figura 15). Los datos de paleocorrientes obtenidos aquí son consistentes con las observaciones reportadas en el trabajo de Acevedo *et al.* (2020) al norte del área de este estudio, indicando que varían entre 290° y 335° , y sugiriendo que la fuente de sedimentos estaba ubicada al SE, correlacionando bien con los datos de AMS de los sitios paleomagnéticos RD03, RD04, RD05, RD06 y RD07 con lineaciones provenientes desde el SE, además del sitio RD09 con lineaciones magnéticas desde el SW, que guarda relación con el dato de rumbo 204 obtenido de un flujo de paleocorriente (Tabla 3) en el mismo lugar (Figura 36).

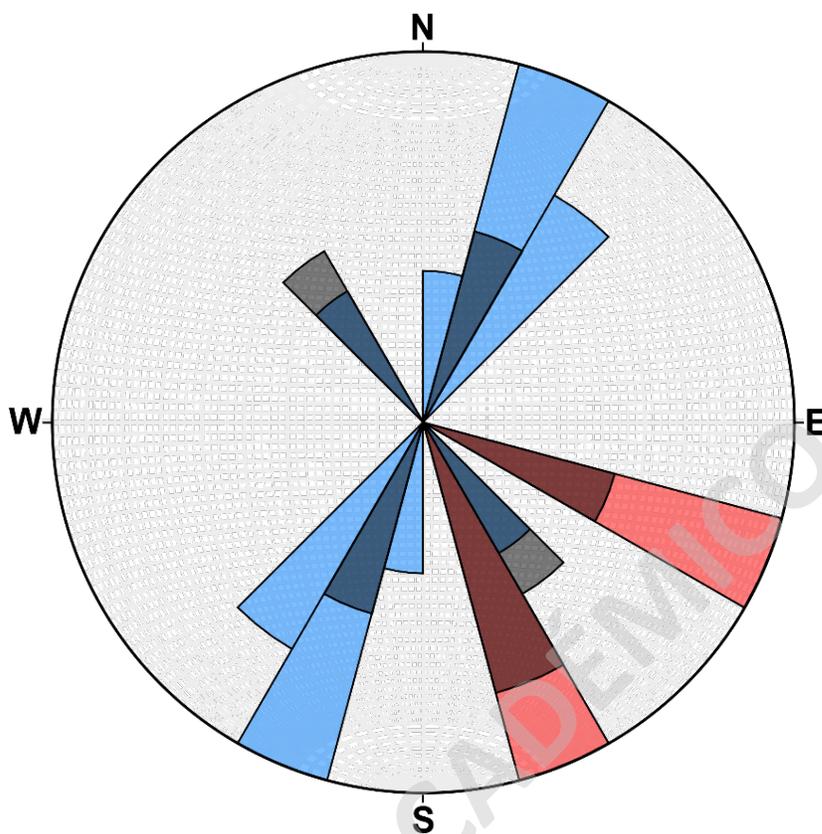


Figura 36. Diagrama en roseta del conjunto de datos de azimuth correspondientes a las direcciones de las paleocorrientes obtenidas de terreno (azul), AMS (negro) y paleocorrientes determinadas por Acevedo *et al.*, 2020 (rojo).

5.4 Geocronología de U-Pb en circones detríticos y fuentes de aporte sedimentaria

Existen diversos autores que complementaron sus investigación con datos de geocronología de U-Pb como antecedentes en el estudios de diversos depocentros de la cuenca de Neuquén, como Naipauer *et al.* (2014), que indica que para el sur de los andes centrales y para el depocentro noroccidental, las fuentes principales fueron el arco volcánico Jurásico (pics de 144, 153 y 178 Ma), mientras que para el área de la dorsal de Huincul las fuentes pertenecían a rocas del Precuyano con pics de 218 Ma, el Choiyoi con pics de 275 Ma. y edades devónicas.

Rossel *et al.* (2014) establecen como fuente de sedimentos, para la Formación Río Damas-Tordillo entre los 33°-35.5°S, el arco Jurásico de ese entonces al oeste de la cuenca, representado por granitoides del Jurásico Medio a Superior y las Formaciones Horqueta y Ajial, con pics de

146.4 ± 4.4 Ma. Por otro lado, de igual forma Mardones (2019) establece en el valle río Yeso (Figura 31) una edad máxima depositacional provenientes del arco Jurásico andino de 141.8 ± 2.0 Ma (Figura 37 y 38), que corresponde a edades Jurásico medio a superior, además de circones de edad Triásica medio (Figura 37) consistentes posiblemente con granitoides argentinos del Pérmico-Triásico medio al nororiente del área de estudio, o granitoides Triásicos al norte (Del Rey *et al.*, 2016), no descartando un aporte de cuerpos plutónicos ubicados hacia el occidente aledaños al arco andino (Figura 43).

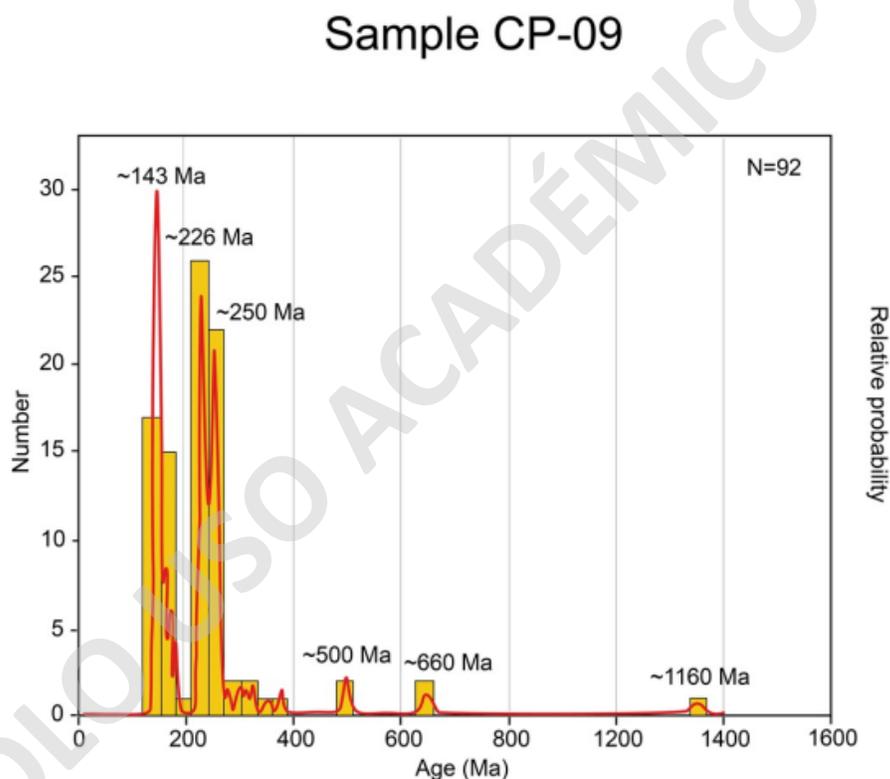


Figura 37. Edad U-Pb en circón extraída de Mardones (2019), para la muestra CP-09, correspondiente a la Formación Río Damas en el área del valle río Yeso.

Mescua *et al.* (2020) por otro lado, establecen fuentes correspondientes al Grupo Choiyoi y las rocas volcánicas del arco Jurásico (Figura 33), mientras que, para los depocentros del sur de la Cuenca Neuquina, definen el basamento alzado del arco de Huincul, aunque por datos de paleocorrientes, se atribuyen también a fuentes principales el arco volcánico ubicado al oeste de la cuenca de Neuquén.

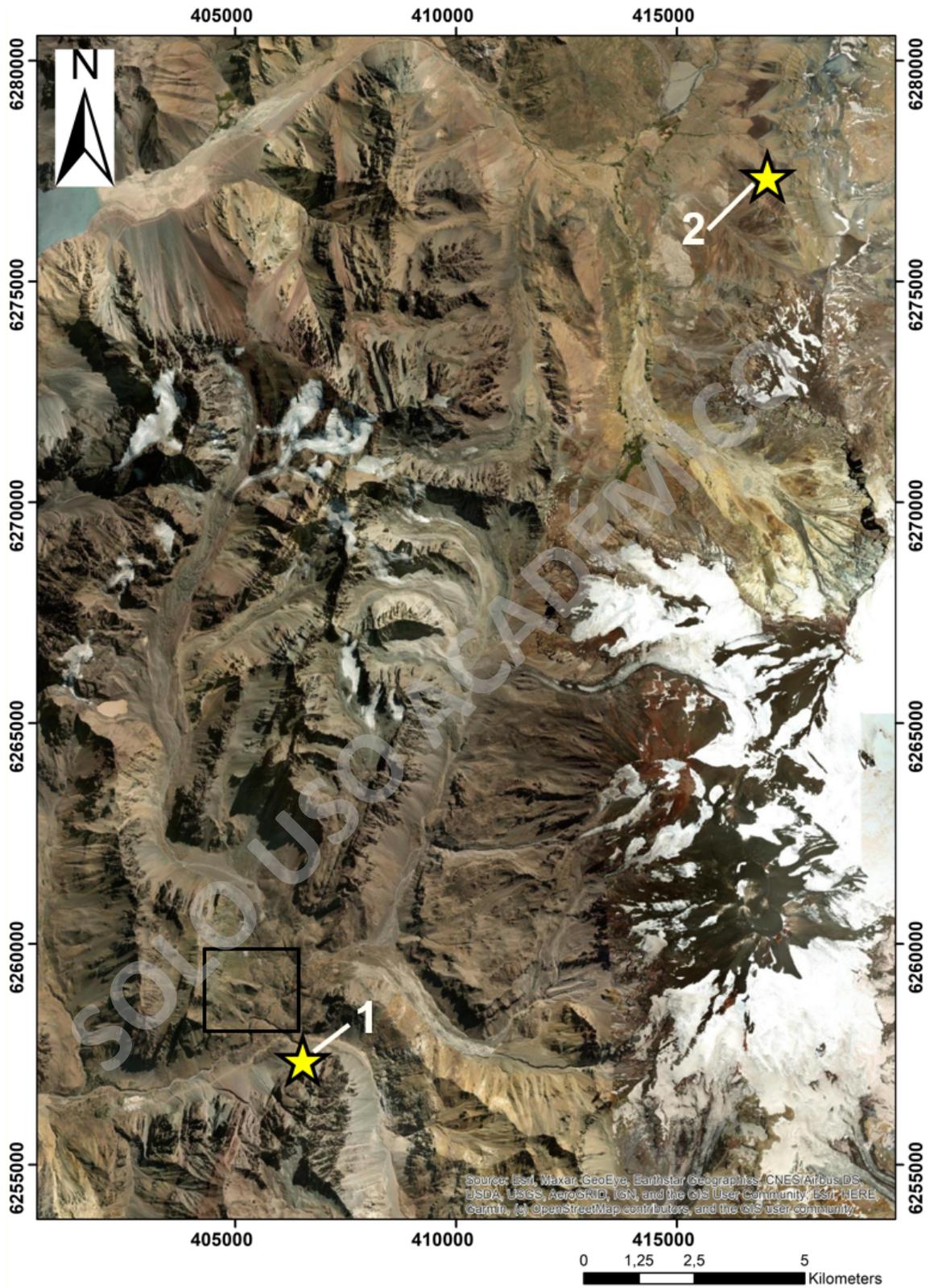


Figura 38. Imagen satelital de la zona de estudio, donde se destacan la locación de las muestras tomadas para análisis geocronológico U-Pb en los trabajos previos realizados por Aguirre *et al.* (2009), determinando una edad de 151 Ma (1), y Mardones (2019) que determina una edad de 141.8 ± 2.0 Ma (2).

5.5 Variación de espesores y evidencias estructurales de extensión

A lo largo de la gran Cuenca Neuquina, la Formación Río Damas-Tordillo presenta cambios de espesores sedimentarios abruptos, variando de 2000 a 4000 metros en el área chilena (Klohn 1960; González y Vergara 1962; Charrier *et al.*, 2007; Rossel *et al.*, 2014), mientras que la Formación Tordillo alcanza un poco más de 1000 metros en el sector occidental del río Borbollón (Mescua *et al.* 2020), área de Argentina (Figura 39). De acuerdo a lo anterior, la asimetría de la cuenca está regida por múltiples factores que determinan la variación del espesor en cada área, como lo es estructuralmente en el depocentro de Atuel originado por la falla maestra La Manga (Giambiagi *et al.* 2008; Bechis *et al.* 2010); la falla El Cobre que origina el depocentro del Río del Cobre (Mescua *et al.*, 2014), y antecedentes que infieren actividad tectónica por fallas normales de menor longitud en la región de Aconcagua (Vicente y Leanza, 2009); al sur de la provincia de Mendoza (Mescua *et al.*, 2008) y al norte de la provincia de Neuquén (Kietzmann y Vennari, 2013). Giambiagi *et al.* (2003a) evidencian drásticas variaciones de espesor en las nacientes del río Yeso al norte del área de estudio, señalando que la formación en cuestión estuvo influenciada por la presencia de actividad tectónica normal de tendencia noroeste, evidenciando que los sedimentos del Jurásico Superior, mayormente se concentran en el muro colgante.

Por otro lado, la presencia de altos topográficos desarrollados previo al Jurásico, y al sur de la cuenca de Neuquén, como ocurre con el basamento de Altos de Tordillo, desarrolla depocentros como hemigrabens tanto al oriente como al occidente, con variaciones de espesores considerables (Mescua *et al.*, 2020) (Figura 39).

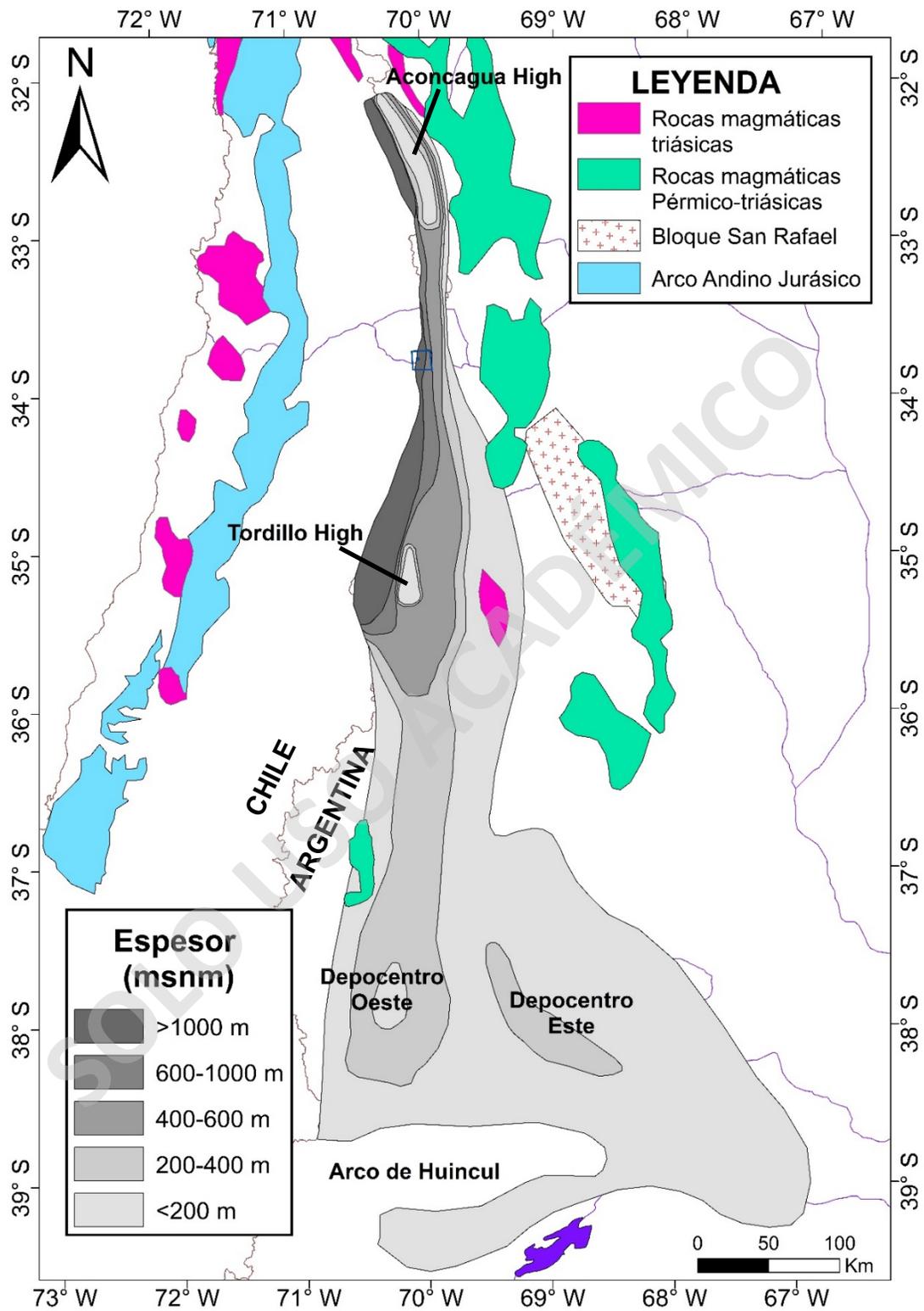


Figura 39. Mapa paleotopográfico que representa las variaciones de espesor (basado en Vergani *et al.* 1995; Pángaro *et al.* 1996; Spalletti y Colombo 2005; Mescua *et al.*, 2020; y este trabajo).

Son múltiples los autores que infieren que, durante el Jurásico, se llevaron a cabo sistemas de rift que favorecieron el desarrollo de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras (Álvarez *et al.*, 2000b; Giambiagi *et al.*, 2003a,2003b). Giambiagi *et al.* (2003a) señalan a partir de sus estudios que los depocentros Yeguas Muertas, Nieves Negras y Alvarado ubicados en la Cordillera Principal y aledaños al área de estudio de este trabajo, están alineados NNW-SSE, y desarrollados por fallamiento normal en fases syn-rift, desarrollando geometrías de procesos extensivos como desprendimiento rampa-flat, grabens, y estructuras de roll-over. Sin embargo, según el modelo geométrico tectónico propuesto por Mardones (2019), indica que las rocas Jurásicas de las nacientes del río Volcán, estarían influenciadas por la falla maestra F1 inferida normal con inmersión hacia el este, denominada como la Falla Chacayes-Yesillo (Figura 40), para el borde occidental de los depocentros de Yeguas Muertas y Nieves Negras, que estaría controlando la asimetría de la cuenca durante una fase syn-rift, en esta región, en ese momento. La evidencia de estructuras de onlaps (Figura 17b) observados en la ladera norte del sector del cajón de Las Arenas, sugieren que la deformación extensional ocurrió durante el Jurásico tardío, en el dominio occidental de la Cordillera Principal de Chile central. Sin embargo, esta evidencia infiere la existencia de un depocentro con un espesor creciente de sedimentos sin-extensionales hacia el oeste.

Es por lo anterior y lo sugerido en este trabajo que, el área de exposición de la Formación Río Damas, en la naciente del río Volcán, se presenta como una gran columna estratigráfica, por ende, una mayor potencia litológica alcanzando los 4.000 metros (Calderón, 2008), con respecto a los 2.000 metros aflorados al norte en las nacientes del río Yeso (Giambiagi *et al.*, 2003a) y al sur aparentemente aumentando levemente (Figura 10 y 11; ANEXOS I; Figura 39). Se sugiere que la cuenca Río Damas, entre los 33°44'-33°50'S, formaría parte en gran medida del depocentro Nieves Negras (Figura 41), el cual estuvo desarrollado por medio de un sistema de rift, de acuerdo con los datos analizados que infieren una escorrentía que proviene del norte. Además, estaría asociado a rocas del permotriásico, estimando y proponiendo una edad Jurásico medio para estos depocentros. Sin embargo, la atenuación de estos depocentros hacia el norte de la cuenca de Neuquén pareciera tener una continuidad que podría estar siendo alimentado por magmatismo permotriásico (Figura 40).

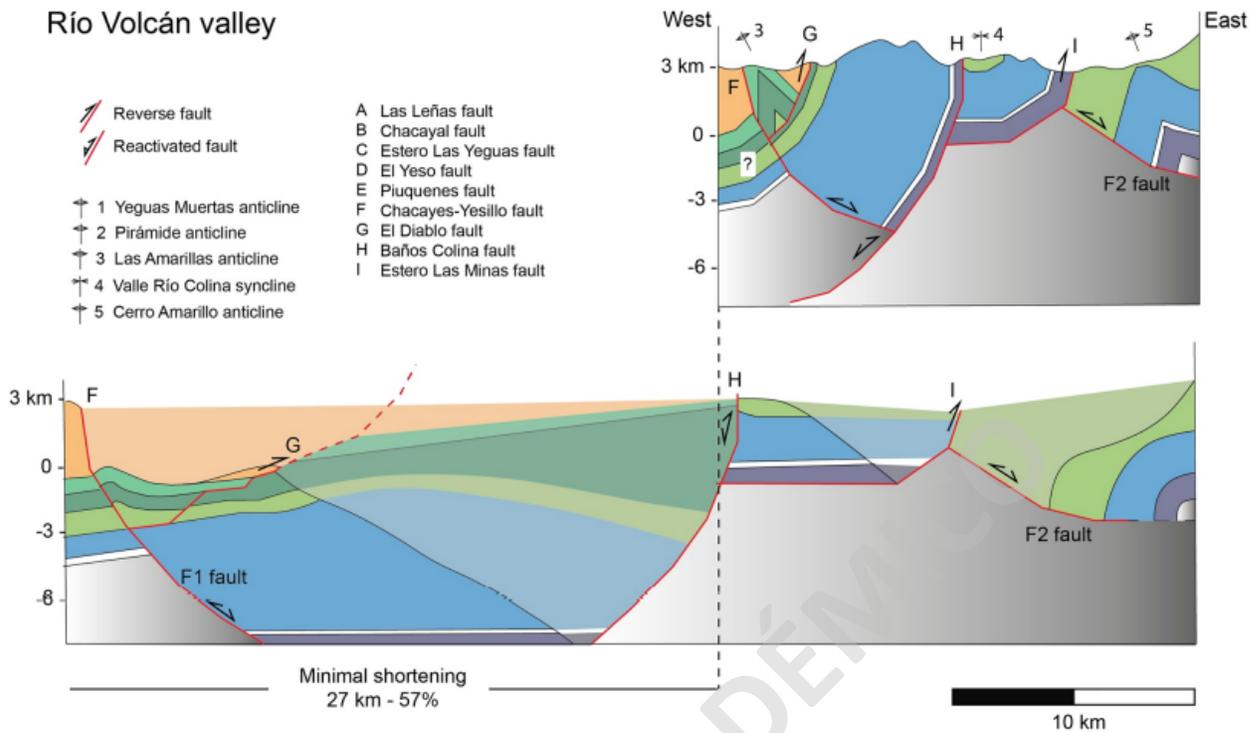


Figura 40. Modelo estructural cinemático retrodeformado realizado por Mardones (2019) en el área del valle Río Volcán.

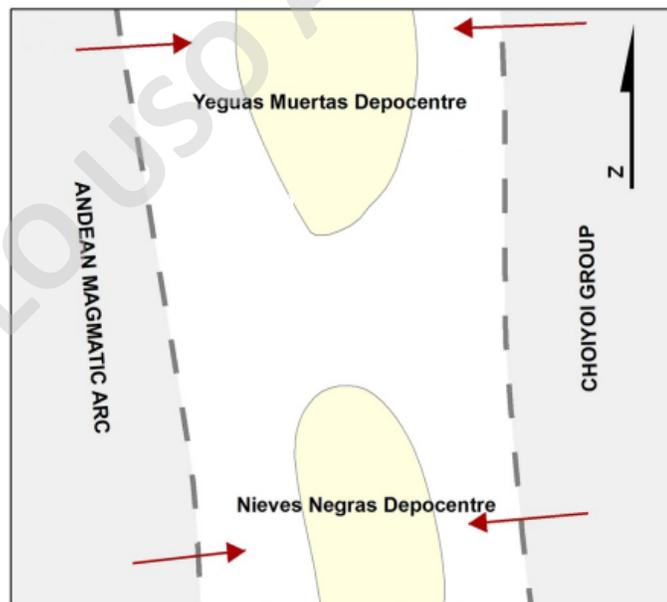


Figura 41. Imagen extraída de Mardones *et al.* (2021), donde se muestra la ubicación del área de estudio en el depocentro Nieves Negras ubicados en la sección norte de la cuenca Neuquina.

La carga sedimentaria ejercida sobre la cuenca de Río Damas estaría ligada a la alta acumulación de sedimentos sobre esta, que fueron depositados y que gatillaron una subsidencia constante por enterramiento.

5.6 Modelo Tectonoestratigráfico

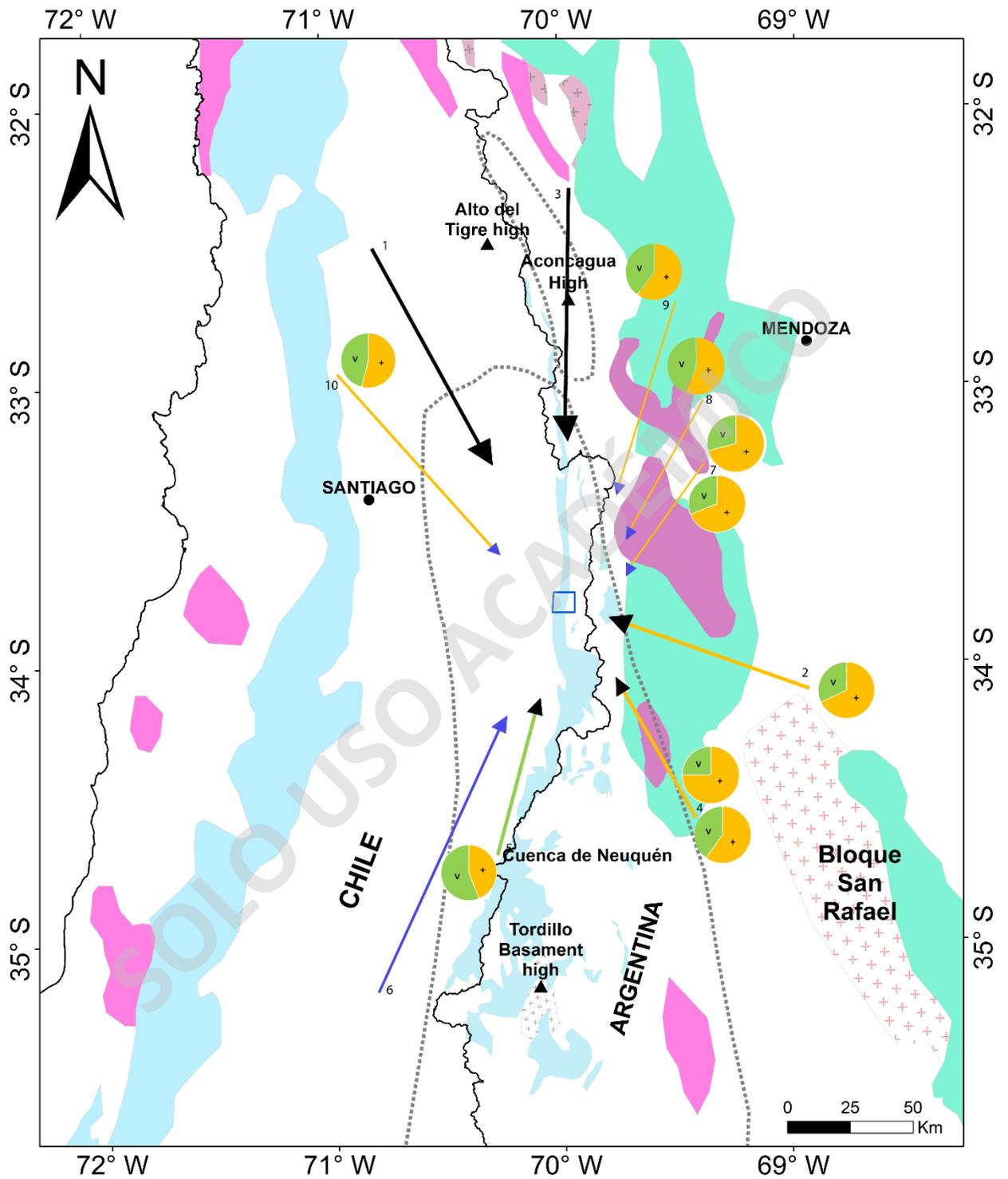
En base a los datos obtenidos de paleocorrientes por análisis de AMS, junto con las direcciones medidas de paleocanales en las areniscas, y además de la composición predominante en cuanto al origen de los fragmentos y la forma, se sugieren múltiples fuentes de sedimentos provenientes de diferentes direcciones que permitieron realizar un modelo esquemático tectonoestratigráfico del área (Figura 42) con un peso estratigráfico. La ubicación y representación de estas fuentes se muestran en el mapa de superficie a escala regional elaborado en este trabajo (Figura 43):

Parte del miembro intermedio Cerro Catedral, según datos de AMS, indican una dirección predominante proveniente del noroeste, que podría corresponder a una fuente principalmente del arco volcánico (RD-2.8) (Figura 42. Aporte 1). Hacia la base del miembro superior Punta Zanzi, la estratigrafía está representada por las areniscas depositadas desde una dirección de aporte sureste, que corresponderían a flujos transversales con predominancia de fuentes derivadas del Grupo Choiyoi (RD11 y RD-2.5) (Aporte 2), y que posteriormente ocurrirían esporádicos cambios acotados de aportes desde el norte (RD02) (Aporte 3) asociados a flujos transversales aluviales. Esta última considerada proveniente de fuentes magmáticas intrusivas, considerando que posteriormente se depositaron desde direcciones similares, y que por lo tanto podría corresponder a granitoides argentinos del Pérmico al permotriásico (Del rey *et al.*, 2016) (Figura 42). Posteriormente, el relleno predominante de la cuenca habría continuado con una fuente desde el sureste (RD03-04-05-06-07) (Figura 42. Aporte 4), manteniéndose constante la pendiente de depositación, hasta los 250 metros de potencia desde la base de este miembro aproximadamente, sugiriéndose como fuente principalmente magmática intrusiva del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal, asociada a eventos sucesivos de flujos transversales con moderada a alta madurez (RD-1.1 y RD-1.5). Un cambio en la dirección a suroeste del aporte sedimentario, mediante un evento

acotado con baja pendiente (RD08 y 09) y aportes volcánicos mayormente (RD-1.9) (Figura 42. Aportes 5 y 6), provenientes del arco andino Jurásico, ubicado hacia el occidente, varía a aportes magmáticos intrusivos considerablemente (RD-2.1 y 2.18) hacia el techo, con direcciones de fuentes ubicadas al noreste (Aporte 7) con moderada madurez. Por consiguiente, esta última determina un origen del Pérmico y Triásico medio. Hacia el techo, la presencia de lavas de composición andesítica (RD-2.26 y 2.27), infieren una proveniencia desde el arco volcánico andino, situado al oeste de la cuenca (Rossel *et al.* 2014) (Figura 42 y 43). Hacia la ladera sur y el techo de lo que resta del miembro superior Punta Zanzi, el relleno de la cuenca indica fuentes mayormente magmáticas intrusivas, provenientes del noreste predominantemente (Aportes 7, 8, 9) y noroeste (Aporte 10), por medio de flujos transversales y axiales (Figura 42).

El dominio de los flujos transversales provenientes desde el oriente, que rellenaron la cuenca Río Damas, comprende que habría existido un canal de flujo axial principal que permitió la conexión de la zona suroriental con el área de estudio, considerando la existencia de una topografía mayor ubicada el oriente a una distancia mayor que el arco Andino, que habría desarrollado sucesivas escorrentías de sedimentos transportados y retrabajados hacia la cuenca (Figura 42).

El modelo propuesto en base a información sedimentológica y AMS (Figura 42), apoyado con una interpretación cinemática del Cretácico Inferior (Figura 40), en base a datos de rumbo-manteo realizado por Mardones (2019), permiten determinar las direcciones, composiciones de las fuentes de aporte sedimentario y la restauración de la cuenca en el periodo de la Formación Río Damas.



LEYENDA

	Rocas jurásicas sedimentarias y volcánicas continentales (Fm. Río Damas y Tordillo)
	Rocas jurásicas-cretácicas superior volcánicas y plutónicas (arco Andino)
	Rocas triásicas sedimentarias y volcánicas
	Rocas del Pérmico-Triásico medio
	Rocas del Pérmico-Permotriásico graníticas
	Rocas del Paleozoico superior plutónicas, volcánicas y metasedimentarias
	Tordillo High
	Bloque San Rafael

SIMBOLOGÍA

	Ciudades
	Altos topográficos
	Área de estudio
	Límite regional
	Área Cuenca de Neuquén
	Área Límite Aconcagua High
	Dirección del aporte de sedimentos obtenida de AMS
	Dirección del aporte de sedimentos obtenido de paleocorrientes
	Dirección del aporte de sedimentos obtenida de AMS y con un contenido mayor de fragmentos intrusivos
	Dirección del aporte de sedimentos obtenido de paleocorrientes y con un contenido mayor de fragmentos intrusivos

Numero Aporte	Sitio AMS	Paleocorriente	Muestra Petrográfica	Dirección de depositación	Porcentaje de fragmentos Intrusivos (+) v/s Volcánicos (v)
1	RD01			NW	
2	RD11		RD-2.5	ESE	68% Intrusivo 32% Volcánico
3	RD02			NNE	
4	RD03-04-05-06-07		RD-1.1 y 1.5	SE	75% variando a 60% Intrusivo 25% variando a 40% Volcánico
5	RD09		RD-1.9	SW	
6		204-200-190		SW	44% Intrusivo 56% Volcánico
7		35-29-26	RD-2.1 y 2.18	NE	71% variando a 69% Intrusivo 29% variando a 31% Volcánico
8		22	Paleocanales	NE	56% Intrusivo 44% Volcánico
9		33, 26 y 30	Paleocanales	NE	60% Intrusivo 40% Volcánico
10		318	Paleocanales	NW	54% Intrusivo 46% Volcánico

Figura 43. Mapa geológico que muestra las unidades del basamento (Paleozoico, Pérmico, Permotriásico y Triásico) y Jurásico (Formación Río Damas-Tordillo), dispuesto bajo la configuración esquemática del margen andino durante el Jurásico tardío a los 33°44'S-33°52'S. Las flechas negras indican la dirección de origen del material clástico obtenido de AMS; flechas azules obtenido de paleocorrientes y su color naranja indica la predominancia del tipo de fragmento lítico intrusivo o volcánico de la Formación Río Damas. Mapa modificado de Oliveros *et al.* (2012); Del Rey *et al.* (2016); Mescua *et al.* (2020) y Mardones *et al.* (2021). El recuadro azul indica la ubicación del área de estudio. La tabla esquemática presenta los datos obtenidos de las direcciones de aporte, enumerados de base a techo.

VI. CONCLUSIONES

El miembro superior de la Formación Río Damas posee una naturaleza de depositación de muy baja a nula influencia tectónica, por medio de un periodo tardío de alta sedimentación terrestre, no acentuándose en mayor medida por condiciones tectónicas extensionales, que estaría enmarcada con direcciones de aporte marcadas desde el sureste, suroeste y noreste principalmente según los datos de AMS y paleocanales.

La estratigrafía y la cuantificación del predominio del origen, en cuanto a los fragmentos líticos, sugieren que los conglomerados y areniscas afloradas en el cajón Las Arenas, presentan una proveniencia significativa de origen volcánico e intrusivo respectivamente, asociados a una proveniencia de fuentes de arco transicional y arco orogénico estas últimas.

Principalmente la actividad tectónica extensiva que permitió la depositación y relleno de la cuenca Río Damas, estaría influenciada por la presencia de la falla Chacayes-Yesillo, que estaría controlando y desarrollando un depocentro hacia el oeste (Mardones, 2019), con un rumbo más bien NNE-SSW.

Se correlaciona con una geometría de cuenca enlazada con las rocas de la Formación Tordillo (cuenca de Tordillo, área de Argentina), que sería continua hacia el norte y hacia la zona suroriental, considerando la existencia de un alto topográfico alejado y paulatino hacia el oriente, que habría rellenado la cuenca Río Damas, desarrollando sucesivas escorrentías de sedimentos con moderada a alta madurez.

En base a lo anterior, en este trabajo se propone la presencia de un flujo axial predominante con una dirección SW-NE variando a N-S, que se desarrollaría en paralelo a la dirección de la falla principal, con una geometría de hemigraben asimétrico hacia el margen occidental, de acuerdo con el hundimiento cortical en un rango de depositación de la Formación Río Damas de 15 Ma, bajo procesos syn-rift.

La ocurrencia de múltiples flujos transversales de abanicos aluviales en diferentes direcciones, desarrollados en la pared colgante del sistema de rift y geometría de hemigraben, aportaron sedimentos de fuentes principalmente de origen intrusivo subredondeados desde el oriente mayormente, y en menor medida de origen volcánico desde el occidente.

Se propone que la fuente principal en areniscas corresponde al Grupo Choiyoi ubicado hacia el SE y SSE, sugiriendo también que existe una fuente que aporta fragmentos intrusivos desde el NE-N. Por otro lado, los conglomerados definen como fuente principal, el Arco magmático andino ubicado hacia el occidente.

De manera similar al presente estudio, aún queda por comprender cuales fueron los aportes que se presentaron en los miembros intermedio y basal de la formación en cuestión, para contribuir en el desarrollo de un modelo tectonoestratigráfico, que intente complementar de manera estratigráfica el relleno de la Formación Río Damas ampliamente, repitiendo esta metodología presentada en diferentes sitios de la formación. Estudios futuros enfocados en el análisis de datos geocronológicos, ayudarían a comprender de forma directa la edad de las fuentes relacionadas, para tener una noción completa del entendimiento de las fuentes de aporte que rellenaron la cuenca de Neuquén en esta latitud en el Jurásico Superior.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua) (N° 9).
- Aguirre, L., Calderón, S., Vergara, M., Oliveros, V., Morata, D., & Belmar, M. (2009). *Edades isotópicas de rocas de los valles Volcán y Tinguiririca, Chile central*. XII Congreso Geológico Chileno.
- Álvarez, P. P., Aguirre-Urreta, M. B., Godoy, E., & Ramos, V. A. (1997). *Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45'–34° 00' LS)*. VIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Álvarez, P. P., Ramos, V. A., Giambiagi, L. B., & Godoy, E. (2000). *Relationships between different depocenters of Triassic-Jurassic rift systems in the main Andes of Argentina and Chile*. XXIII Geological International Congress, Río de Janeiro, Brasil.
- Álvarez, P. P., & Ramos, V. A. (1999). The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32° SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 12(1), 17-31. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00004-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00004-8)
- Álvarez, P. P., Giambiagi, L. B., Godoy, E., & Ramos, V. A. (2002). *Tectosedimentary evolution of Triassic-Jurassic extensional basins in the high Andes of Argentina and Chile (32-34°S)*. International Symposium on Andean Geodynamics.
- Anchuela, Ó., Cordero, J., Imaz, A. *et al.* (2013). Analysis of anisotropy of magnetic susceptibility in iron-oolitic beds: a potential tool for paleocurrent identification. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 102, 1131–1149. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0848-2>
- Anselmo, A. (2017). *Génesis de travertinos en Baños Colina y Baños Morales, Cajón del Maipo, Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Báez, F. (2020). *Evaluación y zonificación del peligro de remociones en masa en Ruta G-25 Camino al Volcán, San José de Maipo, Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Baeza, O. (1999). *Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Biró-Bagoczky, L. (1964). *Estudio sobre el límite Titoniano y el Neocomiano en la Formación Lo Valdés, Provincia de Santiago, principalmente en base a ammonioideos, Región Metropolitana, Chile*. Universidad de Chile.

- Borradaile, G. J., & Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1), 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Broens, S., & Pereira, D. M. (2005). Evolución estructural de la zona de transición entre las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe Provincia de Mendoza. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 685-695. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1199>
- Bustamante, M. (2001). *Análisis del contacto Meso-Cenozoico en el valle del Volcán River, Cordillera de los Andes de la Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Calderón, S. (2008). *Condiciones Físicas y Químicas del Metamorfismo de Muy Bajo Grado de las en el Valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S)*. Universidad de Chile.
- Calderón, S., Garrido, G., Oliveros, V., Aguirre, L., & Vergara, M. (2009). *Estratigrafía y metamorfismo de las Formaciones Río Damas y Lo Valdés y su contacto con unidades cenozoicas, Valle del Río Volcán (34°S)*. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile Central.
- Chadima, M. (s.f.). *Magnetic Anisotropy of Rocks* [Archivo PDF]. https://www.agico.com/downloads/documents/agicoprints/ams_rocks_pres.pdf
- Charrier, R., Wyss, A. R., Flynn, J. J., Swisher, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M. C., & Novacek, M. J. (1996). New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the Upper Tinguiririca Valley (35°S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6), 393-422. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00035-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00035-1)
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., *et al.* (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversión south of the flat slab segment, southern central Andes, Chile (33°–36°S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(02\)00009-3](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(02)00009-3)
- Charrier, R., Álvarez, P., Zurita, E. (2002b). *Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34°30'S)*. XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, Santa Cruz.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., & Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie - Abhandlungen*, 236, 43-77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/236/2005/43>

- Charrier, R., Farías, M., & Makshev, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/913>
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile* (pp. 21-114). (Geological Society Special Publication).
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31° and 37°S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61. <https://doi.org/10.1144/SP399.20>.
- Creixell, C., Parada, M., Morata, D., Vasquez, P., Perez de Arce, C., & Arriagada, C. (2011). Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in Central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology* 38(1): 37-63. doi: 10.5027/andgeoV38n1-a04
- Davidson, J., & Vicente, J. C. (1973). *Características paleogeográficas y estructurales del área fronteriza de las nacientes del Teno (Chile) y Santa Elena (Argentina)(Cordillera Principal, 35° a 35° 15' latitud sur)*. Congreso Geológico Argentino.
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology* 37 (1): 1-31. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV37n1-a01>
- D'Elia, L., Muravchik, M., Franzese, J. R., & López, L. (2012). Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology*, 39. <https://doi.org/10.5027/andgeoV39N1-a07>
- Del Rey A, Deckart K, Arriagada C, Martínez F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic Triassic Chilean magmatism: isotopic approach. *Gondwana Res*, 37, 172–181
- Dickinson, W., & Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstones compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12), 2164–2182. <https://doi.org/10.1306/2f9188fb-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- Ellwood, B., 1980. Application of the anisotropy of magnetic susceptibility method as an indicator of bottom-water flow direction. *Marine Geology*. 34, M83–M90.

- Encinas, A., Finger, K., Nielsen, S., Suárez, M., Peterson, D., & Le Roux, J. (2003). *Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Neógena de Navidad (33°40'-34°15'S), Chile Central*. X Congreso Geológico Chileno, Concepción.
- Espinoza, L., Marín, M., Pantoja G. (2019). *Peligros de remociones en masa tipo flujo de la Cuenca Alta del Río Maipo, Región Metropolitana de Santiago*. Informe Registrado N°72, SERNAGEOMIN.
https://biblioteca.sernageomin.cl/opac/datafiles/IR_72_15878_MAPAyLEYENDA.pdf
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., *et al.* (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, 27, TC1005. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., *et al.* (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29, TC3006. <https://doi.org/10.1029/2009tc002480>
- Flood, R., Kent, D., Shor, A. & Hall., F. (1985). The magnetic fabric of surficial deep-sea sediments in the HEBBLE area (Nova Scotian continental rise). *Marine Geology*. 66, 149–167.
- Fock, A. (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S*. Universidad de Chile.
- Folk R., Andrews P. & Lewis D. (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *NZ J. Geol Geophys*, 13, 937–968
- Franzese, J. R., & Spalletti, L. A. (2001). Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3), 257-270. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00029-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00029-3)
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E., & Ramos, V. A. (2003a). The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369, 1-19.
[https://doi.org/10.1016/S00401951\(03\)00171-9](https://doi.org/10.1016/S00401951(03)00171-9)
- Giambiagi, L. B., & Ramos, V. A. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33 30'–33 45' S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 101-116. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00008-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00008-1)

- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., & Orts, S. (2003b). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22(4). <https://doi.org/10.1029/2001TC001354>
- Giambiagi, L., Tunik, M., & Ghiglione, M. (2001). Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'S–34°S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 707–724. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(01\)00059-1](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(01)00059-1)
- González, O., & Vergara, M. (1962). *Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35°-38°S*. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. <https://analesfcfm.uchile.cl/index.php/AFCFM/article/view/37172/38742>
- González, O. (1963). Observaciones geológicas en el valle del Volcán River. *Revista Minerale*, 17(81), 20–61.
- Gonzalez, P. (2010). *Geología y Geomorfología del Complejo de Remoción en Masa la Engorda Chile Central*. Universidad de Chile.
- Gray, H. J., Jain, M., Sawakuchi, A. O., Mahan, S. A., & Tucker, G. E. (2019). Luminescence as a sediment tracer and provenance tool. *Reviews of Geophysics*, 57. <https://doi.org/10.1029/2019RG000646>
- Grocott, J., & Taylor, G.K. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S–27°00'S). *Journal of the Geological Society* 159(4): 425–442. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-124>
- Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 1(3), 177–208. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/41>
- Hallam, A., Biró-Bagóczy, L., & Pérez, E. (1986). Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian–Hauterivian) of the high Cordillera of central Chile, and the palaeogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, 123(4), 425–435. <https://doi.org/10.1017/s0016756800033513>
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A., & Veiga, G. D. (2005). The Neuquén Basin, Argentina: An overview. In G. D. Veiga, L. A. Spalletti, J. A. Howell, & E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Vol. 252, pp. 1–14). Geological Society of London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.252.01.01>

- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Imaz, A.G., Pocoví, A., Lago, M., Parès, J.M. (2000). Effect of lithostatic pressure and tectonic deformation on the magnetic fabric (anisotropy of magnetic susceptibility) in low-grade metamorphic rocks. *J. Geophys*, 105(B9), 21-305. <https://doi.org/10.1029/2000JB900171>
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*. 54 (1). 103–116. <https://doi.org/10.1306/212F83B9-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Junkin, W. D., & Gans, P. B. (2019). Stratigraphy and geochronology of the Nacientes del Teno and Río Damas Formations: Insights into Middle to Late Jurassic Andean volcanism. *Geosphere*, 15(2), 450–479. <https://doi.org/10.1130/ges01698.1>
- Kietzmann, Diego A, & Vennari, Verónica V. (2013). Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean geology*, 40(1), 41-65. <https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a02>
- Kietzmann, D. A., Palma, R. M., Riccardi, A. C., Martín-Chivelet, J., & López-Gómez, J. (2014). Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian–Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 302, 64-86. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.01.002>.
- Klohn, C. (1960). *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó*. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Kurtz, A., Kay, S., Charrier, R., Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 75-90. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV24n1-a05>
- Legarreta, L. (1976). *Análisis estratigráfico de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano superior) entre el Río Diamante y el Río Salado*. Universidad de Buenos Aires.
- Legarreta L, Uliana MA (1999) El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. *Caminos R (ed) Geología Argentina, SEGEMAR*, 29, 399–416
- Liu, B., Saito, Y., Yamazaki, T., Abdeldayem, A., Oda, H., Hori, K., & Zhao, Q. (2001). Paleocurrent analysis for the Late Pleistocene–Holocene incised-valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data. *Marine Geology*, 176(1-4), 175-189. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00151-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00151-7)

- Llambías E., Kleiman L., Salvarredi A. (1993). El magmatismo Gondwánico. Ramos V (ed) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina*, 53–64
- López-Gómez, J., Martín Chivelet, J., & Palma Durán, R. (2009). Architecture and development of the alluvial sediments of the Upper Jurassic Tordillo Formation in the Cañada Ancha Valley, northern Neuquén Basin, Argentina. *Elsevier Science; Sedimentary Geology*, 219, 180-195. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.006>
- Maksaev, V., McWilliams, M., Fanning, M., Mathur, R., Ruiz, J., & Zentilli, M. (2004). New chronology for El Teniente, Chilean Andes, from U-Pb, 40Ar/39Ar, Re-Os, and fission-track dating: Implications for the evolution of a supergiant porphyry Cu-Mo deposit. *Society of Economic Geologists*, 11. <https://doi.org/10.5382/SP.11.02>
- Maceda, R. & Figueroa, D. (1995). Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. In: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. & Welsink, H.J. (eds) Petroleum Basins of South America. *AAPG Memoirs*, 62, 369–382. <https://doi.org/10.1306/M62593C18>
- Mardones, V. (2016). *Análisis estructural de los depósitos mesozoicos y cenozoicos en la cordillera principal en el Valle del río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33° 44'-33° 56'S)*. Universidad de Chile.
- Mardones, V. (2019). *Evolución tectónica meso-cenozoica de la cordillera principal de Los Andes de Chile Central 33°30'S-34°S*. Universidad de Chile.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C., Peña, M. (2012). The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology* 39(2): 258-278. doi: 10.5027/andgeoV39n2-a04
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., & Bechis, F. (2008). Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimmeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 512-519. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1312>
- Mescua, J. (2011). *Evolución estructural de la cordillera principal entre Las Choicas y Santa Elena (35°S), provincia de Mendoza, Argentina*. Universidad de Buenos Aires.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara, A., Gimenez, M., & Ramos, V. A. (2014). Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10(3), 585–609. <https://doi.org/10.1130/ges00939.1>
- Mescua, J. F., Suriano, J., Schencman, L. J., Giambiagi, L. B., Sruoga, P., Balgord, E., & Bechis, F. (2020). Controls on Deposition of the Tordillo Formation in Southern Mendoza (34°–

36°S): Implications for the Kimmeridgian Tectonic Setting of the Neuquén Basin. In Opening and closure of the Neuquén basin in the southern Andes, *Springer*, 127–157. https://doi.org/10.1007/978-3-030-29680-3_6

Moreno, H., Thiele, R., Varela, J. (1991). *Estudio geológico y de riesgo volcánico y de remoción en masa del proyecto hidroeléctrico Alfalfal II y Las Lajas (inédito)*. Chilgener S.S. Universidad de Chile.

Mosolf, J. (2013). *Stratigraphy, structure, and geochronology of the Abanico Formation in the Principal cordillera, central Chile: Evidence of protracted volcanism and implications for the Andean Tectonica*. University of California

Mpodozis, C., & Ramos, V. A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 481-497. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1310>

Naipauer, M., Tapia, F., Farías, M., Pimentel, M. M., & Ramos, V. A. (2014). *Evolución mesozoica de las áreas de aporte sedimentario en el sur de los Andes Centrales: El registro de las edades U-Pb en circones*. XIX Congreso Geológico Argentino.

Naipauer, M., Tapia, F., Mescua, J., Farías, M., Pimentel, M., & Ramos, V. (2015). Detrital and volcanic zircon U-Pb ages from southern Mendoza (Argentina): An insight on the source region in the northern part of the Neuquén Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 434–451. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.09.013>

Nasi, C., & Thiele, R. (1982). Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur de Río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile*, 16, 81-99. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV9n2-a03>

Núñez Recabal, E. (2018). *Ambiente de sedimentación y estratigrafía secuencial de las formaciones baños Morales, lo Valdés y los estratos Cerro Rubillas, en la Ladera Norte del Valle del Río Volcán (33° 49' S), Chile Central*. Universidad de Chile.

Oliveros, V.; Féraud, G.; Aguirre, L.; Fornari, M.; Morata, D. (2006). The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157, 311-330. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.007>

Oliveros, V., Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G. & Fornari, M. (2007). Jurassic to Early Cretaceous subduction-related magmatism in the Coastal Cordillera of northern Chile (18°30'-24°S): geochemistry and petrogenesis. *Revista Geológica de Chile* 34(2), 209-232. doi: 10.5027/andgeoV34n2-a03

- Oliveros, V., Rossel, P., Charrier, R., Labbé, M., & Merino, R. (2012). *El tras arco en el sistema Andino Temprano (Jurásico Tardío), en el margen chileno*. XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Pairoa, S. (2018). *Modelo geológico tridimensional en el Valle del río Volcán: Un caso de estudio con fotogrametría digital*. Universidad de Chile.
- Papanna, G., Venkateshwarlu, M., & Periasamy, V. (2014). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) studies of Campanian–Maastrichtian sediments of Ariyalur Group, Cauvery Basin, Tamil Nadu, India: An appraisal to Paleocurrent directions. *J Earth Syst Sci*, 123, 351–364. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0400-1>
- Parés, J.M., (2004). How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic magnetic anisotropy. In: Martin-Hernandez, F., Lüneburg, C., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabrics: Methods and Applications*. *Geological Society*, 238, 191–203.
- Pérsico, M., (2016). *La Unidad Guanaco en el valle del río Tinguiririca (34°55'S): Características estratigráficas y geoquímicas e implicancias tectónicas para el Cretácico tardío en el margen andino* (Tesis de pregrado). Universidad de Chile.
- Pettijohn F., Potter P. & Siever., R. (1987). *Sand and sandstone*. Springer Verlag.
- Pincetti, G. (2016). *Hidrogeoquímica e hidrodinámica de las fuentes termales del río Yeso y río Volcán, Cordillera de Los Andes, Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Potter, P. E. & F. J. Pettijohn. (1963). Paleocurrents and basin analysis. New York, *Springer*, 295 pp.
- Ramos, V. (1996). Evolución Tectónica de la Plataforma continental. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996). In A. Ramos & M. A. Furlc (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina V Relatarlo* (Vol. 21, pp. 385–404).
- Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22, 183–190
- Ramos, V., & Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic are and foreland deformation. In L. Spalletti, G. Veiga, E. Schwarz, & J. Howell (Eds.), *A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (Vol. 252, pp. 15–35). Geological Society of London, Special Publication. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2005.252.01.02>
- Ramos, V. (2010). The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2–25. <https://doi.org/10.1002/gj.1193>

- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Carrizo, D., & Armijo, R. (2018). Revisiting the crustal structure and kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the mechanics of Andean mountain building. *Tectonics*, 37(5), 1347–1375. <https://doi.org/10.1002/2017TC004513>
- Rossel, P., Oliveros, V., Mescua, J. F., Tapia, F., Ducea, M. N., Calderón, S., *et al.* (2014). The Upper Jurassic volcanism of the Río Damas-Tordillo Formation (33°–35.5°S): Insights on petrogenesis, chronology, provenance and tectonic implications. *Andean Geology*, 41(3), 529–557. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n3-a03>.
- Robion, P., Grealaud, S., De Lamotte, D., (2007). Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)? *Sediment. Geol*, 196(1–4), 181–200.
- Salazar, C. (2012). The Jurassic–Cretaceous Boundary (Tithonian–Hauterivian) in the Andean Basin of Central Chile: Ammonites, Bio- and Sequence Stratigraphy and Palaeobiogeography. Der Rupecht-Karls-Universität Heidelberg
- Salazar, C., & Stinnesbeck, W. (2015). Redefinition, stratigraphy and facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) in central Chile. *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural*, 64, 41–68. Recuperado de <http://192.145.235.38/index.php/ojs/article/view/109>
- Salazar, C., Stinnesbeck, W., & Alvarez, M. (2020). Ammonite biostratigraphy and bioevents in the Jurassic–Cretaceous boundary of central Chile. *Cretaceous Research*, 107, 104282. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2019.104282>
- Scheuber, E., & Gonzalez, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18(5), 895– 910. doi:10.1029/1999TC900024.
- Sellés, D. & Gana, P. (2001). *Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 74: 30 p., escala 1:100.000. Santiago.
- SERNAGEOMIN, (2003). *Mapa Geológico de Chile: Versión digital Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003)*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sander, B. (1930). *Gefügekunde der Gesteine. (Mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite)*. J. Springer 352 pp Vienna. 1934. Petrofabrics (Gefügekunde der Gesteine) and Orogenesis, *Am. Jour. Sci.*, vol. xxviii: 37–50.

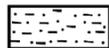
- Spalletti, L. A., Queralt, I., Matheos, S., *et al.* (2008). Sedimentary petrology and geochemistry of siliciclastic rocks from the upper Jurassic Tordillo Formation (Neuquén Basin, western Argentina): Implications for provenance and tectonic setting. *J S Am Earth Sci*, 25, 440–463. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.005>
- Spalletti, L. A. (2013). Influencia del arco magmático protoandino en la acomodación sedimentaria, la fisiografía y las características de los depósitos del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cuenca Neuquina. In *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 65, 28-42. https://www.ancefn.org.ar/user/FILES/ANALES/TOMO_65/16.pdf
- Tamaki, M., Suzuki, K., & Fujii, T. (2015). Paleocurrent analysis of Pleistocene turbidite sediments in the forearc basin inferred from anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic data at the gas hydrate production test site in the eastern Nankai Trough. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 404-417. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.030>
- Tapia Silva, F. (2015). *Evolución tectónica y configuración actual de los Andes Centrales del sur (34°45'-35°30' S)*. Universidad de Chile.
- Tapia F., Muñoz M., Farías M., Charrier R., & Astaburuaga D. (2020). Middle Jurassic-Late Cretaceous Paleogeography of the Western Margin of the Neuquén Basin (34° 30'–36° S). In: Kietzmann D., Folguera A. (eds) *Opening and Closure of the Neuquén Basin in the Southern Andes. Springer Earth System Sciences*, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-29680-3_11
- Thiele, R. (1980). *Hoja Santiago, Región Metropolitana: Servicio Nacional de Geología y Minería*. v. Carta Geológica de Chile (Vol. 29).
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., & Cancino, A. (1995). Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12), 1427–1440. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1427:jaecia>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1427:jaecia>2.3.co;2)
- Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J., & Welsink, H. J. (1995). Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *Petroleum Basins of South America*, 62. <https://doi.org/10.1306/M62593C19>
- Veloso, E. E., Anma, R., Ota, T., Komiya, T., Kagashima, S. I., & Yamazaki, T. (2007). Paleocurrent patterns of the sedimentary sequence of the Taitao ophiolite constrained by anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic analyses. *Sedimentary Geology*, 201(3-4), 446-460. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.07.005>

- Vicente, J.C. (2006). Dynamic Paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 408-437. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1201>
- Wall, Renate M, & Lara, Luis E. (2001). Lavas Las Pataguas: volcanismo alcalino en el antearco andino del Mioceno Inferior, Chile central. *Revista geológica de Chile*, 28(2), 243-258. <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082001000200006>
- Weltje, GJ. (2006). Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the "Dickinson model". In A. Buccianti, G. Mateu-Figueras, & V. Pawlowski-Glahn (Eds.), *Compositional data analysis in the geosciences: from theory to practice* (pp. 79-99). Geological Society.
- Yrigoyen, M.R. (1979). *Cordillera Principal*. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina.
- Yrigoyen, M.R. (1991). *Hydrocarbon resources from Argentina*. World Petroleum Congress, Buenos Aires. Petrotecnia.
- Zavala, C., Martínez Lampe, J. M., Fernández, M., Di Meglio, M., & Arcuri, M. (2008). El diacronismo entre las formaciones Tordillo y Quebrada del Sapo (Kimmeridgiano) en el sector sur de la Cuenca Neuquina. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 754-765. Recuperado a partir de <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1327>

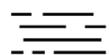
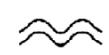
ANEXOS

Anexo 1: Leyenda y Simbología columna estratigráfica.

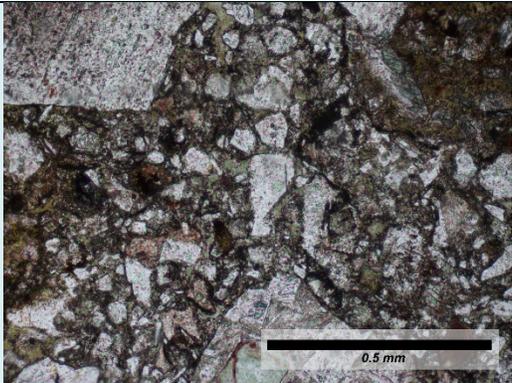
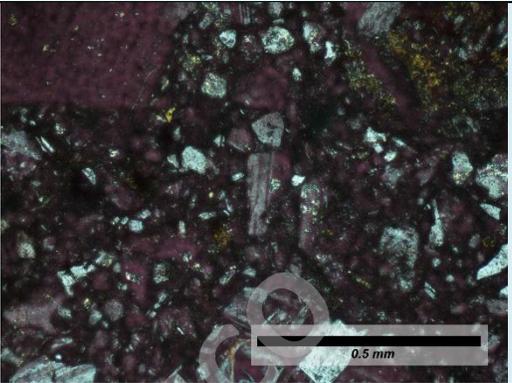
LEYENDA

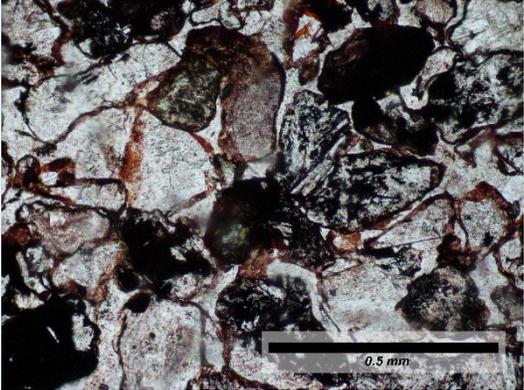
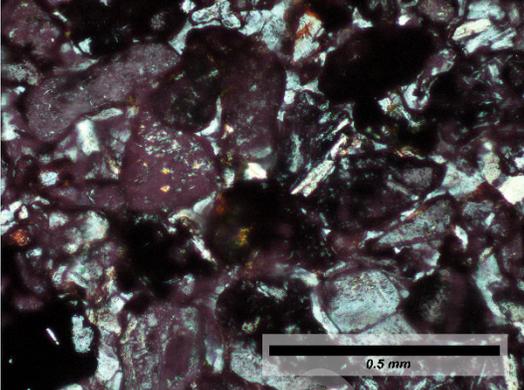
	Arenisca conglomerádica
	Conglomerado arenoso
	Limolita
	Litarenita / Sublitarenita
	Andesita

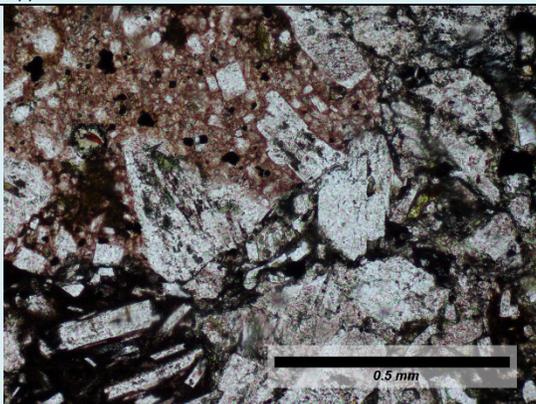
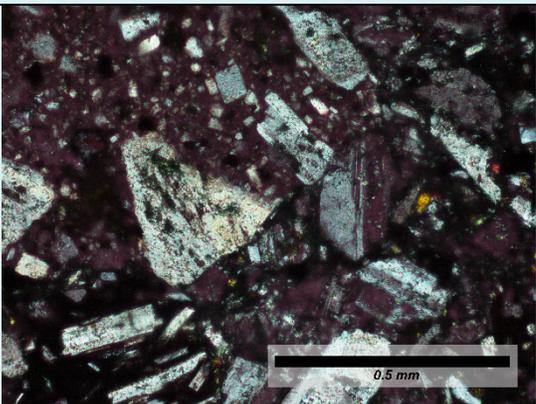
SIMBOLOGÍA

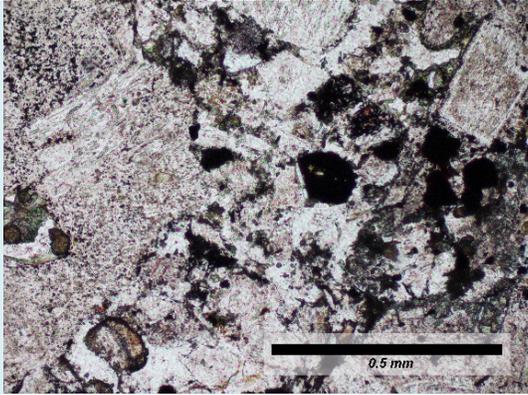
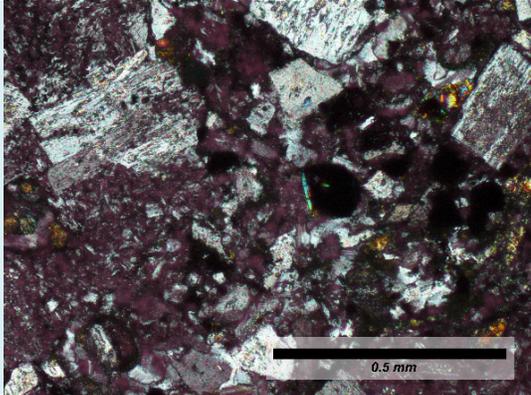
	Laminación paralela
	Laminación cruzada
	Ondulita
	Marcas de oleaje
	Marcas de corrientes
	Grietas de desecación
	Estructuras de carga
	Ciclos granodecrecientes / Gradación normal
	Intraclastos
	Lentes conglomerádicos
	Contacto erosivo
	Contacto neto
	Contacto transicional
	Dirección paleomagnética
	Dirección paleocorriente

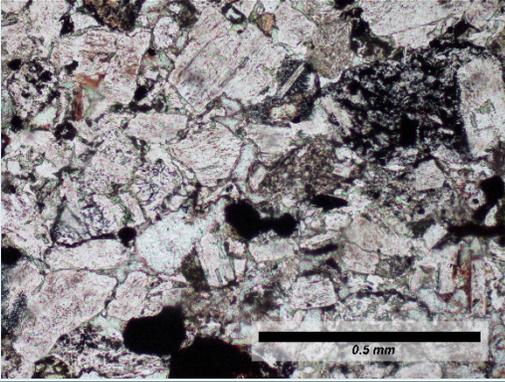
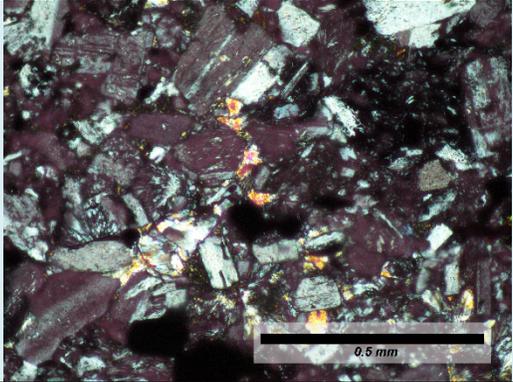
Anexo 2: Descripción y clasificación de muestras de rocas en secciones delgadas.

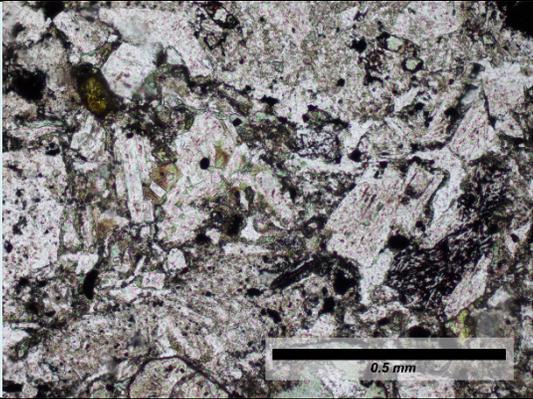
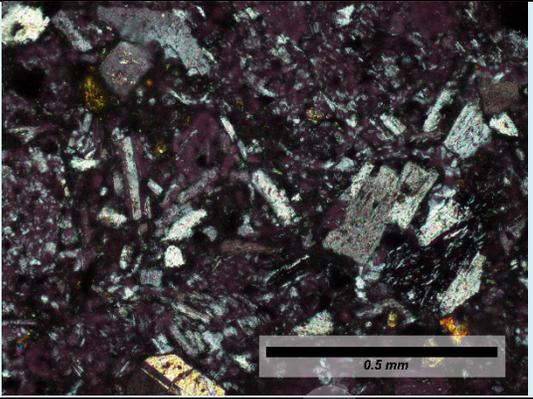
Código	N//			NX				
RD-1.1								
UTM WG84	6258866			405315				
Tamaño de clastos (mm)	Moda			Familias				
Fragmentos Roca	0.375, 0.5, 0.625, 0.875, 1, 1.25, 1.125, 2, 2.75, 12.5							
Minerales	0.05, 0.1, 0.2, 0.325, 0.5, 1			6				
Opacos	0.02, 0.04							
Textura								
Arenácea								
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento				
	Baja			Subredondeado				
Selección	Muy pobre							
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Puntual							
Madurez textural	Matriz (%)		Redondez		Selección			
	20		Media		Moderada			
Madurez composicional	Cuarzo, feldespato, plagioclasa, arcillas.							
Porosidad	Nula							
Composición cemento	Arcillas, oxidos de Fe, poco cuarzo.							
Tipo de cemento	Mosaico, poiquilitico de arcilla y pelicular de oxidos de Fe							
Cristales	Tamaño		Forma		Tipo de contacto entre cristales		Relación de contacto cemento-granos	
	Mesocristales (<0,03 mm)		Subhedral-esuhedrales		Suturado		Corrosivos	
Estructuras								
Tipo de fragmentos	Descripción							
Intrusivo (30%)	Fragmento centimetrico, subredondeado y baja esfericidad, holocristalina, fanerítica, con familias de minerales de plagioclasa (0.075-1.25 mm), y biotita (0.1-0.3 mm), además de olivino? (0.5 mm) con textura embahiamiento.							
Lava (20%)	Roca de 2,75 cm aprox. con textura holocristalina, con granos tamaño fino en la matriz y grano medio-grueso de fenocristales. Porfirica con fenocristales de plagioclasa seriada (0.7 y 0.25 mm) euhedrales. Subangular y baja esfericidad.							
Sedimentario (1%)	Chert tamaño 0.3 mm redondeado y moderada esfericidad							
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento				% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)	
	20	75	5	4	1	20	50	
Nombre de la roca	Wacke lítica							

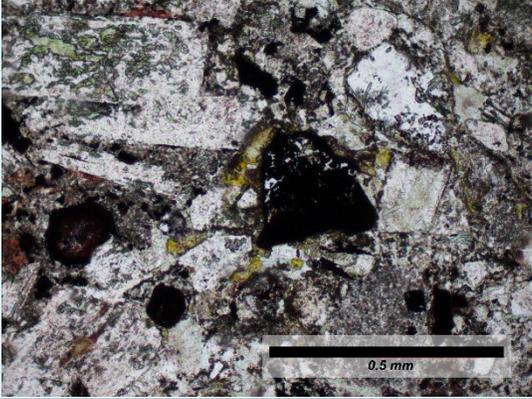
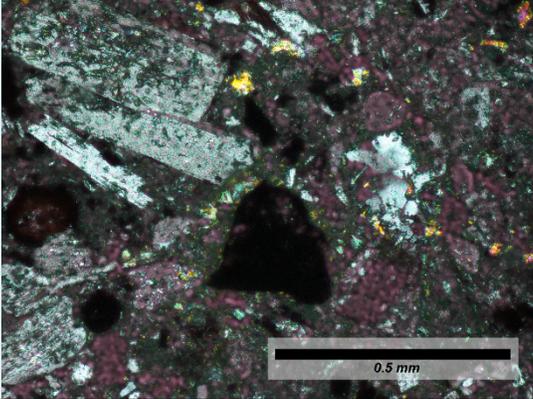
Código	N//			NX				
RD-1.5								
UTM WG84	6258877			405291				
Tamaño de clastos (mm)	Moda			Familias				
Fragmentos de roca	0.6, 0.2, 0.35, 0.4							
Minerales	0.55, 0.4, 0.15, 0.45, 0.3, 0.1, 0.625			7				
Opacos	0.05-0.175							
Textura								
Arenácea								
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento				
	Media alta			Angular				
Selección	Moderada a buena							
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Flotantes y concavo-convexo							
Madurez textural	Matriz (%)		Redondez	Selección				
	17		Medio	Moderada a alta				
Madurez composicional	Cuarzo, feldespatos, plagioclasas, óxidos de hierro.							
Porosidad	Baja							
Composición cemento	Cuarzo, arcillas y óxidos de hierro.							
Tipo de cemento	Pelicular de óxidos de Fe y mosaico.							
Cristales	Tamaño		Forma	Tipo de contacto entre cristales		Relación de contacto cemento-granos		
	Mesocristales		Subhedrales	Suturado		Corrosivos		
Estructuras	Gradación y laminación							
Tipo de fragmentos	Descripción							
Intrusivo (15%)	Fragmento 0.375-0.5 cm, subredondeado y baja esfericidad, holocristalina, porfirica, con contenido de plagioclasas							
Lava (5%)	Roca de 0,25 cm aprox. Subredondeado, alta esfericidad, con textura holohialina, con fenocristales de plagioclasa. Porfirica con fenocristales de plagioclasa y matriz afanítica.							
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento			% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos				
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespatos (%)	Fragmentos líticos (%)	Vesículas
	17	65	18	3	16	25	20	1
Nombre de la roca	Wacke feldespática							

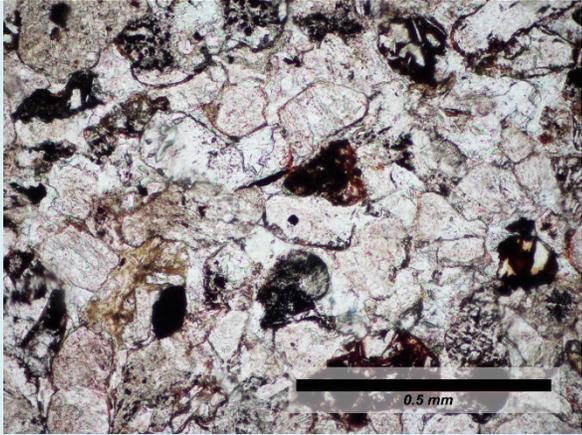
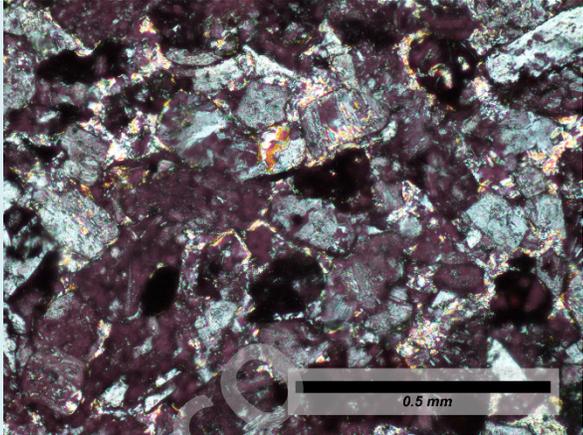
Código	N//		NX				
RD-1.9							
UTM WG84	6258883		405276				
Tamaño de clastos (mm)	Moda		Familias				
Fragmentos de roca	0.15, 0.2, 0.35, 0.4, 0.45, 0.5, 0.625, 0.75, 1, 1.375						
Minerales	0.05, 0.1, 0.175, 0.25, 0.375, 0.6, 0.675		7				
Opacos	0.05, 0.1, 0.5,		4				
Textura							
Arenácea							
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento			
	Medoderado a bajo			Subredondeado			
Selección	Moderada						
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Flotantes y puntual						
Madurez textural	Matriz (%)		Redondez		Selección		
			Moderada		Moderada		
Madurez composicional	Cuarzo, feldespatos, plagioclasas, clinopiroxeno, óxidos de hierro.						
Porosidad	Baja						
Composición cemento	Cuarzo, arcillas y óxidos de hierro.						
Tipo de cemento	Pelicular de óxidos de Fe y poiquilotopico.						
Cristales	Tamaño		Forma		Tipo de contacto entre cristales		Relación de contacto cemento-granos
	Mesocristales		Subhedrales		Puntual, concavo-convexo		Corrosivos
Estructuras	Aparente gradación de los granos variando de tamaños 0.075 mm aprox a 0.5 mm por lo general.						
Tipo de fragmentos	Descripción						
Intrusivo (7%)	Fragmentos tamaño 0.325-0.65 cm, subredondeado y alta esfericidad, con textura holocristalina, por lo general con contenido de cuarzo, feldespato.						
Lava (9%)	0.3-1 mm, subanguloso y alta esfericidad, con textura holohialina, muy alterado y por lo general contienen fenocristales de plagioclasa						
Metamórficos (1%)	Cuarzo policristalino tamaño 0.15-0.35 mm, redondeado y alta esfericidad						
Sedimentaria (2%)	Chert tamaño 0.95 mm subredondeado y baja esfericidad.						
Indiferenciado (1%)	-						
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento			% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)
	25	55	20	10	8	20	17
Nombre de la roca	Wacke feldespática						

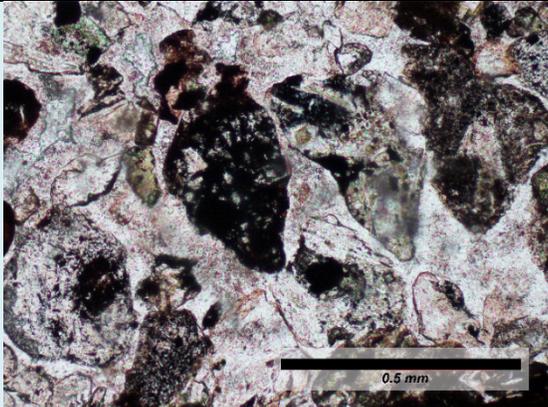
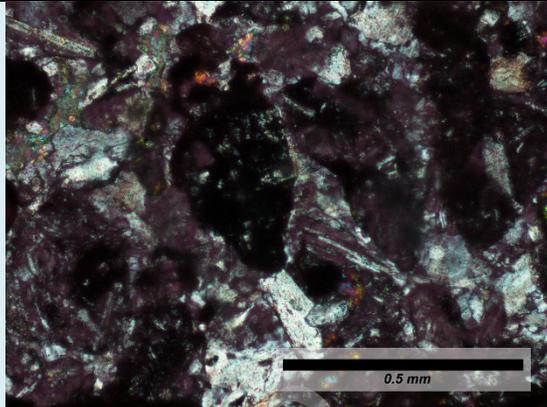
Código	N//		NX				
RD-2.1							
UTM WG84	6258940			405271			
Tamaño de clastos (mm)	Moda			Familias			
Fragmentos de roca	0.375, 0.925, 1.25, 1.375, 2.25, 0.25, 2, 1.875, 2.5, 1						
Minerales	0.5, 0.6, 0.75, 0.9						
Opacos	0.075, 0.125, 0.25, 0.375						
Textura							
Arenácea							
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento			
	Baja			Subangular			
Selección	Muy pobre						
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Grano flotante						
Madurez textural	Matriz (%)		Redondez		Selección		
			Media		Moderada		
Madurez composicional	Cuarzo, feldespatos, plagioclasas, clinopiroxenos, hornblendas, óxidos de Fe.						
Porosidad	Nula						
Composición cemento	Arcillas, óxidos de Fe, cuarzo						
Tipo de cemento	Pelicular de óxidos de Fe, poiquilotopico.						
Cristales	Tamaño		Forma		Tipo de contacto entre cristales	Relación de contacto cemento-granos	
	Mesocristales		Subhedrales		Suturado	Corrosivos	
Estructuras							
Tipos de Fragmentos	Descripción						
Intrusivo (33%)	Fragmentos tamaños 0.25-2.5 mm, subredondeado y media esfericidad						
Lava (15%)	Fragmentos tamaño 2 cm con amígdalas rellenas, subredondeado y baja esfericidad, 0,45 mm subredondeado y baja esfericidad, 0.25-1 mm subredondeado y alta esfericidad						
metamórfica (1%)	Fragmentos policristalinos tamaño 0.35 mm, subredondeado y alta esfericidad						
Sedimentario (1%)	-						
Indiferenciado (1%)	-						
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento			% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)
	10	70	20	15	5	32	48
Nombre de la roca	Litarenita						

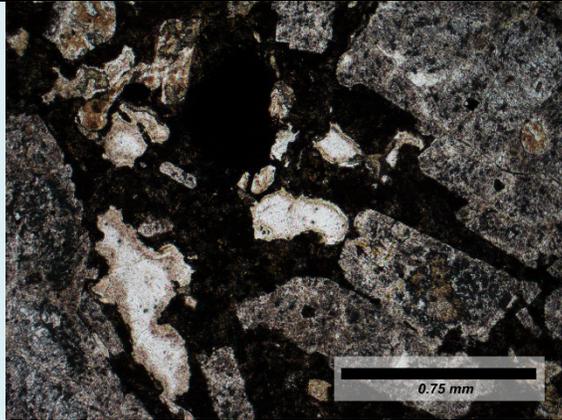
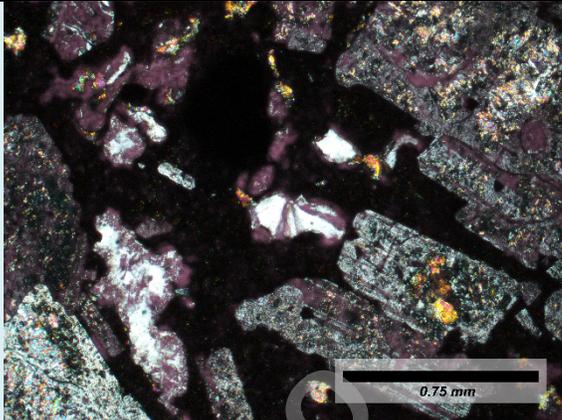
Código	N//		NX				
RD-2.11							
UTM WG84	N 6		E 4				
Tamaño de clastos (mm)	Moda		Familias				
Fragmentos Roca	0.15, 0.3, 0.35, 0.4, 0.45, 0.5, 1.1		7				
Minerales	0.05, 0.1, 0.25, 0.3, 0.35, 0.5, 0.75		7				
Opacos	0.075 y 0.125						
Textura							
Arenácea							
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento			
	Moderada			Redondeado			
Selección	Moderada						
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo, flotantes y puntual						
Madurez textural	Matriz (%)	Redondez		Selección			
	10	Moderada		Moderada			
Madurez composicional	Feldespato, plagioclasa, cuarzo, sericita, opacos.						
Porosidad	Nula						
Composición cemento	Cuarzo, feldespato, sericita?						
Tipo de cemento	Mosaico						
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relación de contacto cemento-granos			
	Mesocristales (<0,03 mm)	Subhedral-esuhedrales	Puntual, largo	Corrosivos			
Estructuras							
Tipo de fragmentos (mm)	Descripción						
Intrusivo (10%)	Fragmentos tamaños 0.25-0.3 mm, redondeado y alta esfericidad con minerales de plagioclasa.						
Lava (15%)	Fragmentos tamaños 0.1-0.45 mm, subredondeado y alta esfericidad, muy alterados.						
Sedimentario (2%)	Fragmentos tamaño 0.3 mm aprox., subredondeado y baja esfericidad.						
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento			% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)
	10	85	5	5	5	50	25
Nombre de la roca	Litarenita						

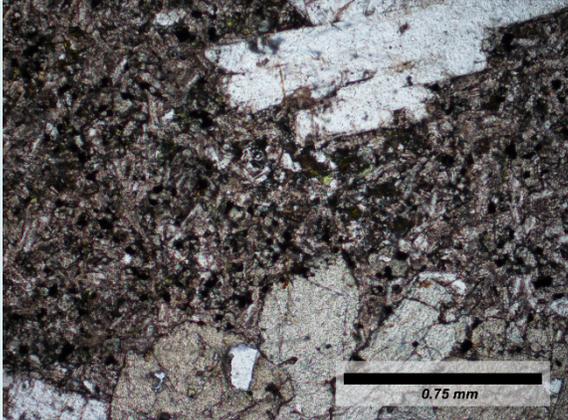
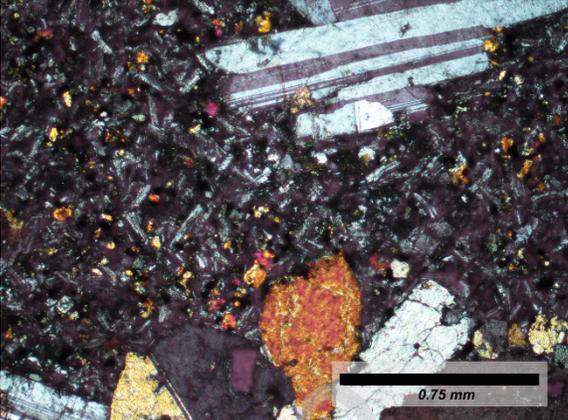
Código	N//		NX				
RD-2.18							
UTM WG84	6258951		405268				
Tamaño de clastos (mm)	Moda		Familias				
Fragmento Roca	0.25, 0.375, 0.4, 0.5, 0.625, 1						
Minerales	0.075, 0.1, 0.25, 0.375, 0.5, 0.625, 0.75		7				
Opacos	0.05, 0.125, 0.2		3				
Textura							
Arenácea							
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento			
	Media a alta			Subredondeado			
Selección	Pobre						
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncavo-convexo						
Madurez textural	Matriz (%)	Redondez		Selección			
		Media		Media			
Madurez composicional	Cuarzos, feldespatos, plagioclasas, piroxenos, hornblendas, arcillas. Tasa de meteorización media, con transporte intermedio.						
Porosidad	Baja						
Composición cemento	Arcilla, óxidos de Fe.						
Tipo de cemento	Mosaico, poiquilotópico						
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales		Relación de contacto cemento-granos		
	Mesocristalinos	Subhedrales	Suturado		Rectos y corrosivos		
Estructuras	Gradación						
Tipo de fragmentos (mm)	Descripción						
Intrusivo (20%)	Fragmentos tamaños 0.5-1 mm, anguloso y alta esfericidad						
Lava (8%)	Fragmentos tamaños 0.25-0.4 mm, subanguloso y alta esfericidad						
Metamorfico (1%)	Fragmento tamaño 0.25 mm, policristalino, redondeado y alta esfericidad						
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento			% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)
	35	60	5	10	2	18	30
Nombre de la roca	Wacka lítica						

Código	N//			NX				
RD-2.25								
UTM WG84	6258961			405264				
Tamaño de clastos (mm)	Moda			Familias				
Fragmentos Roca	0.3, 0.8, 1, 1.375			4 o +				
Minerales	0.06, 0.17, 0.65			3 o +				
Opacos	0.02, 0.05, 0.1			3				
Textura								
Arenácea								
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento				
	Alta			Anguloso				
Selección	Muy pobre							
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Flotantes y puntual							
Madurez textural	Matriz (%)			Redondez	Selección			
				Moderada	Moderada			
Madurez composicional	Cuarzo, feldespatos, plagioclasas, óxidos de hierro.							
Porosidad	Baja a nula							
Composición cemento	Clorita							
Tipo de cemento	Pelicular de óxidos de Fe y mosaico.							
Cristales	Tamaño			Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relación de contacto cemento-granos		
	Microcristalinos			Subhedral-anhedrales	Suturado, concavo-convexo	Corrosivos		
Estructuras	Aparente gradación de los granos, y laminaciones.							
Tipo de fragmentos (mm)								
Intrusivo (8%)	Fragmentos tamaño 0.8-2.5 mm, subredondeado y moderada esfericidad							
Lava (15%)	Fragmentos tamaño 0.5- 2 mm, subredondeado y alta esfericidad, muy angulosos y baja esfericidad. Muy alterado							
Metamorfica (1%)	Fragmentos policristalinos 0.3 mm, subredondeado y alta esfericidad							
Indiferenciado (1%)								
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento				% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)	
	15	75	10	15	5	30	25	
Nombre de la roca	Arenita Arcosa							

Código	N//		NX					
RD-2.5								
UTM WG84	6259057		405487					
Tamaño de clastos (mm)	Moda		Familias					
Fragmentos Roca	0.125, 0.25, 0.325, 0.45, 1,025		5					
Minerales	0.075, 0.175, 0.3		3 o más					
Opacos	0.05, 0.125, 0.25, 0.325		4					
Textura								
Arenácea								
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento				
	Moderada a baja			Subredondeado				
Selección	Moderada							
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Cóncono-convexo, flotantes y puntual							
Madurez textural	Matriz (%)		Redondez		Selección			
	15		Moderada		Moderada			
Madurez composicional	Feldespato, plagioclasa, cuarzo, sericita, opacos.							
Porosidad	Nula							
Composición cemento	Cuarzo, feldespato, arcillas, calcita							
Tipo de cemento	Mosaico, sintaxial							
Cristales	Tamaño		Forma		Tipo de contacto entre cristales	Relación de contacto cemento-granos		
	Mesocristales (<0,03 mm)		Subhedrales-euhedrales		Flotantes, largo	Corrosivos y rectos		
Estructuras								
Tipo de fragmentos (mm)	Descripción							
Intrusivo (15%)	Fragmentos tamaño 0.13- mm subredondeado y moderada esfericidad							
Lava (7%)	Fragmentos tamaño 0.3- mm, subredondeado y baja esfericidad							
Metamorficos (1%)	Fragmentos policristalino 0.4 mm bien redondeado y baja esfericidad							
Sedimentario (1%)	Fragmento de limonita tamaño 0.35 mm anguloso y baja esfericidad							
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento				% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)		Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)
	10	75	15		9	7	35	24
Nombre de la roca	Arenita Arcosa							

Código	N//		NX				
RD-2.8							
UTM WG84	6259020		405563				
Tamaño de clastos (mm)	Moda		Familias				
Fragmentos Roca	0.5 y 0.375		2				
Minerales	0.35, 0,225 y 0.1		3				
Opacos	0.025, 0.075						
Textura							
Arenácea y Lutácea							
Esfericidad y redondeamiento	Esfericidad			Redondeamiento			
	Moderada			Subangular-subredondeado			
Selección	Moderada						
Tipo de contacto entre los clastos del esqueleto	Flotantes y puntual						
Madurez textural	Matriz (%)	Redondez	Selección				
	10	Moderada	Moderada				
Madurez composicional	Cuarzo, feldespatos, plagioclasas, óxidos de hierro.						
Porosidad	Nula						
Composición cemento	Cuarzo y feldespato						
Tipo de cemento	Sintaxial y mosaico.						
Cristales	Tamaño	Forma	Tipo de contacto entre cristales	Relación de contacto cemento-granos			
	Mesocristales (<0,03 mm)	Subhedrales-euhedrales	Flotantes, largo y puntual	Corrosivos			
Estructuras	Laminación de grano tamaño 0.125 con un ancho de 0.875 mm, gradando y aumentado a granos tamaño 0.375-0.5 mm en un ancho de 3 mm. Corta a la roca (arenisca) por lo general, en contacto recto (entre limolita y arenisca). Gradación normal (arenisca a limolita).						
Tipo de fragmentos (mm)	Descripción						
Intrusivo (18)	Fragmento tamaño 0.55 mm, subredondeado y baja esfericidad						
Lava (15%)	Fragmento tamaño 0.25 mm, subangular y baja esfericidad						
Metamorfico (1%)	Fragmento polimineral 0.5 mm, subredondeado y alta esfericidad						
Sedimentaria (1%)	Fragmento de chert tamaño 0.27 mm, subredondeado y alta esfericidad						
Clasificación	% Matriz, esqueleto y cemento			% Cuarzo, Feldespato y Fragmentos líticos			
	Matriz (%)	Esqueleto (%)	Cemento (%)	Cuarzo (%)	Opacos (%)	Feldespato (%)	Fragmentos líticos (%)
	10	75	15		10	30	35
Nombre de la roca	Arenita lítica						

Código	N//			NX		
RD-2.26						
UTM WG84	6258962			405257		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Integridad	Tamaño mm	
	Plagioclasa	50	Euhedral-Subhedral	Media	Familia 1	4,5
					Familia 2	2,75
					Familia 3	~ 1,5
					Familia 4	~ 0,375
	Piroxeno	3	Euhedral	Baja	~ 0,375	
Mineralogía Secundaria	Epidota, cuarzo en vesículas					
Masa Fundamental	Vidrio como masa irregular amorfo y dendrítico color café y negro 25%; cuarzo masivo entre el vidrio 10% y minerales opacos anhedrales 2%.					
Texturas	Textura			Minerales involucrados		
	Vesicular y amigdaladoilal			Cuarzo, epidota.		
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %		Feldespato %		Plagioclasa %	
	-		-		50	
Clasificación	Fenocristales		Masa Fundamental		Vesículas	
	50%		37%		14%	
Observación	Vesículas y amígdalas rellenas de cuarzo y epidota. Vetilla de cuarzo espesor 1.87 mm					
Nombre de la roca	Andesita de piroxeno					

Código	N//			NX		
RD-2.27						
UTM WG84	6258969			405252		
Mineralogía Primaria	Mineral	%	Forma	Integridad	Tamaño mm	
	Plagioclasa	35%	Euhedral-Subhedral	Media	Familia 1	0.075
					Familia 2	0.175
					Familia 3	1.125
					Familia 4	3.5
					Familia 5	4.125
	Piroxeno	10%	Euhedral-Subhedral	Media-baja	Familia 1	0.05-0.075
Familia 2					0.375	
Familia 3					0.875-1.25	
Mineralogía Secundaria	Epidota, sericita					
Masa Fundamental	Plagioclasa subhedral 0,075 cm 25%. Piroxeno anhedral-subhedral 0,0375 cm 15%. Vidrio como masa irregular amorfo y dendrítico color café 10%; y minerales opacos anhedrales 0,0375 cm 5%.					
Texturas	Textura			Minerales involucrados		
	Glomeroporfirica			Plagioclasa, piroxeno		
Clasificación según diagrama QAP	Cuarzo %	Feldespatos %		Plagioclasa %		
	-	-		35		
Clasificación	Fenocristales		Masa Fundamental		Vesículas	
	45%		55%			
Observación						
Nombre de la roca	Andesita de piroxeno					