



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

“ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LA CALDERA JORQUERA, COPIAPÓ,
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE”

FELIPE ABARCIA CASTRO

Copiapó, Chile, 2023



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
Departamento de Geología

“ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LA CALDERA JORQUERA, COPIAPÓ,
REGIÓN DE ATACAMA, CHILE”

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título
de Geólogo”

Profesor guía Dr. Gonzalo Galaz Escanilla

FELIPE ABARCIA CASTRO

Copiapó, Chile, 2023

“A lo largo de nuestra vida se van a presentar ocasiones que van a desafiar la definición y la imagen que hemos hecho de nosotros mismos para entrar en contacto y acercarnos más a la verdadera realidad de lo que somos”

Mario Alonso Puig

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a los académicos y funcionarios del Departamento de Geología por brindarme todo el apoyo y los medios que necesité durante el desarrollo de mi tesis y durante todo el transcurso de mi carrera profesional.

Quiero agradecer al Dr. Gonzalo Galaz Escanilla por su dedicación y excelencia en el campo de la Geología, su compromiso con la investigación y su profundo conocimiento han sido una fuente de inspiración para mí. Quisiera agradecer al profesor Patricio Miranda por brindarme la confianza y el apoyo que necesité, un gran docente y persona. De la misma manera quiero agradecer a todas las personas que son parte del DMin, agradecido de la predisposición de las salas y microscopios, excelentes conversaciones, aprendizaje y por expandir mi conocimiento sobre mineralogía.

Quiero agradecer a mi familia, en especial a mis padres Humberto Abarcia y Angélica Castro, por brindarme su apoyo incondicional en cada momento indispensable, por sus palabras de ánimo, por sus buenos consejos y por siempre estar presentes cuando los necesité en mis buenos y no tan buenos momentos. Quiero agradecer a mi hermano Claudio Abarcia, por contribuir con su conocimiento tanto en ámbitos de la Geología como en lo personal. También quisiera agradecer a mi pareja Ivania Aguirre, por esos escapes de la monotonía y la realidad, por darme el apoyo, cariño y soporte que necesité durante todo este proceso.

Conocí grandes personas durante toda mi vida universitaria, cuántas anécdotas y experiencias, que me faltaría otra tesis para redactarlas. Estoy agradecido con cada amigo y compañero que conocí, puesto que, gracias a ellos, mi proceso fue mucho más grato.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Problema de investigación	1
1.2 Hipótesis	3
1.3 Objetivos	3
1.3.1 Objetivo general.....	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.4 Ubicación y accesos.....	3
1.5 Trabajos anteriores.....	5
Capítulo 2: MARCO TEÓRICO.....	8
2.1. Calderas volcánicas, rasgos distintivos y características generales.	8
2.1.1 Aspectos generales.....	8
2.1.2 Geometría de caldera y estructuras de colapso	9
2.1.3 Estilos de colapso.....	13
2.1.4 Colapso de calderas en regímenes tectónicos <i>strike-slip</i>	16
2.1.5 Desarrollo de una caldera.....	18
2.2 Depósitos asociados a calderas	19
2.2.1 Partículas volcanoclasticas.....	19
2.2.2 Depósitos piroclásticos	20
2.2.3 Origen y desarrollo de las corrientes de densidad piroclástica	22
2.3 Producto de erupciones de ignimbritas	24
2.4 Soldadura y reomorfismo de ignimbritas.....	25
Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO.....	28
3.1 Geología regional.....	28
3.2 Geología de la caldera Jorquera	31
Capítulo 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO	35
4.1 Etapa de pre-terreno.....	35
4.2 Etapa de terreno	35
4.3 Etapa post-terreno	36
4.3.1 Petrografía.....	36
4.3.2 Litofacies.....	36
4.3.3 Geología Estructural	37
Capítulo 5: RESULTADOS.....	39

5.1 Unidades geológicas informales	39
5.1.1 Basamento de la caldera.....	41
5.1.2 Unidad de brechas volcánicas	41
5.1.3 Unidad de tobas de lapilli cristalina	42
5.1.4 Unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas.....	45
5.1.5 Unidad de tobas de lapilli vítrea masivas.....	51
5.1.6 Unidad de andesitas y cuarzolatitas	54
5.1.7 Dique microdiorítico	59
5.2 Geología estructural	62
5.2.1 Teledetección de Fallas y Lineamientos	64
5.2.2 Estructuras NNW – NNE.....	67
5.2.3 Estructuras EW	69
5.2.4 Estructuras NE	71
5.2.5 Estructuras NW	72
5.2.6 Pliegue sinclinal inclinado	73
Capítulo 6: DISCUSIONES.....	74
6.1 Facies de la caldera Jorquera	74
6.1.1 Facies precolapso	74
6.1.2 Facies de colapso	74
6.1.3 Facies postcolapso.....	78
6.2 Evolución estructural de la caldera Jorquera	79
6.2.1 Fases de deformación que afectaron a la caldera Jorquera	81
6.2.2 Historia evolutiva y deformación postcolapso de la caldera Jorquera	88
Capítulo 7: CONCLUSIONES	92
Capítulo 8: RECOMENDACIONES	94
Capítulo 9: BIBLIOGRAFÍA	95
Capítulo 10: ANEXOS	109
9.1 Unidad de andesitas y cuarzolatitas	109
9.2 Unidad de tobas de lapilli vítrea masivas.....	110
9.3 Unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas.....	111
9.4 Geología estructural	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos. La imagen de la izquierda representa la ubicación del área de estudio a partir de una imagen satelital de la región de atacama. La imagen de la derecha representa la ubicación del área de estudio a partir de una imagen satelital de la Comuna de Tierra Amarilla.	5
Figura 2.1: Esquemas de diversos modelos de colapsos de calderas: (A) Esquema de una caldera de colapso circular. (B) Esquema de las diferentes fallas anulares, exhibiendo buzamientos inclinados hacia afuera de la cámara magmática, como también hacia adentro. (C) Los cambios repentinos en las mecánicas entre capas en la roca huésped pueden favorecer segmentos de falla anular con buzamiento hacia fuera o hacia dentro en algunas capas, pero verticales en otras. Extraído y modificado de Geyer & Marti (2014).....	10
Figura 2.2: Carga vertical del suelo de una caldera generada a partir de una sobrepresión: a) Apertura a partir de una falla anular con buzamiento hacia el exterior de la cámara magmática. b) Compresión a partir de una falla anular con buzamiento hacia el interior de la cámara magmática. Extraído y modificado de Gudmundsson (2008).	11
Figura 2.3: Características generales de una caldera explosiva resurgente. Extraído y modificado de Branney & Acocella (2015).	13
Figura 2.4: Cuatro mecanismos de colapso de caldera: A) Placa/Pistón, B) <i>Piecemeal y Funnel</i> , C) <i>Trapdoor</i> , D) <i>Downsag</i> . Extraído y modificado de Cole (2005).	16
Figura 2.5: Evolución y desarrollo del colapso de caldera en entornos transcurrentes. Extraído y modificado de Holohan et al. (2007).	18
Figura 2.6: Depósitos de caída piroclástica. A) Caída piroclástica de pómez (volcán Doña Juana, Colombia). B) Caída piroclástica de escorias de la erupción de 1723 (volcán Irazú, Costa Rica). C) y D). Proyectiles balísticos (C, bomba fusiforme, volcán Tecuitlapa, México; D, bloque juvenil, volcán Irazú, Costa Rica). Extraído y modificado de Murcia et al. (2013).	21
Figura 2.7: Diversos orígenes de las corrientes de densidad piroclástica. A) corriente de una oleada piroclástica de corta duración debido al colapso de una columna de erupción Pliniana. B) Corriente sostenida derivada de una fuente piroclástica prolongada. C) Corriente sostenida a partir de una erupción explosiva prolongada de bajo flujo piroclástico. D) Corriente con una oleada simple o múltiple, derivada de una explosión lateral iniciada por descompresión de un sistema magmático/hidrotermal. E) Corriente de una oleada piroclástica simple derivada de un colapso de domo. F) Corriente de densidad piroclástica derivada del depósito, causada por el colapso gravitacional y la avalancha de una ignimbrita inestable. Modificado y extraído de Branney & Kokelaar (2002).	24
Figura 2.8: Unidad de flujo estándar. Modificado y extraído de Freundt et al. (2000).	25
Figura 2.9: A) Ignimbrita soldada con fábrica eutaxítica (fiammes negros; Arico, Tenerife). Escala en centímetros. B) Ignimbrita intensamente soldada y reomórfica (Grey's Landing, Iddaho, EE. UU.). C) Zonación de soldadura desde una base sin soldar, pasando por vitrófiro negro y soldado, hasta una zona soldada y litofisaria (Restings Springs Pass, California, EE.UU.). Modificado de Sigurdsson et al. (2015).	27
Figura 3.1: Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas. Extraído y modificado de Arévalo et al. (1994).	31

Figura 3.2: Geología de la Caldera Jorquera (Iriarte et al., 1999).	34
Figura 4: Efecto máscara de convolución en la banda roja de una imagen satelital sobre una zona residencial de Alemania. A) Imagen original. B) Imagen con <i>emboss filter</i> . Extraído y modificado de Ahmadi & Pekkan (2021).	38
Figura 5.1.1: Puntos de control para el respectivo mapeo geológico.....	39
Figura 5.1.2: Mapa geológico de la caldera Jorquera	40
Figura 5.1.3: Unidad de brechas de colapso. A) Afloramiento de brechas piroclásticas. B) Afloramiento de brechas andesíticas. C) Muestra de mano de andesitas fluidales. D) Muestra de mano de brecha piroclástica. E) Contacto entre andesita fluidal, brecha volcánica andesítica y unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas. F) Afloramiento de brecha piroclástica.....	42
Figura 5.1.4: Afloramiento, muestra y texturas de la unidad de tobas de lapilli cristalina. A) Afloramiento de tobas de lapilli cristalina cubierto por depósitos aluviales no consolidados B) Afloramiento exhibiendo alteración argílica y a óxidos de hierro, con modos de ocurrencia en vetillas tipo stockwork. C) Fiammes blanquesinos con geometría oblata D) Muestra de mano de la unidad. E) Cristal de sanidina exhibiendo textura calavérica y en menor medida gráfica, con pequeños microlitos de cuarzo. F) Textura vacuolar y piroclástica representada por pómez, material cinerítico y <i>glass shards</i> . La pómez representada presenta textura granofírica integrando pequeños cristales de feldespatos.....	43
Figura 5.1.5: Petrografía de la unidad de tobas de lapilli cristalina. A) Textura intersertal e intercrystalina entre cristales de plagioclasas y sanidina. Entre los golfos corroídos de sanidina se exhiben rellenos de esmectitas. B) Accesorio lítico de andesita, obliterado en su mesostasis a epidota, esfeno y esmectitas. C) Textura vacuolar y cristales autónomos de esfeno y cuarzo. D) Grandes cristales de sanidina. E) Cristales autónomos de augita y esfeno. Se exhiben esmectitas como principal mineral de alteración. F) Cristales de sanidina, cuarzo y goethita.....	45
Figura 5.1.6: Afloramientos y muestras de la unidad de tobas de lapilli vítreas. A), C) y D) Afloramiento de tobas de lapilli vítreas con textura eutaxítica. B) Muestra de mano de toba de lapilli vítrea con pómez fibrosas y alargadas. E) Afloramiento de tobas de lapilli vítrea con alteración en pátinas de hematita y goethita.	46
Figura 5.1.7: Petrografía de la muestra J2.4b. A) Muestra J2.4b. B) Cristal de sanidina y apatito en paragénesis. C) Sanidina con textura calavérica y vetilla de calcita. D) Accesorios compuestos por andesita y andesita porfídica. E) Esferulita con cristales radiales de feldespatos. F) Pseudomorfo de hornblenda totalmente obliterado. G) Cristal de plagioclasa con textura simplectítica. Pseudomorfo de hornblenda alterado por clorita magnésica. H) Pómez y textura eutaxítica circundante.	48
Figura 5.1.8: Petrografía de la muestra J2.5a. A) Muestra J2.5a. B) Pómez totalmente desvitrificada. C) Fiamme integrando una esferulita. D) Pómez fibrosa desvitrificada albergando una esferulita. E) Cristal de muscovita alterado por esfeno en lámelas. F) Pseudomorfo de biotita totalmente obliterado. G) Cristal de biotita inalterado.....	50
Figura 5.1.9: Afloramientos, muestras y texturas de la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas. A) Afloramiento mostrando una capa alternante de brecha de toba lapillítica de un espesor de 70 cm sobre y por debajo de capas de tobas de lapilli vítreas masivas. B) Bomba de pómez alterada a epidota y arcillas. C) Muestra de mano de capas de tobas de lapilli vítrea exhibiendo textura esferulítica. D) Pipa de elutriación compuesta por material cinerítico cortando de manera perpendicular a estratificación. E) Pipas de elutriación cortando de manera perpendicular a	

estratificación. F) Amígdala rellena por un sector esferulítico compuesto de epidota y cristales autónomos de apatito, zeolitas, esfeno y pequeñas epidotas. G) Textura piroclástica compuesta por *glass shards* y pómez. 51

Figura 5.1.10: Petrografía de la unidad de tobas de lapilli vítrea masiva. A) Cristal de sanidina con macla simple, exhibiendo textura consertal con pequeños cristales pseudo vermiculares de cuarzo. B) Pseudomorfo de biotita, obliterada completamente a muscovita, clorita y esfeno predispuestos en lamelas del pseudomorfo cristalino. C) Mineralogía de alteración compuesta por calcita, cuarzo, magnetita y goethita. D), E) y F): Accesorios compuestos por líticos de andesita, presentando distintos grados de alteración y variando en composición esferulítica. 53

Figura 5.1.11: A) y B) Afloramiento de lavas marrón-púrpuras andesíticas. C) y D): Afloramiento de lavas grisácea-marrones cuarzo-latíticas. 55

Figura 5.1.12: Petrografía de cuarzolatíticas. A) Muestra de mano de cuarzolatita. B) Anortoclasa alterada a sericita. Calcita alterando la mesostasis microlítica. C) Textura calavérica e intersertal en enstatita con parte de mesostasis microlítica entre espacios de enstatita. D) Textura glomeroporfídica aglomerando cristales de plagioclasas, augita y opacos. E) Textura glomeroporfídica aglomerando cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, diópsido y apatito. F) Diópsido en sección basal obliterado completamente a epidota y a parches de goethita. G) Crecimiento intercrystalino de 2 cristales de enstatita, obliterados a clorita y biotita en microfracturas. H) Masa glomeroporfídica compuesta por un centro de biotita y pequeños cristales de apatito, bordeado por microlitos de plagioclasas y en sectores más periféricos se presentan pequeños cristales de opacos y diópsido alterado a esmectitas. 56

Figura 5.1.13: Petrografía de Andesitas. A) Muestra de mano de andesita. B) Pseudomorfos en sección basal de hornblenda obliterada casi completamente por clorita. Plagioclasas alteradas parcialmente a zeolitas y arcillas. C) Augita con macla lamelar simple. D) Textura intersertal y calavérica en plagioclasas, además presenta textura poiquilítica con oikocristal de plagioclasa albergando pequeños chadacristales de augita. E) Textura vermicular en magnetita sobre esmectitas. Textura esferulítica con zeolitas radiales y coronas de esmectitas. F) Textura amigdalóide con calcita y corona de esmectitas relleno de espacios porosos. 59

Figura 5.1.14: Afloramientos y texturas de unidad de diques. A) Dique microdiorítico intruyendo de forma paralela a falla 9. B) Dique microdiorítico intruyendo capas de brechas volcánicas. C) Textura glomeroporfídica e intercrystalina con cristales de plagioclasas y cuarzo intercreciendo entre fenocristales de plagioclasas de mayor tamaño. D) Textura traquítica, donde se observan microlitos de plagioclasas alineadas bordeando fenocristal de anortoclasa. 60

Figura 5.1.15: Petrografía de unidad de diques. A) Observación en nicoles de textura simplectítica con pequeñas vermiculas de magnetita sobre clorita férrica. B) Observación en luz polarizada plana exhibiendo parches de alteración de clorita férrica, junto con calcita en vetillas y diseminada, también se observa epidota y esfeno diseminado. C) Textura glomeroporfídica englobando cristales de opacos, apatito y diópsido. Como minerales de alteración se encuentran epidota, calcita y clorita férrica, los cuales afectan a diópsido y parte de la mesostasis en forma de parches. D) Apatito alargados y pseudomorfo de hornblenda totalmente obliterado a calcita, esfeno y clorita férrica. También se aprecia cuarzo con textura consertal. 62

Figura 5.2.1: Fallas (en verde) y pliegue sinclinal inclinado (en rojo), enumeradas distribuidas en el área de estudio. 63

Figura 5.2.2: Fallas y pliegue sinclinal de la caldera Jorquera. Los planos en rojo representan fallas con cinemática. El plano verde representa zona de alteración sin cinemática del set 8. A) Fallas sinestrales. B) Fallas inversas. C) Fallas normales. D) Plano axial del pliegue sinclinal.	64
Figura 5.2.3: Fallas y lineamientos en imagen satelital con <i>emboss filter</i> . A) Lineamientos y fallas F4, F5 y F6. B) Lineamientos y falla F8. C) Lineamiento y fallas F1, F2 y F3.....	66
Figura 5.2.4.1: Estructuras NNW-NNE. A) Falla F8 sinistral inversa cortando unidad de tobas de lapilli vítrea masivas. B) Estrías de falla con representación de bloque colgante sobre bloque yacente, representando un diagrama de diedros. C) Falla F1 con sigmoides de características inversas.	68
Figura 5.2.4.2: Falla F6. A) y C) se presenta falla F6 vista de distintas perspectivas, exhibiendo estructuras sigmoidales de características sinestrales. B) Estrías de falla donde se muestra el movimiento del bloque yacente representado por las flechas hacia arriba, indicando una cinemática normal.	69
Figura 5.2.5: Estructuras EW. Todas ellas presentan estructuras sigmoidales de características inversas representadas por las líneas segmentadas amarillas. A) Fallas F10 y F11 de segundo orden, mostrando la intrusión de un dique. B) Falla F5 de primer orden. C) Fallas F14 y F15 de segundo orden. D) Falla F4 de primer orden. E) Fallas F2 y F3 de primer orden.	70
Figura 5.2.6: Estructuras NE. A), B) y C) Falla F9 exhibiendo una gran zona de falla y alteración. D) Fallas F12 y F13, presentando estructuras sigmoidales con características inversas.	72
Figura 5.2.7: Estructuras NW. A) y B): Falla F16 mostrando estructuras sigmoidales reflejando una cinemática sinistral. C) Falla F7 tipo cola de caballo mostrando cinemática sinistral.....	72
Figura 5.2.8: Pliegue sinclinal inclinado, exhibiendo plano axial (plano rojo) y capas con sus orientaciones (líneas segmentadas blancas).	73
Figura 6.1: A) Pipas de elutriación encontradas en la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas. B) Pipas de elutriación ilustradas y descritas en la provincia ígnea de Ferrar, Antártida (Ross, 2005).	78
Figura 6.2.1: Fallas, pliegue sinclinal inclinado y etapas de deformación de la caldera Jorquera. Los planos en rojo representan fallas con cinemática. El plano verde representa zona de alteración sin cinemática del set 8. A) Fallas sinestrales. B) Fallas inversas. C) Fallas normales. D) Pliegue sinclinal inclinado (plano axial). E) Deformación Ei. Las flechas rojas indican la cinemática real obtenida. Las flechas negras indican la cinemática ideal para el modelo F) Deformación Pc. G) Deformación Os.	81
Figura 6.2.2.: Campos de tensiones que afectaron a la formación de la caldera: A) Campo de tensiones de origen tectónico-regional con σ_1 exhibiendo una transcurrencia con un σ_1 entorno al N12E. Las flechas negras dextrales son características del modelo estructural para estructuras P' y R', las flechas rojas sinestrales son los resultados reales para dichas estructuras. B) Campo de tensiones de origen volcano-tectónico exhibiendo un esfuerzo principal vertical (σ_v) debido a la deflación de una cámara magmática en profundidad. Debido a esto se generan estructuras de carácter inverso de alto ángulo, representado y generado por el esfuerzo final (σ_f). C) Dirección de movimiento de la placa de Nazca debajo del margen sudamericano durante el Eoceno temprano para el colapso de la caldera Jorquera. Extraído y modificado de Pardo-Casas & Molnar (1987).	83

Figura 6.2.3: Modelo del colapso de la caldera Jorquera, donde se exhibe una vista en planta que muestra una línea segmentada transecta a la caldera A-A', proyectando el colapso paulatino del techo de la cámara magmática subyacente con todas las estructuras que controlan el colapso. FP: Falla inversa inferida.....	85
Figura 6.2.4: Deformación sinestral. Imagen de la izquierda: Modelo estructural realizado por Niemeyer & Urrutia (2009). Imagen de la derecha: Modelo estructural realizado en este trabajo.	87
Figura 6.2.5: Deformación EW. Imagen de la izquierda: Modelo estructural realizado por Pérez-Flores (2022). Imagen de la derecha: Modelo estructural realizado en este trabajo.	88
Figura 6.2.6: Fases de deformación para la caldera Jorquera. Las primeras 2 imágenes a la izquierda muestran la primera etapa de colapso relacionada a la deformación Ei. A) Modelo de deformación transpresivo sinestral propuesto por un desacople de la placa de Nazca, con σ_1 vertical y σ_2 en dirección N35W. B) Modelo de deformación con régimen transpresivo sinestral propuesto por el movimiento dextrógiro de la placa de Nazca.	91

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4: Tabla de abreviaturas y litofacies utilizadas.	37
Tabla 9: Fallas y plano axial de pliegue sinclinal mapeado.	114

RESUMEN

Los episodios extensionales generados en el Cretácico Superior-Paleoceno se asocian a una actividad magmática intensa. Esta actividad se representa por grandes plutones y abundantes depósitos volcánicos de naturaleza andesítica a riolítica-dacítica, frecuentemente asociada con el desarrollo de grandes calderas. Uno de estos complejos volcano-plutónicos es la caldera Jorquera, formada a partir de la etapa de resurgencia de la Megacaldera Carrizalillo. La caldera Jorquera está ubicada en la Sierra de Ávila, entre los cerros Leones y Vizcachas del sector La Guardia, distante a 150 km al SE de la ciudad de Copiapó. Existen pocos estudios previos enfocados a caracterizar esta caldera, por ende, se busca realizar un levantamiento geológico, estructural y un análisis petrológico para definir y separar las distintas facies que formarían parte de su desarrollo, con el propósito de darle un contexto evolutivo y así asociarla con algún régimen tectónico para la época. El trabajo se realizó en tres etapas: preterreno (búsqueda bibliográfica y trabajo con imágenes satelitales), terreno (levantamiento geológico, descripción petrológica macroscópica, reconocimiento de estructuras) y posterreno (confección de cortes transparentes, descripción petrológica macro y microscópica, análisis estructural). Se reconocieron cinco unidades geológicas informales: brechas de colapso, tobas de lapilli cristalina, tobas de lapilli vítrea, tobas de lapilli vítrea masivas (facies de colapso), unidad de andesitas y cuarzolitas (facies postcolapso) y el basamento de esta (facies precolapso). Estas unidades están asociadas a cada secuencia temporal de emplazamiento, definidas como facies de calderas. Se identificaron 16 fallas y un pliegue sinclinal inclinado. La caldera presenta una cámara magmática zonada, debido a que, de base a techo las unidades se vuelven menos diferenciadas. Se proponen tres eventos de deformación que afectan el área de estudio. i) Una deformación en el Eoceno inferior con un esfuerzo principal (σ_1) N12E que gatilla la formación de una cuenca *pull-apart* a través de una zona de transferencia entre las fallas Pauna-Estancilla y La Iglesia Colorada, provocando un colapso tipo *piecemeal*, resultante de las fallas que rigen el colapso. ii) Una deformación Eoceno medio-tardío con un σ_1 N25W de tipo sinistral. iii) Una deformación Oligoceno superior con un σ_1 EW, respaldado por la formación de un pliegue sinclinal inclinado de vergencia al este y fallas inversas NS.

Capítulo 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Problema de investigación

En la Precordillera de Copiapó, entre los 27 y 28°S, se habría formado una cuenca extensional de hemigraben, bien conocida como la cuenca Hornitos (78-63 Ma), limitada al oeste por el Sistema de Fallas Elisa de Bordos, activo al momento de la colmatación de la cuenca, y al oriente por un pliegue antiformal que involucra el basamento (Arévalo et al., 1994). La evolución de la cuenca culminó en el Paleoceno-Eoceno inferior (63-55 Ma), con una fase de volcanismo explosivo representado por calderas y estratovolcanes sobrepuestas a las secuencias de relleno de cuenca (Arévalo et al., 1994).

Los episodios extensionales generados en Cretácico Superior-Paleoceno se asocian a una actividad magmática intensa. Esta actividad se representa por grandes plutones y abundantes depósitos volcánicos de naturaleza andesítica a riolítica-dacítica, frecuentemente asociada con el desarrollo de grandes calderas (Moreno & Gibbons, 2007). Estos complejos volcánico-plutónicos emplazados durante el ciclo evolutivo de grandes calderas de colapso, constituyen una franja elongada en dirección NS a NNE de más de 350 km de largo y un ancho variable entre 30 y 60 km, controladas por estructuras subanulares de carácter local y por extensas fallas longitudinales de carácter regional que definen los márgenes estructurales de las cuencas volcánico-plutónicas señaladas (Rivera & Falcón, 2000)

La acumulación espacial de aquellos depósitos y el emplazamiento de plutones con su respectiva actividad volcánica estuvo controlado por sistemas de fallas que fueron reactivadas, explica la existencia de numerosas unidades estratificadas y plutónicas para el Paleoceno temprano (Moreno & Gibbons, 2007).

Uno de los principales complejos volcánico-plutónicos de la región de Atacama, es la Megacaldera Carrizalillo, la cual representaría la fase inicial del ciclo de calderas del Paleoceno-Eoceno inferior y la culminación de un evento de emplazamiento de cuerpos de magma de dimensiones batolíticas en un régimen tectónico extensional (transtensión dextral) (Gerding, 2019). La Megacaldera Carrizalillo constituye el basamento precolapso de un sistema de calderas anidadas de menor diámetro, reconocidas de sur a norte como

las siguientes calderas: Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva, Bellavista y Puquios. En sectores más aledaños, fuera de las periferias de la Megacaldera Carrizalillo, se encuentran las calderas Cerro Blanco y Jorquera, siendo la caldera Jorquera la más oriental de las estructuras volcánicas generadas a partir de la construcción de calderas y estratovolcanes en el Paleoceno-Eoceno inferior (Charrier et al., 2007), ubicándose a 8 km hacia el SE de la caldera Agua nueva.

Cabe destacar que existen estudios previos enfocados a describir y caracterizar la caldera Jorquera, sin embargo, no se realiza una descripción al detalle, siendo estos un levantamiento geológico de la Hoja Copiapó llevado a cabo por el Sernageomin, además de un análisis Estratigráfico y Estructural del Río Jorquera compuesto por Soffia (1989).

La caldera Jorquera, al ser la estructura más oriental formada a raíz del evento de resurgencia de la Megacaldera Carrizalillo, debería compartir características litológicas similares con la megaestructura y sus calderas anidadas, por ende, es indispensable realizar un estudio petrológico adecuado para definir, separar y comparar las distintas facies que formarían parte del desarrollo de la caldera Jorquera. Además, debido a la falta de estudios estructurales al detalle, no se cuenta con una comprensión clara de la geometría que influye en su colapso, aspecto crucial para proporcionar un contexto genético adecuado. Cabe destacar que la Megacaldera Carrizalillo se habría formado como consecuencia de un régimen tectónico transtensivo, por lo cual es de gran relevancia establecer un modelo estructural adecuado para comprender el régimen tectónico que habría dado origen a la caldera Jorquera.

Precedente a lo ya mencionado, se busca realizar un levantamiento geológico, estructural y un análisis petrológico para definir y separar las distintas facies que formarían parte del desarrollo de la caldera Jorquera, con el propósito de darle un contexto evolutivo y así asociarla con algún régimen tectónico para la época.

1.2 Hipótesis

La caldera Jorquera se habría formado en una fosa tectónica delimitada por las fallas La Iglesia Colorada y Pauna-Estancilla (Arévalo et al., 1974). Esta caldera guarda una estrecha relación con la Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas. La caldera Jorquera probablemente se formó en una cuenca *pull-apart* con facies características de calderas de colapso, donde la distribución de sus facies podría estar controlada por el tipo de colapso a través de estructuras regionales y locales.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Origen y evolución de la caldera Jorquera, con énfasis en su desarrollo petrológico-estructural.

1.3.2 Objetivos específicos

- Definir la temporalidad relativa de los episodios volcánicos relacionados con las distintas etapas de colapso de caldera.
- Establecer la distribución, potencia y relaciones de contacto de las distintas unidades litológicas y estructurales.
- Establecer las fases de deformación asociadas a la evolución de la caldera Jorquera.

1.4 Ubicación y accesos

El área de estudio está ubicada en la Sierra de Ávila, entre los cerros Leones y Vizcachas del sector La Guardia, distante a 150 km al SE de la ciudad de Copiapó, región de

Atacama, Chile, a una altura promedio de 2800 m s.n.m; específicamente a 21 km, hacia el sureste de la referida “La Guardia”.

Para el desplazamiento hasta el sector de esta investigación corresponde tomar la avenida Copayapu dirección sureste hasta el kilómetro 8,96, altura de la bifurcación carretera del Inca e ingreso a la fundición de Enami, Hernán Videla Lira. Desde este punto nace y continúa hacia el sureste la denominada ruta C-35. Siempre en el mismo sentido de orientación se avanza 17,3 km hasta la localidad minera de Tierra Amarilla.

Que, a continuación, 4,5 km al SE., del sector de Nantoco existen dos alternativas que conducen hasta el lugar de interés (Figura 1.1), y que se identifican para este caso, en: camino principal y camino secundario, detallándose de la siguiente forma:

Camino principal: después del sector Nantoco, se continúa por la ruta C-35, recorriendo 67,4 km hasta llegar a una desviación ubicada en la localidad de Las Juntas (4,5 - 39,2 km), éste camino se recorre en 43,7 km, que conduce hasta el área de estudio.

Camino secundario: 4,5 km al SE de Nantoco, como punto de referencia, se desvía al camino de asfalto C-401 que recorre 28,5 km hasta llegar a una variante que ensambla con el camino de asfalto C-503 hasta recorrer 40,9 km por una superficie de bishofita, recorriéndola por al menos 73,2 km.

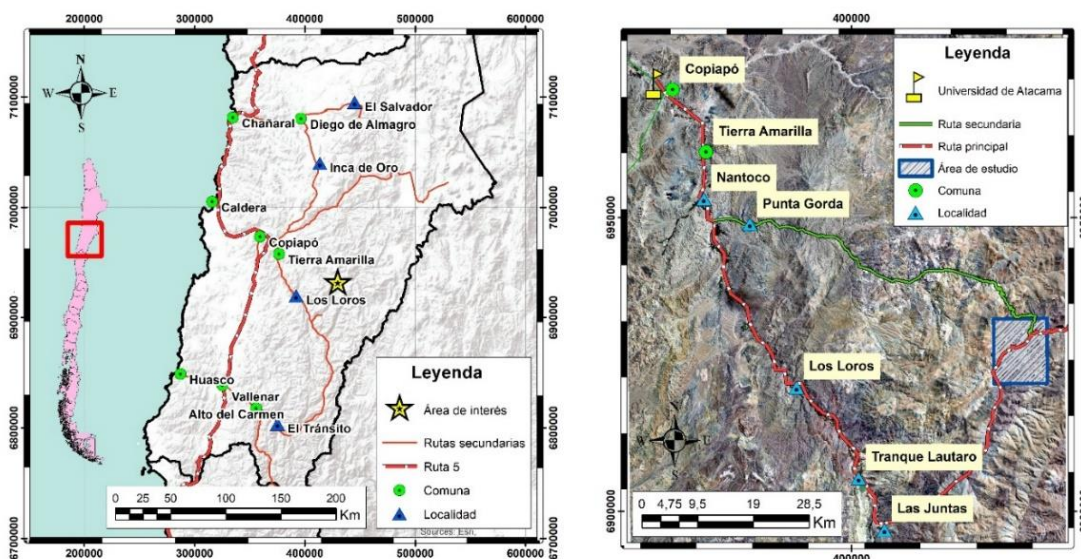


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos. La imagen de la izquierda representa la ubicación del área de estudio a partir de una imagen satelital de la región de atacama. La imagen de la derecha representa la ubicación del área de estudio a partir de una imagen satelital de la Comuna de Tierra Amarilla.

1.5 Trabajos anteriores

Mpodozis & Allmendinger (1992). Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes.

Los autores proponen que en la zona de Sierra Fraga-Puquios ocurrieron dos episodios de extensión (noroeste-sureste; suroeste-noreste), ocurridos a fines del Cretácico Inferior-comienzos del Cretácico Superior, siendo esta deformación extensional, sincrónica con un gran episodio volcánico asociado a la apertura de la efímera cuenca marginal abortada de Chile central. Esta extensión estaría asociada a la rápida expansión del océano Atlántico entre el Aptiano y Cenomaniano.

Iriarte (1994). La Caldera Jorquera: Una estructura de colapso del volcanismo explosivo del Paleoceno-Eoceno inferior en la precordillera de Copiapó, III Región, Chile.

El autor propone el desarrollo y evolución de la caldera Jorquera a través de sus facies de caldera con 3 etapas. La primera por un evento volcánico, junto con la construcción de estratovolcanes, la segunda por grandes volúmenes eruptivos de materiales piroclásticos y finalmente por un evento volcánico e intrusivo, asociado a la extrusión de lavas y domos y la intrusión de cuerpos subvolcánicos.

Arévalo et al. (1994). Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó (27-28°S), Chile.

Los autores presentan evidencias que la cuenca Hornitos se habría deformado como una depresión volcano-tectónica donde secuencias sedimentarias continentales, campos de calderas, estratovolcanes y *plateaus* volcánicos andesítico-basálticos parecen relacionarse a una zona de transferencia NE entre fallas (Agua Amarga, Elisa de Bordos) de un sistema estructural NS en transtensión dextral.

Árevalo (1994). La cuenca Hornitos: Un hemigraben extensional del Cretácico Superior-Paleoceno inferior en la precordillera de Copiapó.

El autor argumenta que la cuenca Hornitos es una cuenca extensional de tipo hemigraben, colmatada por depósitos volcánicos y sedimentarios del Cretácico Superior-Paleoceno, delimitada (i) al oeste por el sistema de fallas Elisa de Bordos, compuesta por dos generaciones de estructuras asociadas a un evento con orientación N30-40°E y otro posterior de orientación N0-5°E; y (ii) al oeste por un pliegue antiforme con exposición de basamento.

Rivera & Mpodozis (1994). La Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico Superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó.

Los autores identifican las unidades volcano-plutónicas de la Megacaldera Carrizalillo, donde describen que su organización espacial fue controlada por fallas normales y fracturas anulares. También identifican que la Megacaldera Carrizalillo se habría formado en una cuenca *pull-apart* formada por un puente extensional entre las fallas San Antonio y la Ternera, generado por un ambiente tectónico-regional transtensivo dextral durante el Cretácico Superior-Paleoceno.

Rivera & Falcón (2000). Calderas tipo colapso-resurgentes del Terciario Inferior en la precordillera de la Región de Atacama: emplazamiento de complejos volcano-plutónicos en las cuencas volcano-tectónicas extensionales Hornitos e Indio muerto.

Los autores plantean que la actividad calderica en la cuenca Hornitos habría comenzado 8 Ma después del inicio de la formación de la cuenca (~72 Ma), al contrario que la cuenca Indio Muerto, la cual se habría formado de manera coetánea con la actividad calderica (64-65 Ma), por ende, proponen que las tasas de extensión habrían sido más altas en el sector de Copiapó, dificultando la formación de cámaras magmáticas que posteriormente darían paso al colapso de estas cámaras como calderas.

Torres (2018). Petrología, estructura y evolución de la caldera El Durazno. Sistemas de calderas de colapso Paleoceno- Eoceno. Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile.

El autor identificó que la caldera El Durazno se formó bajo un régimen tectónico extensional con 3 etapas evolutivas reconocidas: precolapso, colapso y postcolapso. Propone un colapso tipo *trapdoor*, una cámara magmática zonada y una geoquímica similar a las de la Megacaldera Carrizalillo.

Gerding (2019). Petrología de los depósitos asociados a la Megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama.

El autor identificó que la megacaldera se habría formado por el vaciado de una cámara magmática zonada y sufrió etapas precolapso, colapso, postcolapso y resurgencia. También registra que el Plutón Cabeza de Vaca presenta una afinidad geoquímica con la Megacaldera Carrizalillo.

Capítulo 2: MARCO TEÓRICO

2.1. Calderas volcánicas, rasgos distintivos y características generales

2.1.1 Aspectos generales

Las cavidades originadas y desarrolladas en la corteza terrestre son inherentemente inestables, esto se debe a que los fluidos alojados rellenoando tales cavidades (gases, agua, magma, etc.), rara vez tienen similares densidades o propiedades mecánicas que las rocas circundantes (Bosworth et al., 2003).

Considerando que las cámaras magmáticas alojadas en la corteza superior, al ser agujeros rellenos por magma, distorsionan el campo de estrés local a partir de las propiedades mecánicas de la roca huésped, profundidad y condiciones de carga de la o las cámaras fuentes. En este sentido, existen diversos procesos, tales como: (1) deflación por despresurización de la cámara producto de una rápida retirada del magma durante el transcurso de una erupción (e.g., Roche et al., 2000; Folch & Martí, 2004; Geyer et al., 2006; Holohan et al., 2011); (2) sobrepresión interna con posterior tumescencia (e.g., Gudmundsson, 1988, 1998; Gray & Monaghan, 2004; Gudmundsson, 2007; Gregg et al., 2012); y (3) sobrecarga externa seguido de un aumento de la presión litostática (e.g., Burov & Guillou-Frottier, 1999; Guillou-Frottier et al., 2000).

Es posible generar una ruptura del techo de la cámara magmática, que ocurre cuando la presión confinante alcanza un valor crítico, igual a la resistencia a la tracción in situ de la roca huésped, lo que genera posteriormente una morfología que en vulcanología se conoce como “caldera de colapso”, es decir, grandes depresiones volcánicas de forma más o menos circular a elíptica, cuyo diámetro muchas veces es mayor que los respiraderos principales (Lipman, 2000).

A medida que el magma evacúa fuera de la cámara magmática, su exceso de presión cae exponencialmente, como también lo hace la tasa de efusión a través del dique alimentador. Cuando el exceso de presión cae a cero, el flujo de magma se detiene y la erupción llega a su fin (Gudmundsson, 2012).

Además de los grandes impactos de meteoritos, el único desastre natural conocido con el potencial de conducir efectos devastadores tanto para extensas áreas pobladas y toda clase

de ser vivo son las grandes erupciones formadoras de calderas (Gudmundsson, 2007; Gudmundsson, 2015). Las calderas de colapso representan una de las más enigmáticas estructuras geológicas reconocidas en la tierra, sin embargo, no se limitan solo a la tierra; son estructuras comunes en otros planetas y satélites del sistema solar con diámetros desde los 1,6 km hasta los 300 km observadas en Venus, Io (satélite de Júpiter) y Marte (Gudmundsson, 2008; Martí et al., 2008). Este último planeta, presenta una de las calderas más grandes de todo el sistema solar; Olympus Mons, con un diámetro basal de más de 600 km y una altura a nivel basal de 25 km (Francis & Oppenheimer, 2022). En la tierra, las calderas y complejos de caldera varían de tamaño desde $<1 \text{ km}^2$, hasta los 3000 km^2 y se forman durante erupciones con un volumen de material eyectado entre 1 a 5000 km^3 , principalmente ignimbritas (Cole et al., 2005).

Las calderas suelen ser típicamente poligenéticas y sufren varias erupciones menores a partir de sus fallas anulares y en el canal de ventilación principal, tanto antes o después del evento final que formaría una caldera de colapso. Algunas calderas experimentan un único evento formador de caldera (e.g., Crater Lake, Oregon, USA), sin embargo, muchas sufren 2 o más erupciones sucesivas (Branney & Acocella, 2015).

2.1.2 Geometría de caldera y estructuras de colapso

A pesar de los diversos y variados estudios sobre las causas que conducen a un colapso de caldera, por lo general se acepta que la estructura principal de estas depresiones volcánicas consiste en un conjunto de fallas concéntricas que limitan un bloque de techo y le da la forma geométrica a la caldera. Estas fallas concéntricas, también llamadas fallas anulares, se definen como aquellas estructuras a través de las cuales se produce el hundimiento del bloque techo de una cámara magmática (Figura 2.1) durante el transcurso de formación de la caldera (Geyer & Marti, 2014). Según Gudmundsson (2007), estas estructuras pueden definirse como fallas de deslizamiento (normales o inversas) o de modo mixto (extensión y cizalla) si existe una fractura contemporánea a la intrusión de un dique anular.

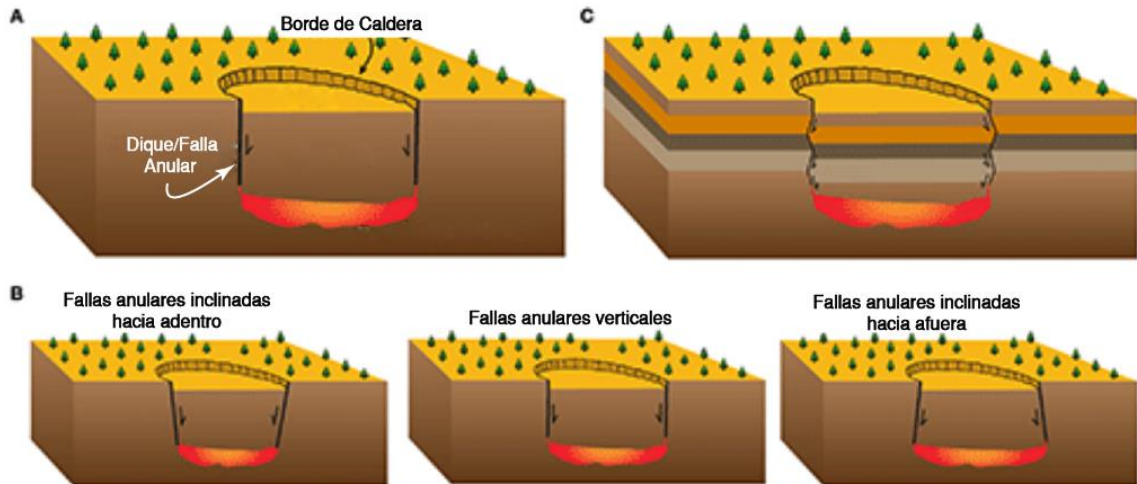


Figura 2.1: Esquemas de diversos modelos de colapsos de calderas: (A) Esquema de una caldera de colapso circular. (B) Esquema de las diferentes fallas anulares, exhibiendo buzamientos inclinados hacia afuera de la cámara magmática, como también hacia adentro. (C) Los cambios repentinos en las mecánicas entre capas en la roca huésped pueden favorecer segmentos de falla anular con buzamiento hacia fuera o hacia dentro en algunas capas, pero verticales en otras. Extraído y modificado de Geyer & Marti (2014).

La mayoría de las fallas anulares son de buzamiento subvertical, sin embargo, es probable que los buzamientos de algunos segmentos de falla varíen en función de las tensiones locales en algunas capas individuales, particularmente en estratovolcanes o donde varíe la litología a través del segmento de falla (Gudmundsson, 2007). Algunos estudios reflejan que la vergencia de las fallas anulares es hacia afuera de la cámara magmática (Branney, 1995; Cole et al., 2005), como también otros estudios indican que se inclinan hacia el interior de la cámara magmática (Gudmundsson, 2008) (Figura 2.1).

Según Gudmundsson (2008), las estructuras anulares inclinadas hacia afuera de la cámara magmática (fallas inversas) generan paulatinamente una apertura de la falla anular a medida que el techo de la cámara magmática se hunde por efectos de la carga vertical que se produce en el suelo de la caldera, lo que da lugar a muy poca fricción a lo largo de la falla especialmente si se forma un dique anular (Figura 2.2 a).

Debido al buzamiento de las estructuras anulares hacia el interior de la cámara magmática (fallas normales), la carga vertical genera tensiones de compresión a través de la falla anular, que resulta en una resistencia al deslizamiento vertical (Figura 2.2 b). Las calderas con este tipo de fallas pueden, por tanto, rellenarse de materiales eruptivos sin que se produzca un deslizamiento.

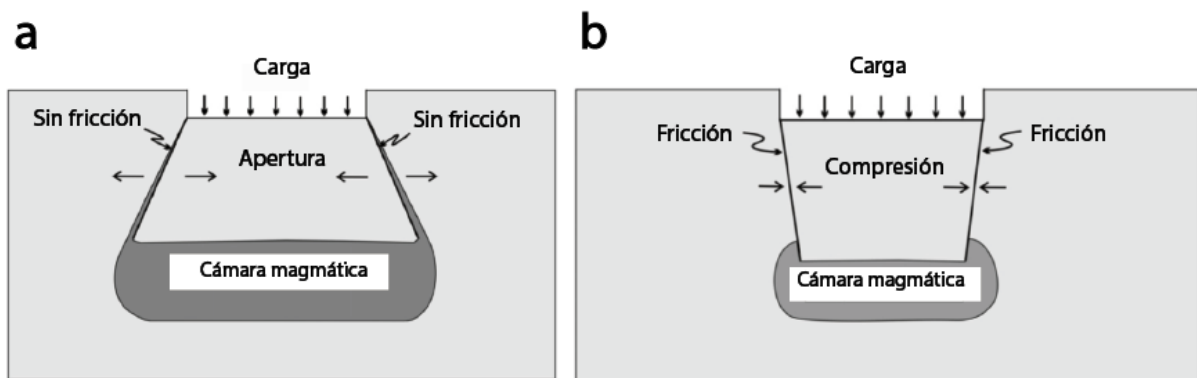


Figura 2.2: Carga vertical del suelo de una caldera generada a partir de una sobrepresión: a) Apertura a partir de una falla anular con buzamiento hacia el exterior de la cámara magmática. b) Compresión a partir de una falla anular con buzamiento hacia el interior de la cámara magmática. Extraído y modificado de Gudmundsson (2008).

Las estructuras más características que poseen las calderas, específicamente a modo de ejemplo de una caldera de tipo pistón (Figura 2.3), las propuso Lipman (1984; 1997; 2000), tales como:

Borde topográfico: Es un escarpe que limita el área hundida de la caldera, más allá de la cual se encuentran las pendientes volcánicas inalteradas. El borde engloba tanto el área que experimenta subsidencia como también el retroceso del área escarpada debido a los desprendimientos de roca. Para calderas jóvenes, el borde topográfico define la extensión total del área de subsidencia, no obstante, las fracturas circulares en algunas calderas acompañan un modesto hundimiento hacia el área principal deprimida. Para calderas antiguas, el desgaste por erosión primero tiende a ampliar el borde topográfico original, en cambio, la erosión posterior de las laderas exteriores de la parte superior del edificio de la caldera puede también reducir el diámetro topográfico aparente.

Pared topográfica: La pared topográfica suele ser bastante escarpada en sus partes superiores, normalmente como acantilados en calderas jóvenes, pero tiende a la horizontalidad o a tomar un perfil cóncavo ladera abajo. La parte escarpada de la pared topográfica suele formarse en respuesta a los desprendimientos de rocas de las laderas excesivamente inclinadas durante y después del colapso de la caldera. En la parte cóncava de la pared, el relleno intracaldera puede depositarse directamente contra los límites de fallas que no han sido modificadas por el deslizamiento gravitacional. Estos contactos escasamente se conservan, ya que el hundimiento paulatino de la caldera produciría más fallas.

Collar de colapso: El material extraído por remociones en masa y por el retroceso de un escarpe define el cuello de colapso. Es volumen de roca entre la pared y el borde topográfico. Las medias globales de las pendientes dentro de las paredes topográficas interiores son moderadas: es común que se den a 25° , no obstante, su límite superior suele ser de 45° . Los sectores inferiores donde el ángulo está entre los $10-15^\circ$, son las únicas partes conservadas en muchas calderas erosionadas, donde la pared inferior se expresa como una inconformidad irregular entre las rocas precaldera y las del relleno de la caldera.

Fallas anulares: Estas fallas están expuestas en algunas calderas profundamente erosionadas (desde 5 km hacia arriba), definiendo inequívocamente una subsidencia tipo pistón. Las fallas anulares en calderas menos erosionadas pueden inferirse desde la distribución de los respiraderos posteriores al colapso, rocas volcánicas del relleno de caldera durante el levantamiento resurgente y la evidencia de respiraderos de la erupción que formó la caldera a lo largo de los segmentos arqueados a los márgenes de la caldera.

Relleno intracaldera: El relleno intracaldera proporciona una evidencia clave para los procesos de caldera puesto que la mayoría de las grandes calderas colapsaron durante erupciones previas, así las ignimbritas y brechas de deslizamiento de la pared de la caldera intercaladas se acumularon hasta alcanzar un grosor de varios kilómetros dentro del área hundida. Compuesto por lo general de extensas capas de ignimbritas tanto dentro como fuera de la caldera de colapso, junto con depósitos de caída generalizados (Gooday et al., 2018).

Piso de la caldera: Parte inferior y suelo del área colapsada previo al relleno de caldera.

Cámara magmática subcaldera: Dentro una cámara magmática poco profunda, el magma emplazado se gasifica eficazmente, producto de volúmenes de gas relativamente grandes en condiciones de baja presión y mecánica frágil de la roca de caja, la cual permite la generación de fracturas que proporcionan vías de escape de gas hacia la superficie (Montagna et al., 2022). Las cámaras magmáticas se preservan como plutones cristalizados o batolitos. Estos plutones han sido emplazados dentro de pocos kilómetros de la superficie volcánica. Existe una estrecha correlación entre la geometría del colapso y la forma del plutón, por lo general los plutones se exponen en los niveles más hundidos de la caldera, lo que sugiere una máxima subsidencia de la parte más superficial de la cámara magmática.

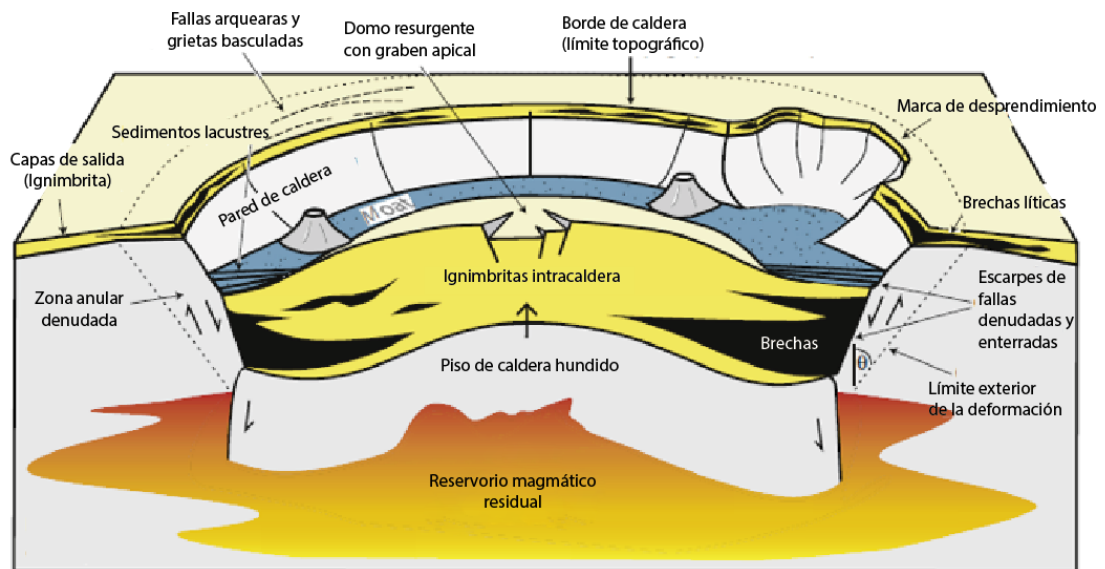


Figura 2.3: Características generales de una caldera explosiva resurgente. Extraído y modificado de Branney & Acocella (2015).

2.1.3 Estilos de colapso

Un primer enfoque conocido para una definición sistemática de los tipos de calderas se basó sobre datos de campo en calderas erosionadas activas y extintas, proponiendo cinco geometrías de colapso (Figura 2.4): Placa o pistón, *Piecemeal*, *Trapdoor*, *Downsag* y *Funnel* (Lipman, 1997, 2000; Cole et al., 2005; Acocella, 2021).

Colapso *Placa o pistón* (Figura 2.4 a): Delimitadas por una falla anular, definiendo un bloque central hundido. Las unidades eruptivas intracaldera syncolapso suelen ser planares sin variaciones importantes de espesor

Colapso *Piecemeal* (Figura 2.4 b): Resulta de la subsidencia diferencial de múltiples bloques, usualmente a lo largo de fallas preexistentes. Branney & Kokelaar (1994), definieron los colapsos *Piecemeal* como aquellas con bloques fallados del suelo de la caldera como también las que carecen de suelos de caldera en respuesta a que todo el bloque de colapso se ha reducido a una megabrecha. El colapso puede deberse a:

- 1) Múltiples cámaras magmáticas con eventos eruptivos sobreimpuestos, en las cuales una erupción desencadena otra sucesivamente (e.g., Scafell Caldera; Branney & Kokelaar, 1994).
- 2) Fallas controladas por la tectónica regional rompen el suelo de la caldera en numerosos bloques previos a la erupción y así controlan la ubicación del colapso (e.g., Glencoe Caldera; Moore & Kokelaar, 1998).
- 3) Hundimiento caótico en algunos casos, donde todo el suelo de la caldera se ha convertido en una megabrecha (Branney & Kokelaar, 1994).

Colapso *Trapdoor* (Figura 2.4 c): Muestran subsidencia asimétrica acomodada por diferentes tipos de estructuras a lo largo del borde de la caldera, como una flexión en un lado y una falla en el lado opuesto. Ocurre por una falla anular incompleta, donde uno de los bloques se hunde asimétricamente (e.g., Valles Caldera; Heiken et al., 1986).

Colapso *Downsag* (Figura 2.4 d): Son depresiones flexionadas sin fallamiento, o bien con fallas anulares que no logran alcanzar la superficie, generalmente con márgenes inclinados hacia adentro. Algunas o todas las rocas suprayacentes a la cámara magmática se deforman por flexión sin fractura previo a la formación de los límites bien definidos de la caldera, los cuales se producen por el inicio de fallas frágiles que no alcanzan la superficie (e.g., lado más hundido del colapso *Trapdoor*) (Lipman, 2000; Milner et al., 2002). No existen paredes de caldera bien definidas y la superficie del suelo se inclina suavemente hacia el centro de colapso de la caldera (Walker, 1984).

Colapso *Piecemeal* (Figura 2.4 b): Se identifican a menudo por una respuesta geofísica, reflejando depresiones estrechas y profundas en forma de cono. No obstante, tales anomalías pueden ser en virtud de:

- 1) Colapso caótico tipo *Funnel* donde todo el suelo de la caldera se fractura (Scandone, 1990) y consiste en numerosos bloques (megabrechas) que pueden presentar subsidencia y rotar independientemente, pero a mayor profundidad hacia el único centro de colapso.
- 2) Colapso no caótico, donde los bloques son desplazados en cantidades secuencialmente mayores hacia el centro de colapso con o sin fallas anulares;
- 3) Colapso dentro de una cámara magmática profunda o pequeña, donde un bloque marginal inclinado tiene el dominio de la caldera (Roche et al., 2000).
- 4) Perforación explosiva del conducto (Aramaki, 1984).

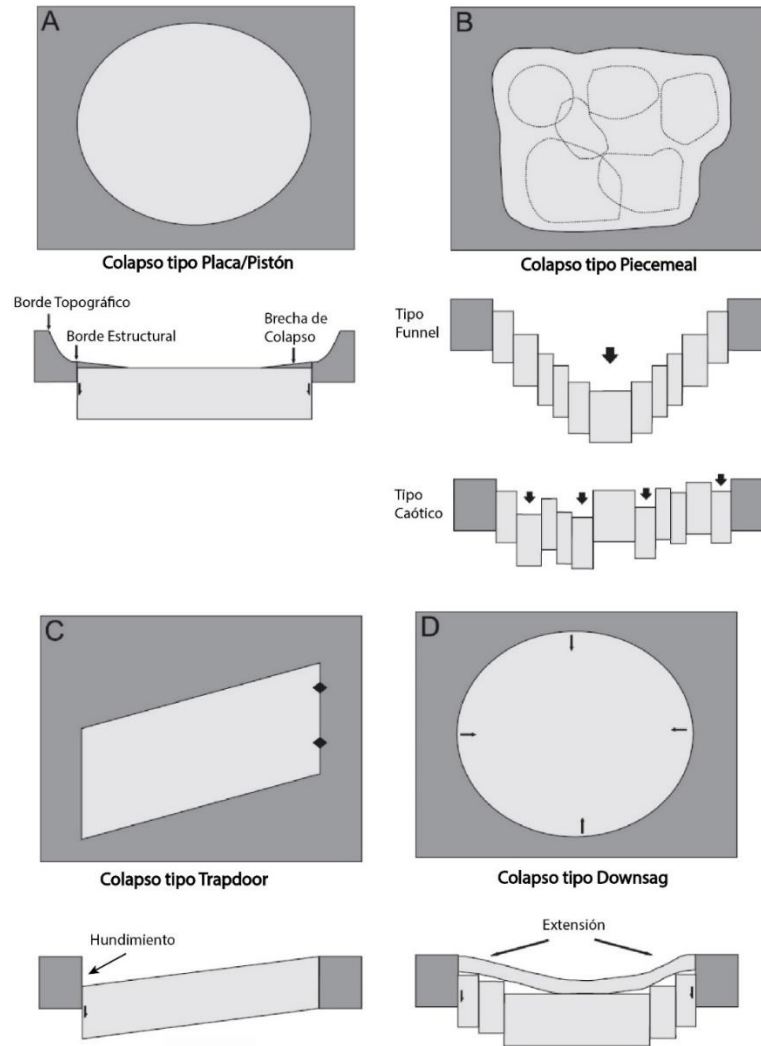


Figura 2.4: Cuatro mecanismos de colapso de caldera: A) Placa/Pistón, B) *Piecemeal* y *Funnel*, C) *Trapdoor*, D) *Downsag*. Extraído y modificado de Cole (2005).

2.1.4 Colapso de calderas en regímenes tectónicos *strike-slip*

La formación de fallas a escala regional, especialmente en regímenes tectónicos *strike-slip*, es un factor relativamente poco estudiado en la formación de calderas. Para examinar las interacciones entre las estructuras asociadas a la deformación tectónica regional por *strike-slip* y el hundimiento volcano-tectónico de las calderas, se elaboraron modelos análogos a escala (Acocella et al., 2004; Holohan et al., 2005) (Figura 2.5). Según Holohan

et al. (2007), el colapso de caldera en estos entornos se puede producir por diversos factores, tales como:

- 1) Las fallas regionales que cortan de manera tangencial a los márgenes de una cámara magmática relativamente somera tienden a reactivarse para delimitar la zona periférica de la caldera. El grado en que las fallas regionales controlan el colapso de la caldera puede depender principalmente del grado en que coinciden con los márgenes de la cámara magmática.
- 2) Las cámaras magmáticas pasivas de larga vida pueden localizar fallas marginales cuando están sometidas a transtensión regional. Estas fallas pueden ser el resultado de contrastes reológicos entre la cámara magmática y la corteza frágil circundante, y son análogas a fallas de pared de caldera (*side-wall*) con una cuenca *pull-apart* asociada.
- 3) Las calderas formadas en cuencas *pull-apart* están fuertemente influenciadas por fallas *side-wall*. Si estas fallas están unidas a los márgenes de la cámara magmática de manera tangencial, estas fallas acomodarán la extensión relacionada con el colapso en la zona periférica de la caldera. También pueden ser los gatillantes de zonas de erupción. Este tipo de fallas pueden ser de carácter inverso puramente volcano-tectónicas, que también pueden producirse en contextos de *pull-apart*.
- 4) El tectonismo regional previo al colapso es un mecanismo importante para generar un suelo de caldera fragmentado y diferencialmente hundido.
- 5) Las fallas *strike-slip* que seccionan el techo de una cámara magmática relativamente somera (estructuras Y, R y T) pueden servir como vías para el ascenso del magma y la erupción, como se ha evidenciado en varias calderas en la naturaleza.

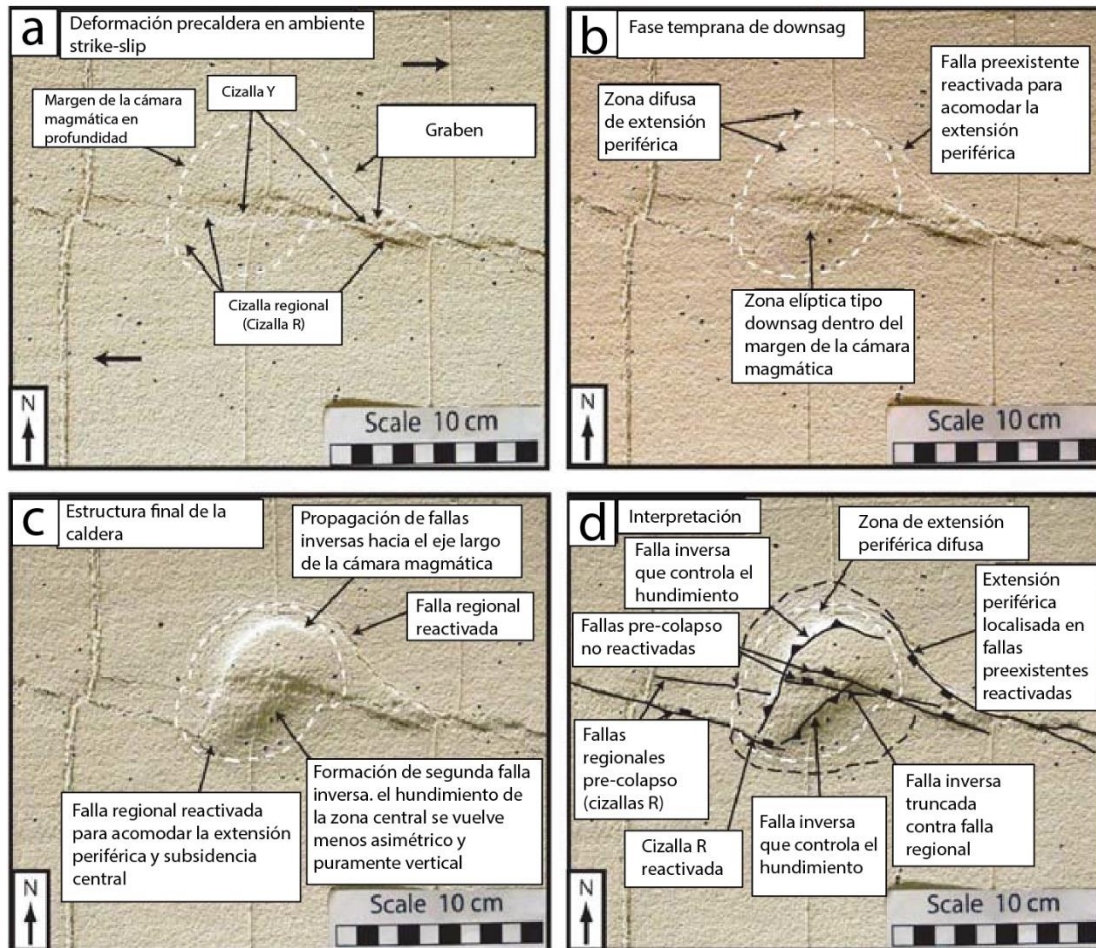


Figura 2.5: Evolución y desarrollo del colapso de caldera en entornos transcurrentes. Extraído y modificado de Holohan et al. (2007).

2.1.5 Desarrollo de una caldera

Lipman (1997, 2000) proponen distintas etapas que rigen la dinámica volcánica de una caldera, las cuales se pueden aplicar a todas las calderas, no obstante, pueden o no incluir todas las etapas:

- 1) Volcanismo precolapso: Previo al colapso, se agrupan estratovolcanes que crecen paulatinamente sobre pequeños plutones que marcarían el comienzo de la acumulación de cuerpos magmáticos de tamaño batolítico que alimentarían las

erupciones de ignimbritas. El ascenso boyante del cuerpo magmático puede provocar tumescencia, seguido de fracturas anulares y radiales.

- 2) Subsistencia de caldera: El colapso se asocia con grandes cantidades de magma drenadas durante la erupción. Esta erupción a menudo comienza con una etapa de conducto central y procede con una etapa de conducto anular coincidente con el colapso de caldera.
- 3) Magmatismo postcolapso y resurgencia: El volcanismo posterior a la formación de caldera puede estar disperso aleatoriamente dentro de la caldera o enfocado netamente a lo largo de estructuras regionales. El ascenso del magma renovado puede provocar tumescencia en la parte central de la caldera. Este abombamiento puede ser causa de intrusiones de complejos de *sill*.
- 4) Actividad hidrotermal y mineralización: Puede ocurrir durante toda la evolución de la caldera, no obstante, al final del ciclo de la caldera puede dominar creando sistemas geotérmicos los cuales pueden o no conducir a la deposición mineralógica.

2.2 Depósitos asociados a calderas

2.2.1 Partículas volcánicas

Los fragmentos piroclásticos, se producen a partir de diversos procesos relacionados a erupciones volcánicas. Son partículas expulsadas a través de los conductos o respiraderos volcánicos, sin tener en cuenta las causas de la erupción o el origen de las partículas (Fisher & Schmincke, 1984). Los tipos de partículas volcánicas son:

- 1) Piroclastos: se forman a partir de un magma en rápida expansión que pierde cohesión y se rompe en trozos cuando se superan las presiones de sobrecarga. Esta expansión genera una espuma de vidrio (pómez) que puede romperse en fragmentos de vidrio a partir de vesículas (*glass shards*) (Fisher & Smith, 1991).
- 2) Hidroclastos: se forman a partir de la interacción magma-agua, produciendo partículas de vidrio enfriado, ya sea por medios explosivos o no explosivos. La contracción termal del magma evacuado en el agua conduce a la formación de

fragmentos angulares poco vesiculados (Fisher & Schmincke, 1994; Schneider and Fisher, 1996).

- 3) Epiclastos: Son cristales y clastos líticos derivados de una gran variedad de tipos de rocas preexistentes por meteorización y erosión. Si las rocas preexistentes son volcánicas, los epiclastos se consideran un tipo de partícula volcanoclástica (Murcia et al., 2013).
- 4) Autoclastos: formados a partir de la fricción mecánica de flujos de lava en movimiento, o el desmoronamiento por gravedad de domos o columnas (Murcia et al., 2013).
- 5) Aloclastos: se forman a partir de la disrupción de rocas volcánicas preexistentes por procesos ígneos bajo la superficie con o sin intrusión de magma (Fisher & Schmincke, 1994).

2.2.2 Depósitos piroclásticos

La observación de los procesos volcánicos y la evolución de la vulcanología como disciplina han permitido diferenciar diferentes tipos de depósitos piroclásticos con base en su origen, además de sus implicaciones directas con respecto al medio de transporte y a los fragmentos involucrados (Murcia et al., 2013) (Figura 2.6).

Depósito de caída piroclástica: Es producido por una lluvia de fragmentos piroclásticos (juveniles, accesorios o accidentales) asociados a una erupción volcánica. Los fragmentos se acumulan por gravedad desde una pluma de tefra boyante y gas que se eleva a la atmósfera (Cas & Wright, 1987). La geometría y el tamaño del depósito reflejan la altura de la columna eruptiva, junto con la velocidad y dirección de los vientos atmosféricos. Los fragmentos más grandes serán expulsados de forma explosiva en trayectorias balísticas y estos no se ven afectados por el viento y se denominan clastos balísticos. Otros depósitos piroclásticos de grano fino se forman a partir de la ceniza desprendida de la parte superior de ellos flujos piroclásticos en movimiento formando depósitos de caída derivados de la nube de ceniza (Cas & Wright, 1987).

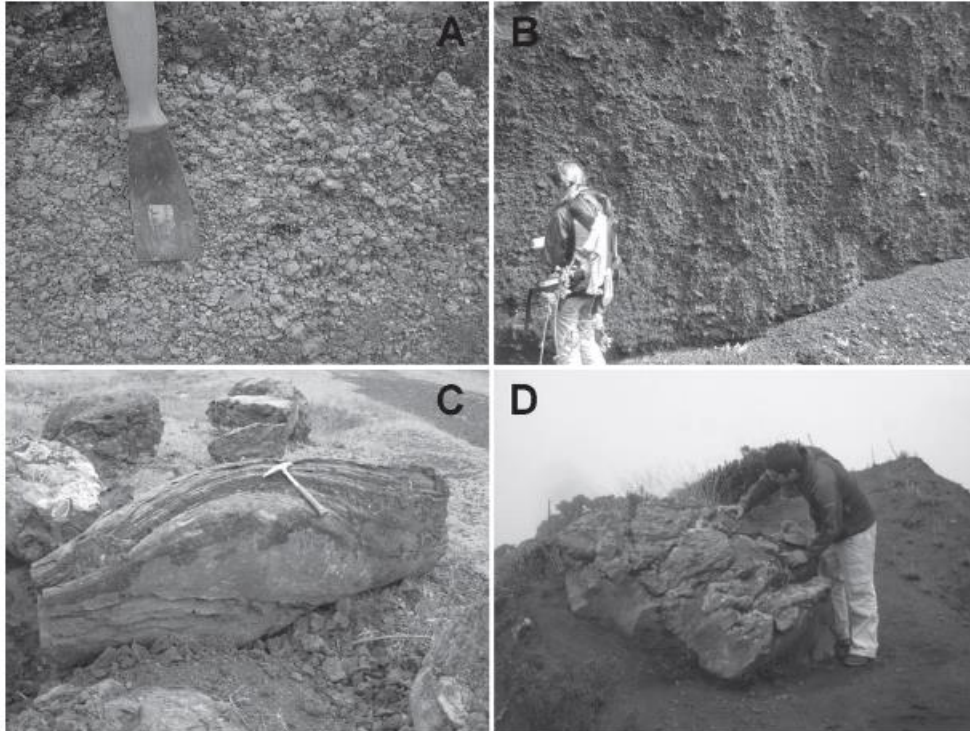


Figura 2.6: Depósitos de caída piroclástica. A) Caída piroclástica de pómez (volcán Doña Juana, Colombia). B) Caída piroclástica de escorias de la erupción de 1723 (volcán Irazú, Costa Rica). C) y D). Projectiles balísticos (C, bomba fusiforme, volcán Tecuitlapa, México; D, bloque juvenil, volcán Irazú, Costa Rica). Extraído y modificado de Murcia et al. (2013).

Depósito de corriente de densidad piroclástica: Depósito producido por un flujo de fragmentos, gases y vapor en fase de condensación o agua líquida (flujo más denso que el aire) que se mueve sobre un terreno bajo la influencia de la gravedad y que tiene su origen en una erupción volcánica (Roche et al., 2013). Los depósitos de corrientes de densidad piroclástica se generan a partir de flujos con alta concentración de fragmentos (depósitos de flujo piroclástico, >10% volumen; Freundt & Bursik, 1998) o de flujos con baja concentración de fragmentos (depósitos de oleada piroclástica, 1-10% en volumen; Wilson & Houghton, 2000; Valentine & Fisher, 2000; Branney & Kokelaar, 2003).

Depósitos de flujo piroclástico: se trata de depósitos restantes dejados por los flujos piroclásticos superficiales que se desplazan de manera dispersa con altas concentraciones de partículas gas-sólido. Están controlados por la gravedad, son calientes y, en algunos casos, pueden estar parcialmente licuados. Como regla general, los depósitos están

controlados topográficamente, rellenando valles y depresiones. No obstante, se sabe que ciertos flujos piroclásticos pumíceos “violentos” emplazados a velocidades extremadamente altas son conocidos por formar una topografía que recubre las facies de flujo piroclástico (Cas & Wright, 1987).

Internamente, los depósitos de flujo piroclásticos son generalmente masivos y mal clasificados, pero a veces muestran una clasificación de clastos más grandes conocidos como clasificación de cola gruesa. Esta mala clasificación se atribuye a la alta concentración de partículas, y no a la turbulencia, siendo los mecanismos de flujos dominantes el flujo laminar, de tapón (*plug flow*) o ambos (Branney & Kokelaar, 2002).

Depósitos de oleada piroclástica: Una oleada transporta piroclastos a lo largo de la superficie como una dispersión gas-sólido expandida, turbulenta y de baja concentración de partículas. Estos depósitos también suelen estar controlados topográficamente y tienden a acumularse o son más gruesos en depresiones. Las características de estos depósitos se asemejan en gran medida a formas de lecho sedimentario unidireccionales: se han descrito formas de estratificación cruzada de bajo ángulo, formas de dunas, estructuras *pinch and swell* y estructuras *chute and pool* (Valentine & Fisher, 2000) (Sacado de Encyclopedia of Volcanes Siggurdson). Los depósitos suelen estar enriquecidos en líticos y cristales más densos. Las laminaciones individuales suelen estar bien clasificadas, sin embargo, las muestras de núcleos que incorporan varias láminas pueden estar mal clasificadas. Pueden contener pipas de desgasificación, producidos por los gases que escapan de los depósitos de flujo precedente, y madera carbonizada (Valentine & Fisher, 2000).

2.2.3 Origen y desarrollo de las corrientes de densidad piroclástica

Se originan de diferentes maneras y desde varias fuentes (Figura 2.7). Pueden proceder de fenómenos de corta (muy inestable) o larga duración (casi estable). En corrientes que inician de manera explosiva, la concentración de clastos en la dispersión eruptiva se relaciona con el estilo eruptivo (alta o baja afluencia piroclástica) (Branney & Kokelaar, 2002).

Fuente piroclástica: Muchas corrientes de densidad piroclásticas se forman directamente a partir de las partes interiores de los chorros de empuje de gas en las erupciones explosivas, donde la dispersión de partículas pierde impulso, impidiendo paulatinamente calentar el aire para volverse boyante, y por consiguiente sigue trayectorias “tipo pileta o fuente” hacia el suelo (Sparks et al., 1997). Durante este proceso, una columna de erupción subpliniana o pliniana, puede desarrollarse por encima de la fuente piroclástica, dando lugar a depósitos de ignimbrita asociados a caídas de pómez (Branney & Kokelaar, 2002).

Explosiones laterales: Algunas corrientes de densidad piroclástica provienen desde chorros explosivos de descompresión inclinados o laterales. Por lo general son de corta duración y no producen ignimbritas de gran volumen. En tales corrientes, las fuerzas de inercia inicialmente de manera breve dominan sobre las fuerzas gravitacionales, y debido a los efectos de compresibilidad y/o efectos de la mezcla turbulenta, la corriente puede iniciarse con marcadas e irregulares inhomogeneidades de densidad (Papanicolau & List, 1988; Anilkumar et al., 1993)

Colapso de domos-lava: Las corrientes de densidad piroclástica de tipo avalancha de roca que provienen del colapso de domos de lava o de los rentes de flujos de lava, tienden a desarrollar dispersiones de baja concentración por la rápida generación y segregación de piroclastos relativamente finos a partir de caídas de escombros y flujos subyacentes de alta concentración. El proceso implica la conminución de los clastos por rotura, abrasión y ruptura de vesículas, con la consiguiente mezcla y expansión de aire. Se generan depósitos de flujo de bloques y cenizas de pequeño volumen (Cole et al. 2002).

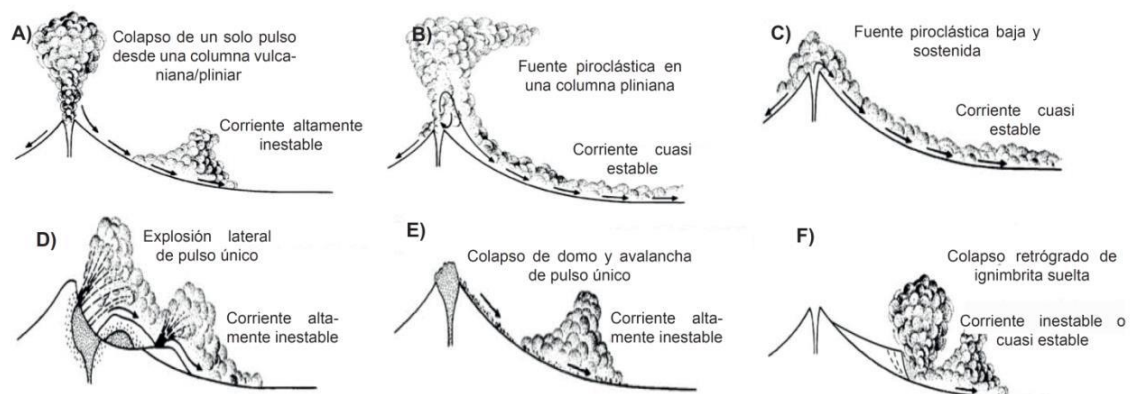


Figura 2.7: Diversos orígenes de las corrientes de densidad piroclástica. A) corriente de una oleada piroclástica de corta duración debido al colapso de una columna de erupción Pliniana. B) Corriente sostenida derivada de una fuente piroclástica prolongada. C) Corriente sostenida a partir de una erupción explosiva prolongada de bajo flujo piroclástico. D) Corriente con una oleada simple o múltiple, derivada de una explosión lateral iniciada por descompresión de un sistema magmático/hidrotermal. E) Corriente de una oleada piroclástica simple derivada de un colapso de domo. F) Corriente de densidad piroclástica derivada del depósito, causada por el colapso gravitacional y la avalancha de una ignimbrita inestable. Modificado y extraído de Branney & Kokelaar (2002).

2.3 Producto de erupciones de ignimbritas

Una ignimbrita se define como una roca piroclástica compuesta predominantemente de material juvenil vesiculado (pómez y *glass shards*) mostrando características que indican un origen del flujo piroclástico. Es el resultado de un flujo piroclástico, esté o no soldado (Smith, 1960).

Cada unidad de flujo de ignimbrita tiene una capa basal de grano fino y una capa suprayacente que comúnmente muestra una forma de estratificación debido a la gradación paulatina de tamaños de grandes clastos líticos y pumíceos. Freundt et al. (2000) mencionan las distintas capas que componen a una unidad de ignimbrita (Figura 2.8):

Capa 2b: Constituye el cuerpo de la unidad de flujo de la ignimbrita y normalmente constituye al menos el 90% de su volumen. Relativamente homogénea y pobremente seleccionada, coexistiendo comúnmente polvo de roca de tamaño micrométrico y bloques de tamaño cercano a 1m. En muchas unidades de flujo, los clastos más grandes de pómez aumentan en cantidad hacia arriba hasta alcanzar un máximo en la parte superior de la capa 2b. Los clastos líticos más grandes se concentran de forma similar en la base de la capa 2b.

Capa 2a: Es de grano mucho más fino y está presente en la base de cada unidad de flujo. Su grosor oscila desde unos pocos centímetros hasta varios metros, preservando una gradación inversa, haciéndose más gruesa unos pocos centímetros hacia la capa 2b.

Capa 1: Rara vez tiene más de unos pocos centímetros de espesor y el contacto que tiene con la capa 2 es brusco a gradual. Esta capa muestra rápidas fluctuaciones de espesor y a menudo está bien estratificada, con capas cruzadas menores de bajo ángulo.

Capa 3: Consiste en una capa de ceniza extremadamente fina que se superpone a la capa 2. Además, cuando está presente no siempre se reconoce de manera clara, probablemente debido a su conversión en el suelo por la meteorización subaérea tras la erupción de la ignimbrita.

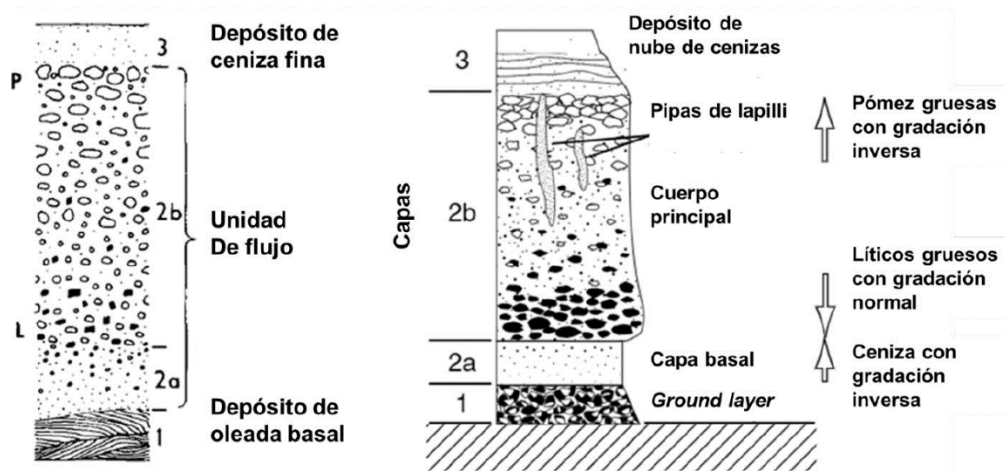


Figura 2.8: Unidad de flujo estándar. Modificado y extraído de Freundt et al. (2000).

2.4 Soldadura y reomorfismo de ignimbritas

Las ignimbritas depositadas por encima o cerca de las temperaturas magmáticas son susceptibles a soldarse, por lo que la compactación viscosa de piroclastos vítreos y juveniles reduce la porosidad intersticial, aumentando la densidad y por consiguiente la litificación del depósito (Brown & Andrews, 2015).

La litificación aumenta la resistencia mecánica y el potencial de conservación de las tobas, pueden ser de bajo o alto grado dependiendo de la intensidad de la soldadura, y por tanto, de su temperatura de emplazamiento. La soldadura puede producirse después de la

deposición, siempre que la temperatura de emplazamiento sea significativamente superior a la temperatura de transición vítrea (Quane et al., 2009)

Durante la soldadura, los piroclastos vítreos se deforman (se aplastan y estiran) y se alinean para formar una foliación eutaxítica característica, siendo esta perpendicular a la dirección de aplanamiento (gravedad) y es típicamente paralela a la base del depósito (Figura 2.9 A y C). Los lapilli pumíceos forman discos vítreos oblatos de baja porosidad llamados fiamme (Brown & Andrews, 2015).

El proceso de soldadura es un resultado directo de la reología de los piroclastos calientes y de la tensión que se les impone. Su reología es producto de la temperatura, la viscosidad de la composición, la viscosidad de la masa fundida, el contenido de volátiles disueltos y escala de tiempo de deformación (Brown & Andrews, 2015). La deformación suele ser la carga ejercida por el depósito suprayacente; por lo tanto, la deformación suele ser mucho mayor en la base. No obstante, la intensidad de la soldadura suele ser aproximadamente a un 25-33% por encima de la base, puesto que, la base suele depositarse a una temperatura más baja y se enfría rápidamente por conducción hacia el sustrato; por lo tanto, la capacidad de soldar se retrasa progresivamente más cerca de la base (Brown & Andrews, 2015).

La intensidad de la soldadura puede clasificarse en función de la porosidad, la densidad, la deformación y las microtexturas (textura eutaxítica) en tobas soldadas naturales y derivadas experimentalmente (e.g., Quane & Russell, 2005).

Las ignimbritas depositadas a temperaturas muy superiores a su temperatura de transición vítrea (T_g) se sueldan fácil y completamente, formando lavas aglutinadas por salpicaduras dependiendo continuamente de su temperatura. Estas ignimbritas de alto grado presentan características indicativas de flujo dúctil durante e inmediatamente después de la deposición (reomorfismo) (Brown & Andrews, 2015). A altas temperaturas, una vez que la porosidad se ha reducido por debajo del 10% aproximadamente, el depósito comienza a comportarse como una masa coherente y no particulada, y la exsolución de volátiles induce el crecimiento de vesículas post emplazamiento, aumentando así la porosidad medida (Brown & Andrews, 2015) (Figura 2.9 B).



Figura 2.9: A) Ignimbrita soldada con fábrica eutaxítica (fiammes negras; Arico, Tenerife). Escala en centímetros. B) Ignimbrita intensamente soldada y reomórfica (Grey's Landing, Iddaho, EE. UU.). C) Zonación de soldadura desde una base sin soldar, pasando por vitrófiro negro y soldado, hasta una zona soldada y litofisaria (Restings Springs Pass, California, EE.UU.). Modificado de Sigurdsson et al. (2015).

Capítulo 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología regional

A principios del Cretácico Superior se produjo un gran cambio en las interacciones de las placas a lo largo del margen continental suroeste sudamericano. Este episodio pudo relacionarse con la rápida producción de corteza oceánica durante el Cretácico Superior en el océano Pacífico primitivo (Larson, 1991), y probablemente estuvo relacionado con una reducción del ángulo de subducción por debajo de Sudamérica (subducción de tipo mariana a subducción tipo chilena). Como consecuencia de lo indicado anteriormente, se denota un alzamiento del margen continental durante un episodio de intensa deformación contraccional, con levantamiento y erosión de las unidades preexistentes, especialmente del Jurásico a Cretácico Inferior (inversión de la cuenca de trasarco) (Charrier & Vicente, 1972).

Esta etapa de la evolución andina se caracteriza por episodios extensionales asociados a una intensa actividad magmática. Esta actividad está representada por grandes plutones y abundantes depósitos volcánicos de naturaleza andesítica y riolítica-dacítica, frecuentemente asociados al desarrollo de grandes calderas. Los depósitos del Cretácico Superior en esta etapa se acumularon en una serie de cuencas extensionales controladas por fallas, situadas a lo largo del arco magmático (Charrier & Pinto, 2007).

A la altura de la Precordillera de Copiapó, entre los 27-28°S se preserva y se diferencia de buena manera la cuenca Hornitos, la cual se formó durante el Cretácico Superior-Paleoceno (78-63 Ma) como una depresión estructural, que al menos a lo largo de una transecta en el valle de Copiapó, tiene una geometría compatible con un hemigraben (*rift*) extensional, limitado al oeste por un sistema de fallas lítricas de rumbo general NNE y relleno durante su formación por potentes secuencias sedimentarias (Estratos de Quebrada la Higuera) y voluminosas coladas basálticas (lavas de Sierra la Dichosa) (Charrier & Pinto, 2007). La evolución de la cuenca culmina en el Paleoceno-Eoceno inferior (63-55 Ma), con una fase de volcanismo explosivo representado por calderas y estratovolcanes sobrepuestas a las secuencias de relleno (Megacaldera Carrizalillo, calderas Cerro Blanco, Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva, Bellavista, estratovolcán Cachiyuyo y

volcán Dulcinea) y las calderas Cerro Puquios y Jorquera desarrolladas hacia el norte y este fuera de los límites de la cuenca (Charrier & Pinto, 2007).

Este contexto tectónico extensional favoreció la formación de grandes sistemas de calderas volcánicas en la cordillera andina (Diaz-Alvarado et al., 2015), como por ejemplo la formación de grandes complejos volcano-plutónicos en las cuencas volcano-tectónicas extensionales Hornitos e Indio Muerto (Rivera & Falcón, 2000), además permitió el desarrollo de cuencas *pull-apart* asociadas a zonas de transferencia en sistemas de fallas transtensivas dextrales, similar a lo ocurrido para la formación de la Megacaldera Carrizalillo (Arévalo et al., 1994; Rivera & Falcón, 2000).

El basamento de la cuenca Hornitos está formado, al oeste, por terrenos pertenecientes a la Formación Cerrillos del Albiano-Cretácico Superior, los cuales está en contacto a través de un sistema de fallas normales de traza sinuosa que, en superficie, muestran manteos elevados (40-50°) hacia el este (Arévalo, 1994a). El sistema, cuya falla maestra es la Falla Elisa de Bordos y que fue reactivada, en parte, durante el Eoceno por movimientos sinestrales, es discontinua, observándose tramos en que las trazas están cubiertas por las secuencias sedimentarias del relleno que muestran relaciones discordantes de *onlap* con el basamento (Arévalo, 1994b).

Por sobre las secuencias volcánicas y sedimentarias de la cuenca Hornitos, se formaron estructuras volcánicas que incluyen estratovolcanes y calderas de colapso. La estructura predominante durante el Paleoceno es la Megacaldera Carrizalillo (Figura 3.1), cuyo margen occidental está limitado por un anillo intrusivo de 52 km de longitud (plutón Cabeza de Vaca) (Segerstorn & Parker, 1959) y su margen oriental aparecen truncado por la Falla La Ternera (Arévalo et al., 1994b). Al interior de esta estructura volcánica, se preservan al menos 3000 m de basaltos, tobas eutaxíticas, traquiandesitas, sedimentitas e ignimbritas (Sierra la Peineta), las cuales reflejarían las etapas de volcanismo precolapso, colapso, volcanismo post colapso, sedimentación intracaldera y colapso tardío de un sistema de caldera resurgente (Rivera & Mpodozis, 1994).

De manera sincrónica a la actividad de la Megacaldera Carrizalillo, se emplazó, al norte de la quebrada Paipote, el estratovolcán Cachiuyo, en la actualidad fuertemente erosionado, constituido por un anillo de 15 km de diámetro de brechas volcánicas

proximales, lavas andesíticas (Arévalo et al., 1994b) y areniscas distales (Formación Venado; Sepúlveda & Naranjo, 1982) que rodean un núcleo de granodioritas y monzodioritas.

En etapas más tardías, dentro de la Megacaldera Carrizalillo, después del colapso de la cámara magmática y su respectiva resurgencia, la cámara magmática subcaldera evolucionó hacia cámaras de menor dimensión, muy cercanas a la superficie, las cuales colapsaron y dieron lugar a 4 pequeñas calderas anidadas dentro de la Megacaldera y que, de sur a norte corresponden a las calderas Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva y Bellavista (Figura 3.1) (Rivera, 1992; Rivera & Mpodozis, 1994). Las fracturas anulares de dichas estructuras volcánicas describen arcos de circunferencia de diámetros variables entre 8 y 13 km, al interior de los cuales se preservan los depósitos típicos de la evolución de un ciclo de calderas de colapso (Gudmundsson, 1988). Fuera del límite oriental de la cuenca Hornitos, se ubica la caldera Jorquera, conservada en una fosa tectónica delimitada por las fallas La Iglesia Colorada y Pauna-Estancilla (Arévalo et al., 1974) y que destaca por sus potentes secuencias de flujos piroclásticos y lavas traquíticas de intracaldera.

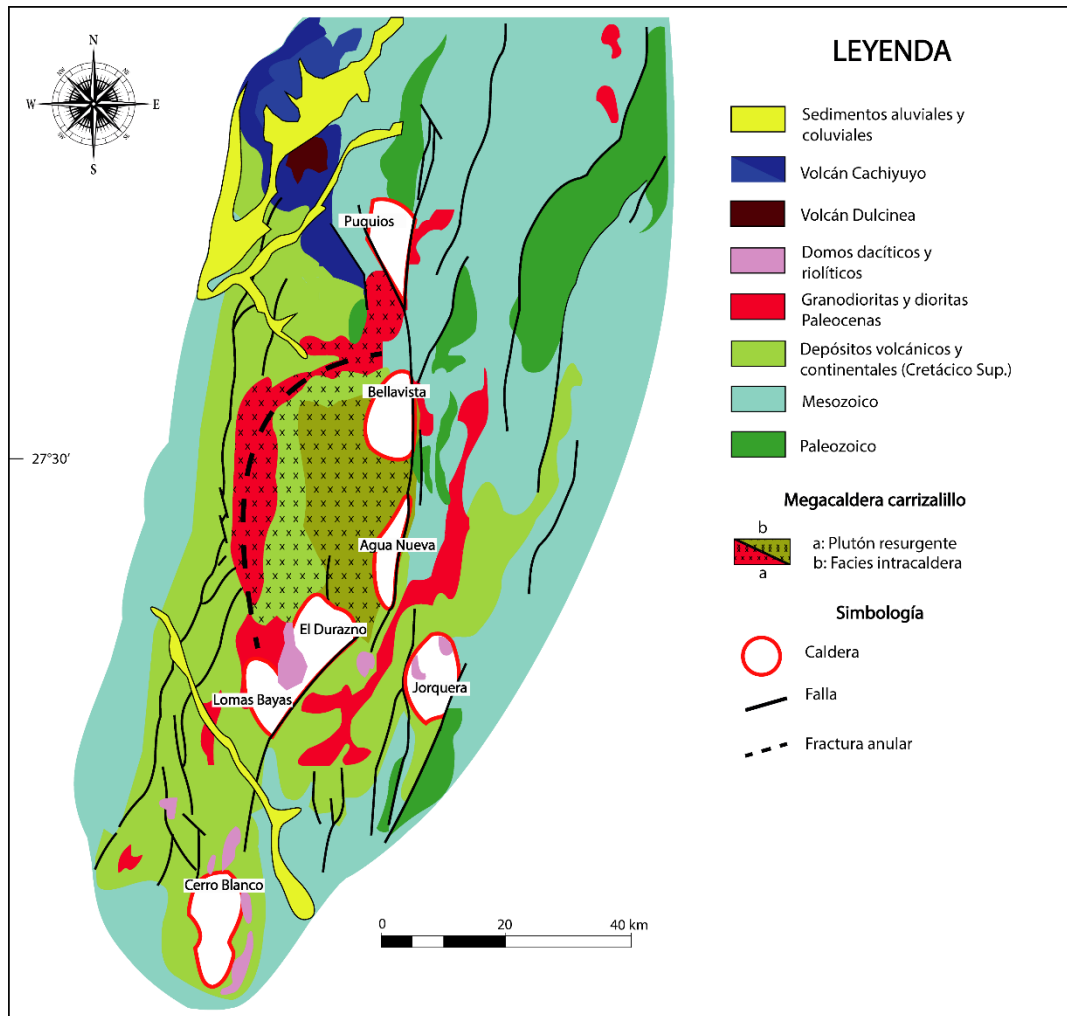


Figura 3.1: Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas. Extraído y modificado de Arévalo et al. (1994).

3.2 Geología de la caldera Jorquera

La caldera Jorquera está ubicada aproximadamente 70 km al sureste de Copiapó. Presenta una geometría subcircular de 9 km de diámetro (Figura 3.2), la cual se establece dentro de una depresión tectónica limitada al oeste por la Falla Pauna-Estancilla de tipo inversa de alto ángulo y vergencia al este y, al oriente, por la Falla Iglesia Colorada del mismo tipo y vergencia opuesta (Iriarte, 1994).

El basamento de la caldera (Figura 3.2) lo constituyen de base a techo: Un intrusivo de dimensiones batolíticas asignado al plutón Montosa del Pérmico tardío, compuesto por granodioritas y granitos ricos en biotita y hornblenda, leucocráticos, de grano medio a grueso (Unidad Montosa, Mpodozis & Kay, 1990). El plutón Montosa, al sur de la Hoja la Guardia, exhibe dioritas y leucogabros de hornblenda y piroxeno (Jensen, 1976). Subunidad de Facies volcánicas de la Formación La Ternera (Brüggen, 1950), compuesta por lavas andesíticas y andesítico-basálticas, basaltos de anfíbol y piroxeno, basaltos de ortopiroxeno y basaltos de olivino. Formación Lautaro (Sinemuriano-Bajociano) (Segerstron, 1968), que presenta secuencias de areniscas, calcarenitas, calcilitas, calizas marinas y areniscas rojas de ambiente transicional marino-continental. miembro inferior (Cocambico) de la Formación Lagunillas (Iriarte, 1999), compuesto de hasta 600 m de conglomerados rojos y brechas conglomerádicas de grano fino a medio, con clastos subredondeados de granitos y riolitas paleozoicas en una matriz con fragmentos cristalinos de cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico, alternando con areniscas rojas, arcosas cuarcíferas de grano medio con estratificación cruzada y paralela que presentan, en parte, cemento calcáreo. Formación Quebrada Monardes (Soffia, 1989), compuesta por una secuencia clástica, formada por 300 a 700 m de areniscas y conglomerados rojos continentales. miembro inferior de la Formación Quebrada Seca (Iriarte, 1999), formada por Tobas, en parte soldadas, brechas sedimentarias y piroclásticas, conglomerados pardo-rojizos, areniscas volcanogénicas rojas y lavas traquíticas, dispuestas en discordancia sobre lavas y areniscas de la Formación Quebrada Monardes.

Iriarte (1994) documenta la ocurrencia de la caldera Jorquera como la más oriental de las estructuras volcánicas formadas en el evento de resurgencia de la Megacaldera Carrizalillo. A continuación, se describen las facies de colapso y postcolapso de la caldera Jorquera a partir de las contribuciones que realizó Iriarte (1994) en base a los trabajos propuestos por Segerstron (1968) y Soffia (1989).

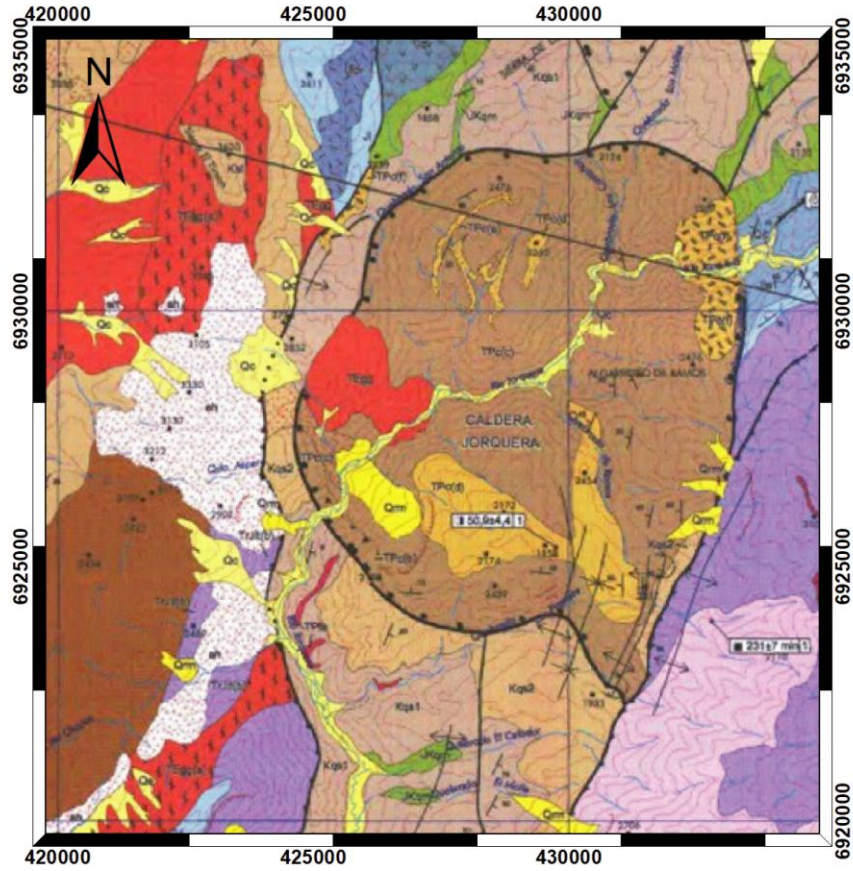
Facies de caldera:

Facies de colapso: Se caracterizan por la presencia de depósitos de tobas de extracaldera, escasamente preservados, y depósitos de intracaldera. Los depósitos extracaldera están







representados por afloramientos aislados de escasa extensión areal ($<1 \text{ km}^2$) compuestos por tobas dacíticas, moderadamente soldadas, ubicadas en la cumbre de la Sierra Los Chilenos, 7 km al noreste de la estructura anular. Los depósitos de intracaldera comprenden brechas y mesobrechas de colapso, bien expuestas en los márgenes norte y sur occidental.; lavas e ignimbritas intracaldera, que corresponden a la secuencia de relleno. En la base de esta secuencia se observan lavas andesíticas y daciandesíticas, con texturas moderadamente traquíticas. Seguido por flujos piroclásticos dacíticos soldados, dispuestos centrípetamente en torno al centro de la caldera, caracterizados por flujos basales de gran espesor, enriquecidos en líticos, que disminuyen su potencia bruscamente hacia el techo.

La secuencia en general presenta una disposición subhorizontal en la zona central de la caldera, aumentando su inclinación gradualmente hacia los bordes, hasta llegar a inclinaciones cercanas a 60° . En los márgenes NW y E de la estructura, estas inclinaciones son mayores debido a pliegues de arrastre asociados a las fallas inversas.

Facies postcolapso: comprenden lavas, domos e intrusivos ubicados principalmente al interior de la estructura anular, con lavas culminando la secuencia de relleno, de composiciones traquiandesíticas con alto contenido de potasio, piroxenos y biotita. En el margen nororiental de la caldera, adyacente a la fractura anular, aflora un domo de 2 km^2 de superficie, de composición dacítica con texturas fluidales, y en el margen occidental aflora un cuerpo intrusivo granodiorítico.



LEYENDA

	Plutón Montosa (~260 Ma?)		Formación Lagunillas (Jurásico)
	Formación la Ternera (Triásico sup)		Formación Quebrada Monardes (Jur Sup-Cret Inf)
	Formación Lautaro (Sinemuriano-Bajociano)		Formación Quebrada Seca (Cretácico Sup)

SIMBOLOGÍA





	Falla anular (margen de caldera)		Plano axial de pliegue sinclinal
	Falla inversa		Plano axial de pliegue anticlinal

Figura 3.2: Geología de la Caldera Jorquera (Iriarte et al., 1999).

Capítulo 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología para la realización de este trabajo se divide en tres etapas principales: pre-terreno, terreno y post-terreno.

4.1 Etapa de pre-terreno

Previo a la salida de terreno, se realizó una búsqueda exhaustiva y sistemática de la bibliografía, incluyendo libros digitales e impresos, artículos científicos de revistas científicas variadas, congresos y cartas geológicas del área y zonas adyacentes.

Además, se trabajó con imágenes satelitales georreferenciadas (Datum WGS84-19°S) de alta resolución mediante el software SAS Planet. Posteriormente, se trabajó con la imagen previamente descargada en el software ArcMap 10.8 a escala 1:25.000, con una separación de grillas cada 1000 metros, escala gráfica y numérica, y norte geográfico. Cabe destacar que la base de mapeo se dividió en cuatro partes (NE, NW, SE, SW), para que el transporte del mapa fuera más fácil y para que el levantamiento de terreno fuera mucho más óptimo.

4.2 Etapa de terreno

Se efectuó un levantamiento geológico a escala 1:25000 del área de estudio (67,5 km² aproximadamente), a lo largo de una transecta determinada por el río Jorquera, que cruza todo el centro de la caldera de noreste a suroeste, sumando parte del camino C-503 ubicado en la parte norte del área de estudio. A lo largo de cada camino principal, se derivó a una quebrada con el objetivo de abarcar más área.

En el sector de interés, se llevó a cabo la toma de datos estructurales (fallas, vetillas, contactos litológicos, estratigrafía, etc.), descripciones petrográficas macroscópicas en terreno (con su respectiva pauta de descripción para rocas ígneas y volcanoclásticas), reconocimiento de estructuras, texturas volcánicas y piroclásticas, y reconocimiento de contactos litológicos, primordialmente ígneos. Se tomaron alrededor de 30 puntos de control, dentro de los cuales, se extrajo una muestra representativa, toma de dato

estructural (falla, veta, estratificación, etc.) u observaciones importantes, los cuales, fueron codificados según el día de terreno y el punto recopilado (J-Día-Punto-Subpunto), donde a cada punto se le vinculó con una coordenada GPS utilizando el sistema de coordenadas UTM WGS84 19°S, extraída por el GPS Garmin modelo etrex Summit HC.

4.3 Etapa post-terreno

4.3.1 Petrografía

Se realizó una descripción petrográfica a detalle de las distintas litologías reconocibles en terreno, dentro de las cuales fueron las más representativas de cada unidad. Para ello primeramente se llevó a cabo una descripción macroscópica de las muestras de mano, con ayuda de una lupa, ácido clorhídrico, rayador, escala e imán.

Para la descripción microscópica de las litologías, se procedió a confeccionar secciones delgadas en las instalaciones del antiguo Departamento de Minas de la Universidad de Atacama. El estudio petrográfico al microscopio se realizó en el Departamento de Geología de la Universidad de Atacama, con un microscopio Leica DM750P, donde se analizaron diez muestras. Para la descripción de texturas se utilizó el “Atlas de rocas ígneas y sus texturas” de Mackenzie et al. (1996). Para la descripción microscópica de muestras se utilizaron las abreviaturas de minerales según Kretz, (1983).

4.3.2 Litofacies

Para la definición de las distintas litofacies encontradas en terreno se utilizó la nomenclatura utilizada por Branney & Kokelaar (2002), y Pacheco-Hoyos et al. (2020). Para la abreviatura de rocas volcánicas efusivas se utilizó la nomenclatura de la INGEMET (Tabla 4).

Abreviatura	Litofacies
pBr	Brecha piroclástica
mvLT	Tobas de lapilli vítrea masiva
evLT	Tobas de lapilli vítrea con fábrica eutaxítica
l fpoor pip	Pipas de elutriación ricas en líticos y pobres en finos
crLT	Tobas de lapilli cristalina
BrLT	Brechas de toba lapillítica
And	Andesita
AndBr	Brecha andesítica

Tabla 4: Tabla de abreviaturas y litofacies utilizadas.

4.3.3 Geología Estructural

Los datos estructurales obtenidos en terreno se analizaron a través del *software* Dips 7.0 versión portable, dentro del cual se traspasaron y analizaron todos los datos recopilados, con el fin de buscar y establecer sets estructurales promedio. Todos los datos estructurales, tanto estratificación, lineación y fallas involucradas, se proyectarán en este trabajo con una anotación *right hand rule* (*Strike R/Dip*). Para exhibir las relaciones de corte y la predisposición de las estructuras principales, se utilizó una técnica *remote sensing* del tipo *emboss filter* (Figura 4), la cual es una de las técnicas de filtrado de realce lineal más eficaz, que hace que los bordes aparezcan en formato de relieve sombreado (Ahmadi & Pekkan, 2021). Para esta técnica se utilizó la herramienta *emboss filter* en el *software* Adobe Illustrator 2022, con un ángulo de 140° y altura de 3 pixeles al 200%.

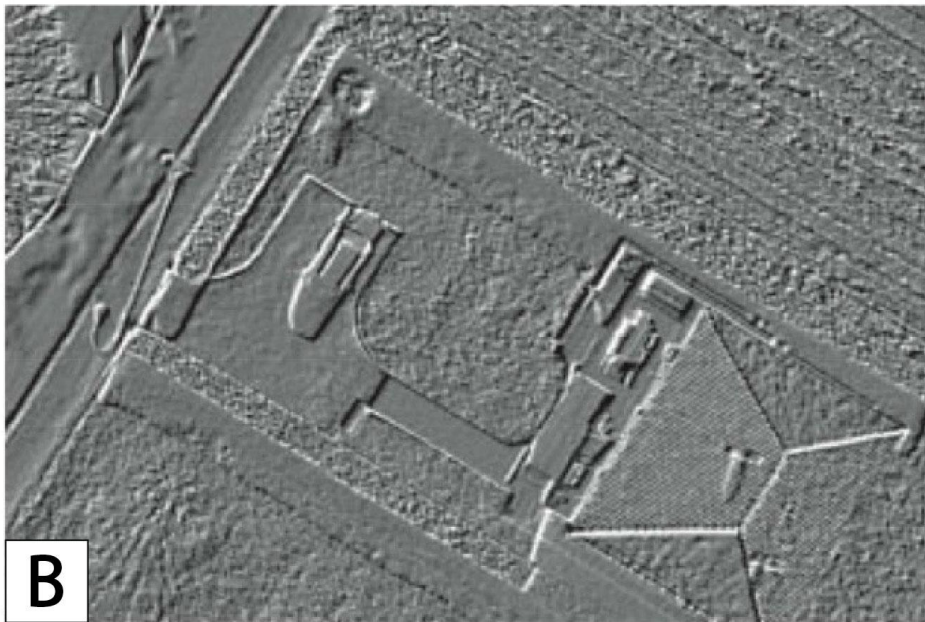


Figura 4: Efecto máscara de convolución en la banda roja de una imagen satelital sobre una zona residencial de Alemania. A) Imagen original. B) Imagen con *emboss filter*. Extraído y modificado de Ahmadi & Pekkan (2021).

Capítulo 5: RESULTADOS

5.1 Unidades geológicas informales

Se reconocieron cinco unidades geológicas informales pertenecientes a la evolución de la caldera Jorquera a partir de los puntos de control obtenidos (Figura 5.1.1). Estas unidades se diferencian como: brechas volcánicas, tobas de lapilli cristalina, tobas de lapilli vítrea soldadas, tobas de lapilli vítrea masivas y unidad de andesitas y cuarzolitas. Estas unidades están asociadas a cada secuencia temporal de emplazamiento, definidas como facies de calderas, dentro de las cuales se hablará en el capítulo de discusiones. El mapa geológico referente a las unidades se presenta en la Figura 5.1.2.

Puntos de control

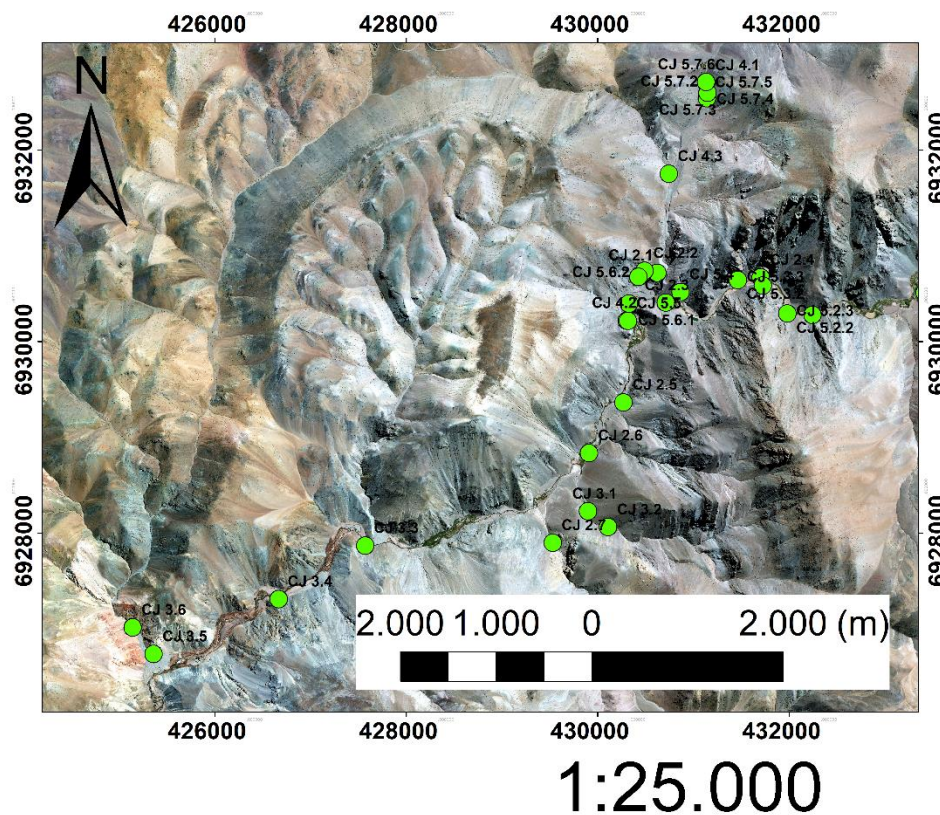
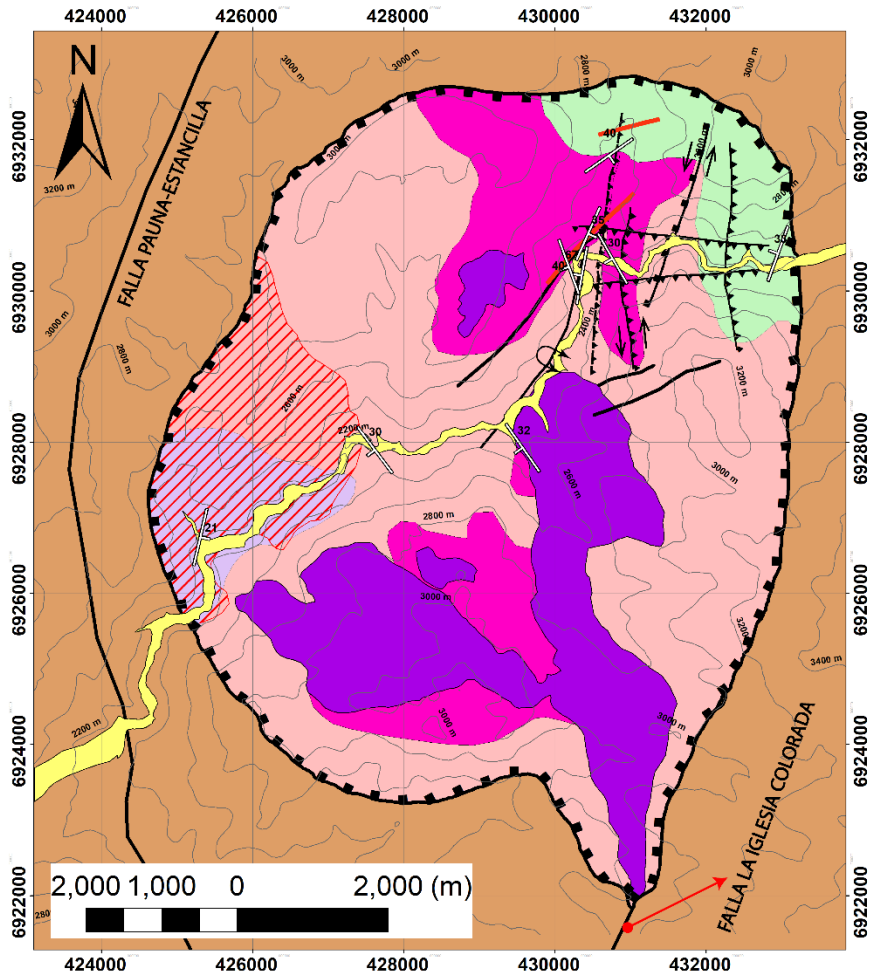






Figura 5.1.1: Puntos de control para el respectivo mapeo geológico.

Mapa sector Caldera Jorquera



LEYENDA

	Depósitos aluviales
	Unidad de andesitas y cuarzolitas
	Unidad de tobas de lapilli vítrea masiva
	Unidad de tobas de lapilli cristalina
	Unidad de brechas volcánicas
	Unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas
	Basamento

SIMBOLOGÍA




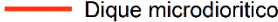
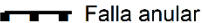
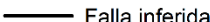

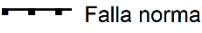
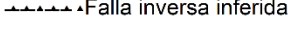

	Estratificación
	Curvas de nivel
	Pliegue sinclinal recostado inclinado
	Dique microdiorítico
	Falla anular
	Falla inferida
	Falla inversa
	Falla normal
	Falla inversa inferida
	Alteración argílica-óxidos de hierro

Figura 5.1.2: Mapa geológico de la caldera Jorquera

5.1.1 Basamento de la caldera

El basamento de la caldera jorquera se compone de base a techo por el plutón Montosa y las formaciones La Ternera, Lautaro, Lagunilla, Quebrada Monardes y Quebrada Seca (Jensen, 1976).

5.1.2 Unidad de brechas volcánicas

Esta unidad se distribuye en el margen noreste de la caldera, específicamente en la pared interna de la falla anular. Se compone primordialmente por brechas piroclásticas (pBr) con interdigitaciones y alternancias de andesitas fluidales (And) y brechas andesíticas (AndBr) (Figura 5.1.3), además se pudo reconocer un contacto entre esta unidad con la unidad de tobas de lapilli vítreas con una actitud 200/43 (Figura 5.1.3 E).

Las capas de brechas piroclásticas poseen coloraciones púrpuras a marrones, con alta cohesividad y tenacidad. Se componen por partículas tamaño bomba (50 % vol.), lapilli (20 % vol.) y ceniza (30 % vol.), matriz soportados, pobremente seleccionados y la proporción geométrica de sus clastos varía de subangulosos a subredondeados de baja esfericidad. Presenta una matriz cinerítica con inmersiones de pequeñas partículas de lapilli con tamaños de 5 mm a 3 cm, compuestas por pómez y clastos de andesita. Las bombas poseen tamaños de 4 a 23 cm, compuestas por andesitas (85 % vol.) y pómez (15 % vol.)

La andesita y brechas andesíticas se exhiben en afloramiento como rocas bastante compactas y cohesivas, de colores marrones a púrpuras (Figura 5.1.3 B y C), se describen como rocas ígneas extrusivas, hipocristalinas e inequigranulares, poseen textura porfídica con fenocristales de grano grueso inmersos en una mesostasis afanítica. Además, poseen textura esferulítica y fluidal. Está compuesta por:

- i) Fenocristales (30 % vol.): Pl (90 % vol.), con tamaños de 0,5 a 3 mm, de formas subhedrales a euhedrales. Hbl (10 % vol.), con tamaños de 0,3 a 1 mm, de formas subhedrales a anhedrales.

- ii) Masa fundamental (70 % vol): Masa amorfa criptocristalina, de coloraciones púrpuras, alterada a óxidos de hierro.

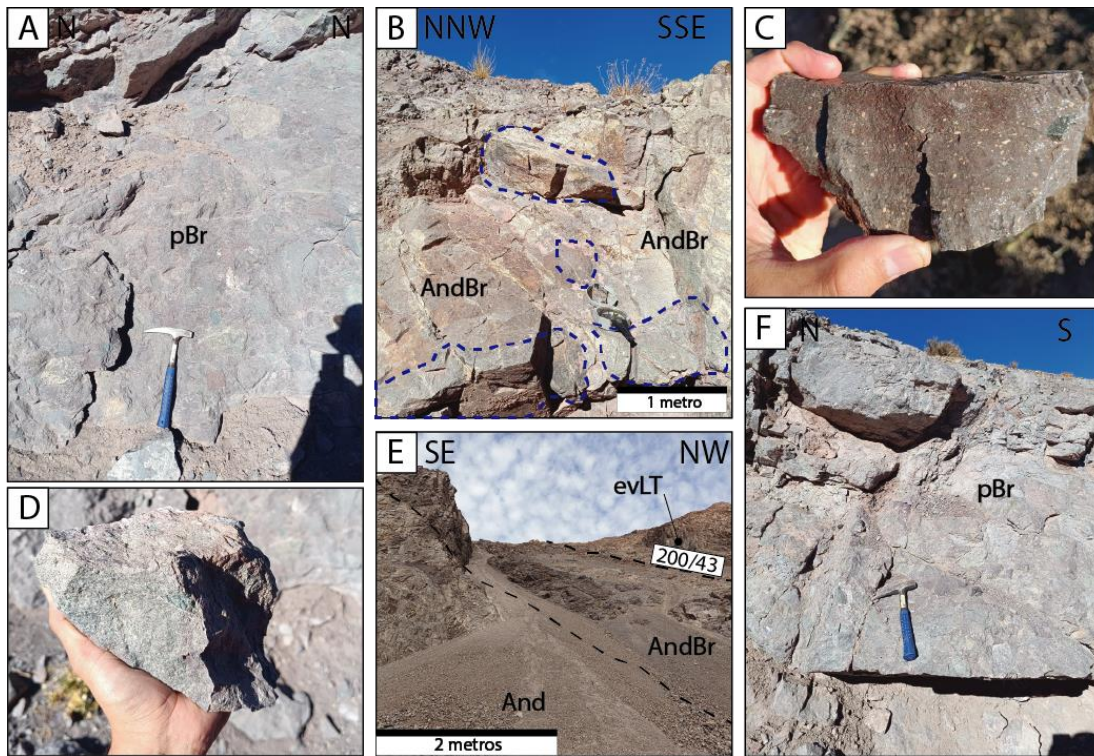


Figura 5.1.3: Unidad de brechas de colapso. A) Afloramiento de brechas piroclásticas. B) Afloramiento de brechas andesíticas. C) Muestra de mano de andesitas fluidales. D) Muestra de mano de brecha piroclástica. E) Contacto entre andesita fluidal, brecha volcánica andesítica y unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas. F) Afloramiento de brecha piroclástica.

5.1.3 Unidad de tobas de lapilli cristalina

Esta unidad se compone por tobas de lapilli de matriz cinerítica con alto contenido en cristales presentando textura eutaxítica (eCrLT). En terreno es posible encontrar afloramientos escasamente preservados y bastante alterados, específicamente en el sector suroeste del área de interés, donde los afloramientos se ven parcial a totalmente obliterados por arcilominerales y óxidos de hierro (Figura 5.1.4 B). En esta unidad se distingue una fábrica planar eutaxítica en la base (Figura 5.1.4 C), y en el techo la intensidad de soldadura disminuye paulatinamente. Presenta componentes tamaño lapilli

(60 %) y ceniza (40 %), matriz soportados, moderadamente seleccionados, subredondeados a subangulares y de baja esfericidad.

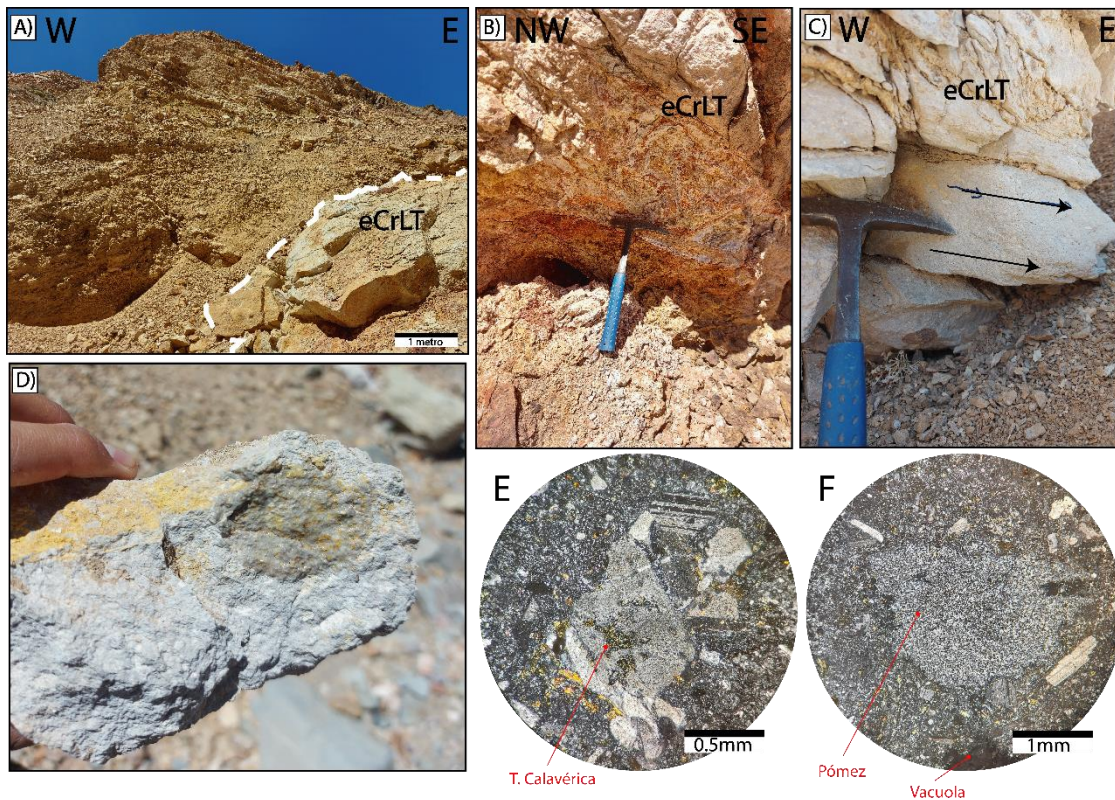


Figura 5.1.4: Afloramiento, muestra y texturas de la unidad de tobas de lapilli cristalina. A) Afloramiento de tobas de lapilli cristalina cubierto por depósitos aluviales no consolidados B) Afloramiento exhibiendo alteración argílica y a óxidos de hierro, con modos de ocurrencia en vetillas tipo stockwork. C) Fiammes blanquesinos con geometría oblata D) Muestra de mano de la unidad. E) Cristal de sanidina exhibiendo textura calavérica y en menor medida gráfica, con pequeños microlitos de cuarzo. F) Textura vacuolar y piroclástica representada por pómez, material cinerítico y *glass shards*. La pómez representada presenta textura granofírica integrando pequeños cristales de feldespatos.

Muestra J3.1b

En observación al microscopio se presenta textura eutaxítica, con fragmentos de pómez y *glass shards* estirados y aplastados (Figura 5.1.4 F). Textura de embahiamiento en Qtz, Pl y Sa. Textura calavérica en Sa (Figura 5.1.4 E). Textura vesicular de manera muy discreta.

Textura granofírica y felsítica, viéndose afectada la mesostasis vítrea, reemplazada por pequeños cristales de Qtz y feldespatos.

Fragmentos mayores (40 % vol. total de la roca): La modalidad total de fragmentos mayores representa por fragmentos minerales (44 % vol.), fragmentos vítreos (32 % vol.) y fragmentos líticos (22 % vol.).

- i) Fragmentos minerales: Pl (15 % vol.) de formas subhedrales a euhedrales, con tamaños variables entre 0,22 a 1,75 mm. Sa (24 % vol.), de formas subhedrales a anhedrales, con tamaños de 0,25 a 1,9 mm. Qtz (6 % vol.), de formas anhedrales, con tamaños de 0,1 a 0,3 mm. Aug (1 % vol.), de forma anhedral de tamaño 0,3 mm.
- ii) Fragmentos vítreos: *Glass shards* (13 % vol.), de tamaños relativos entre 0,1 a 0,25 mm. Pómez (19 % vol.), de tamaños entre 0,1 a 1,7 mm, de formas redondeadas a semi fibrosas.
- iii) Fragmentos líticos: Andesita (22 % vol.), único accesorio encontrado con un tamaño > 10 mm (Figura 5.1.14 B).

Matriz (60% vol. total de la roca): formada primordialmente por material cinerítico, juveniles y microlitos de Qtz y Pl. La matriz se presenta parcial a totalmente obliterada por textura felsítica y granofírica, donde es posible encontrar *glass shards* y material cinerítico desvitrificado y reemplazado por Qtz y feldespatos.

Los cristales de Pl presentan composiciones An_{20-7} , exhiben maclas polisintéticas y periclinas, alterados por Ser, Sm y de manera muy discreta Ep. Los cristales de Sa muestran macla simple, Carlsbad y ausente de maclas, alterados primordialmente por arcillas, Ser y Sm (Figura 5.1.5 D). Los cristales de Qtz presentan formas embahadas. Los *glass shards* están obliterados a Qtz, Sm, feldespatos y arcillas. Las pómez exhiben textura granofírica compuesta por pequeños cristales de Qtz y feldespatos. El accesorio encontrado de andesita presenta textura dimensional seriada, con fenocristales de plagioclasas de tamaños aproximados de 0,95 mm, y una mesostasis compuesta por microlitos de Pl con tamaños aproximados a < 10 mm. Esta roca está parcialmente alterada a Ser, Ep, Spn y Sm (Figura 5.1.5 B).

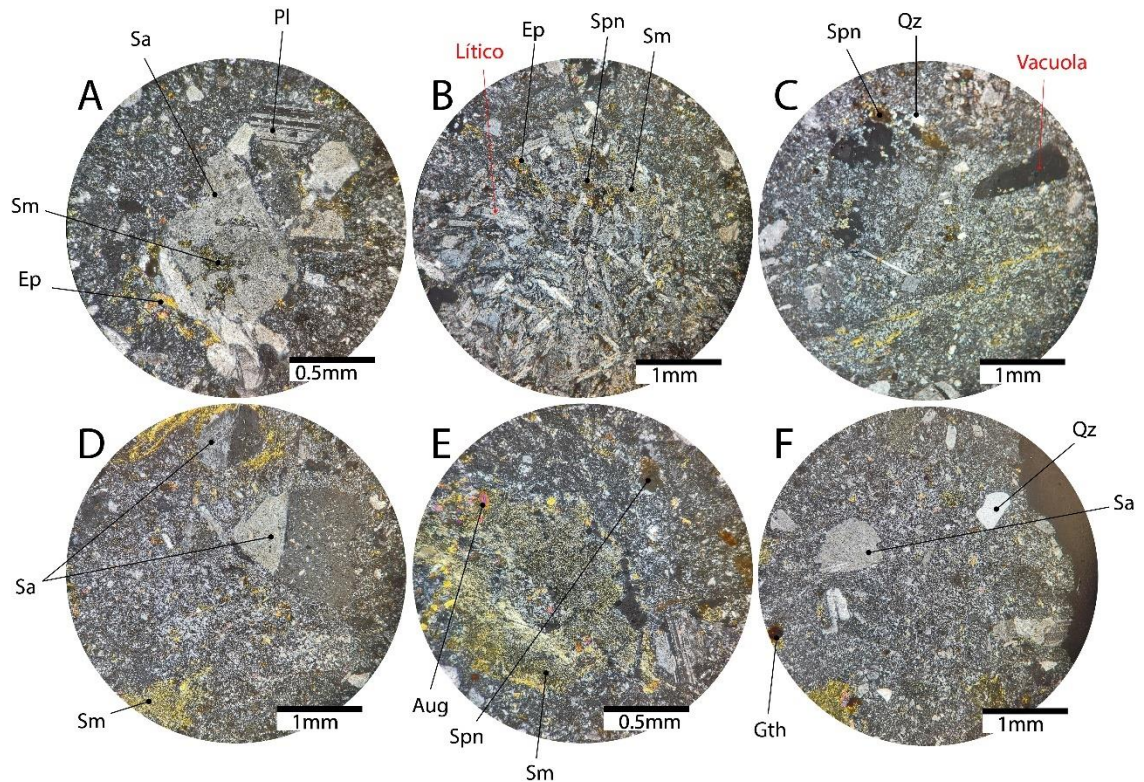


Figura 5.1.5: Petrografía de la unidad de tobas de lapilli cristalina. A) Textura intersertal e intercrystalina entre cristales de plagioclasas y sanidina. Entre los golfos corroídos de sanidina se exhiben rellenos de esmectitas. B) Accesorio lítico de andesita, obliterado en su mesostasis a epidota, esfeno y esmectitas. C) Textura vacuolar y cristales autónomos de esfeno y cuarzo. D) Grandes cristales de sanidina. E) Cristales autónomos de augita y esfeno. Se exhiben esmectitas como principal mineral de alteración. F) Cristales de sanidina, cuarzo y goethita.

5.1.4 Unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas

Los afloramientos que se exhiben en terreno representan colores púrpuras-marrón opacos, medianamente cohesivos, variando primordialmente en la geometría, disposición, deformación y alteración del vidrio, representadas por fiammes y pómez fibrosas (Figura 5.1.6 B y D). Dependiendo de su grado de soldadura, se pueden observar a simple vista mostrando en terreno fábricas planares. Esta unidad se compone generalmente por tobas de lapilli vítreas con textura eutaxítica (evLT), con componentes tamaño lapilli (75 %), y ceniza (25 %), matriz soportados, moderadamente seleccionados, subredondeados a

subangulosos fibrosos y de baja esfericidad, exhibiendo una matriz cinerítica con abundantes fragmentos mayores vítreos presentando una gradación inversa, así mismo los fragmentos líticos presentan gradación normal. De base a techo el grado de soldadura disminuye, reflejado por la disminución y finalmente la inexistencia de fiammes y la aparición de pómez con formas más fibrosas hacia el techo.

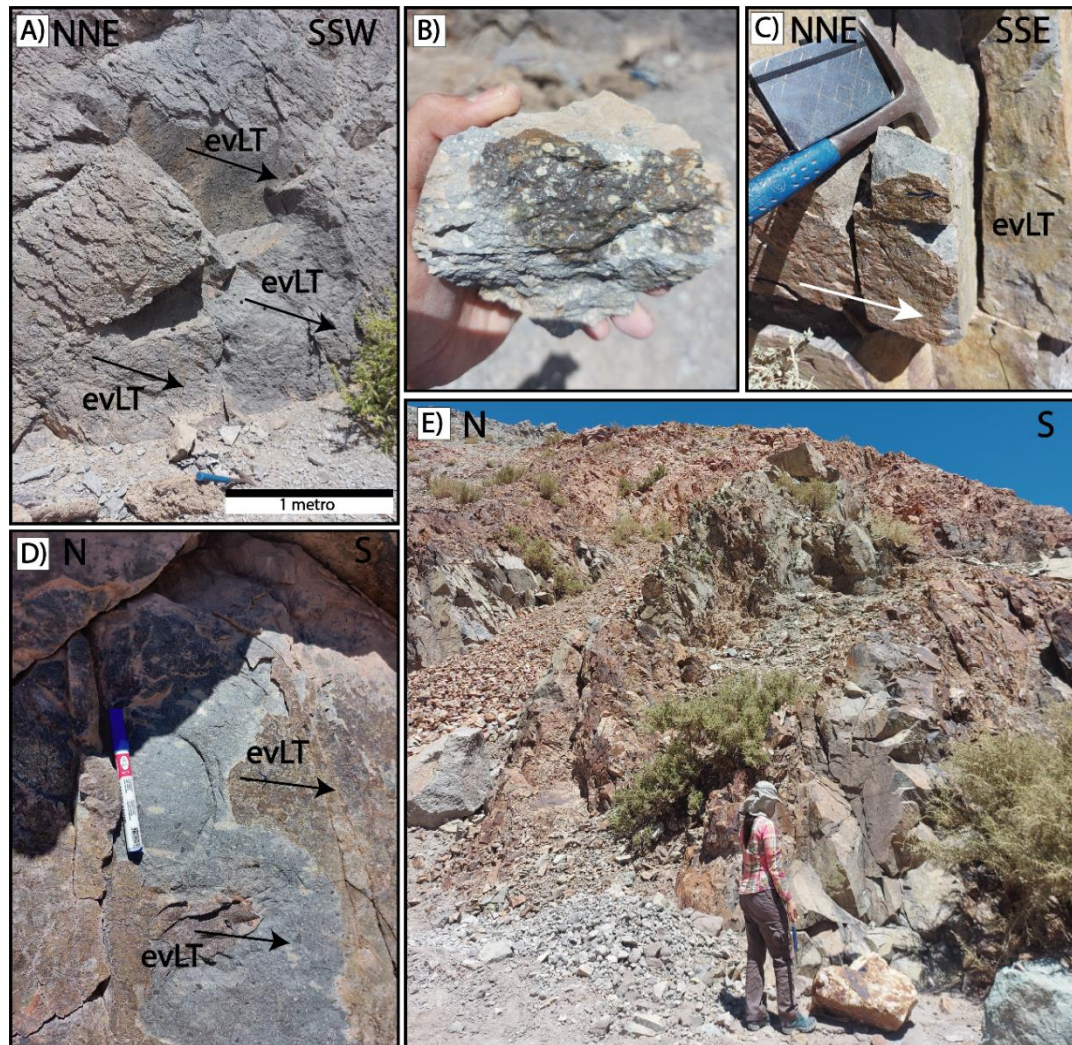


Figura 5.1.6: Afloramientos y muestras de la unidad de tobas de lapilli vítreas. A), C) y D) Afloramiento de tobas de lapilli vítreas con textura eutaxítica. B) Muestra de mano de toba de lapilli vítrea con pómez fibrosas y alargadas. E) Afloramiento de tobas de lapilli vítrea con alteración en pátinas de hematita y goethita.

Muestra J2.4b

En observación al microscopio (Figura 5.1.7) se presenta textura piroclástica, eutaxítica, presenta alineación regular de *glass shards* aplanados y orientados. También presenta textura de embahiamiento en Qtz, textura vesicular, esferulítica y amigdaloidal, rellenando sus cavidades microcristales de Qtz, Zeo y Chl. Los rangos modales de la muestra se presentan de la siguiente manera:

Fragmentos mayores (25 % vol. total de la roca): La modalidad total de fragmentos mayores representa por fragmentos minerales (18 % vol.), fragmentos vítreos (45 % vol.) y fragmentos líticos (37 % vol.).

- i) Fragmentos minerales: Pl (12 % vol.), de formas subhedrales a anhedrales, de tamaños entre 0.3 a 3.8 mm. Sa (3 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre 0.4 a 0.8mm. An (10 % vol.), de formas subhedrales a euhedrales, con tamaños entre 0.3 a 1.8 mm. Qtz (4 % vol.), de formas anhedrales, variando en tamaño entre 0.2 a 0.4 mm. Spn (5 % vol.), de formas anhedrales a subhedrales, con tamaños de 0.1 a 0.6 mm. Ap (2 % vol.), de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños entre los 0.08 a 0.2 mm. Hbl (3 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre los 0,27 a 0,7 mm.
- ii) Fragmentos vítreos: Pómez (20 % vol.), de formas redondeadas a subredondeadas oblatas, con tamaños entre 0.2 a 2 mm. *Glass shard* (25 % vol.), *cusspate* y *platty shards* (Figura 5.1.7 H), de tamaños entre los 0.09 a 0.2 mm.
- iii) Fragmentos líticos: Andesita con masa fundamental crecida (8 % vol). Andesita (8 % vol.) (Figura 5.1.7 D).

Matriz (75% vol. total de la roca): En mayor parte formada por material vítreo, compuesta por ceniza, pequeñas pómez y *glass shards* aplastados y orientados, rellenados y alterados por Qtz, Chl, Sm y arcillas. El material tamaño ceniza, el cual forma gran parte de la matriz, se observa como pequeños agregados de arcillas grisáceas, café a amarillentas, producto de desvitrificación.

Los cristales de Pl presentan composiciones de An₄₃₋₁₈, se exhiben como cristales tabulares con maclas polisintéticas y periclinas, alteradas principalmente por Cal y Ser, además, es posible encontrar Ep y arcillas de manera muy discreta. Algunos cristales de Pl presentan textura simplectítica (Figura 5.1.7 G). Los cristales de Sa presentan textura calavérica (Figura 5.1.7 C). Los cristales de An exhiben maclas polisintéticas, maclas tartán discretas, y se alteran a Ser y Cal en menor medida. Los cristales de Qtz se exhiben como agregados micro y criptocristalinos, pocos de ellos embahados. Los cristales de Ap se representan como cristales prismáticos dentro de Pl. Los cristales de Hbl se muestran como pseudomorfos totalmente obliterados por Cal, Spn, Chl (Férrica y magnésica) y Bt (Figura 5.1.7 F Y G). Se exhiben esferulitas radiales compuestas por cristalitas de arcillas y feldespatos (Figura 5.1.7 E). También presentan textura granofírica y felsítica, compuesta por pequeños cristales de Qtz, feldespatos y arcillas.

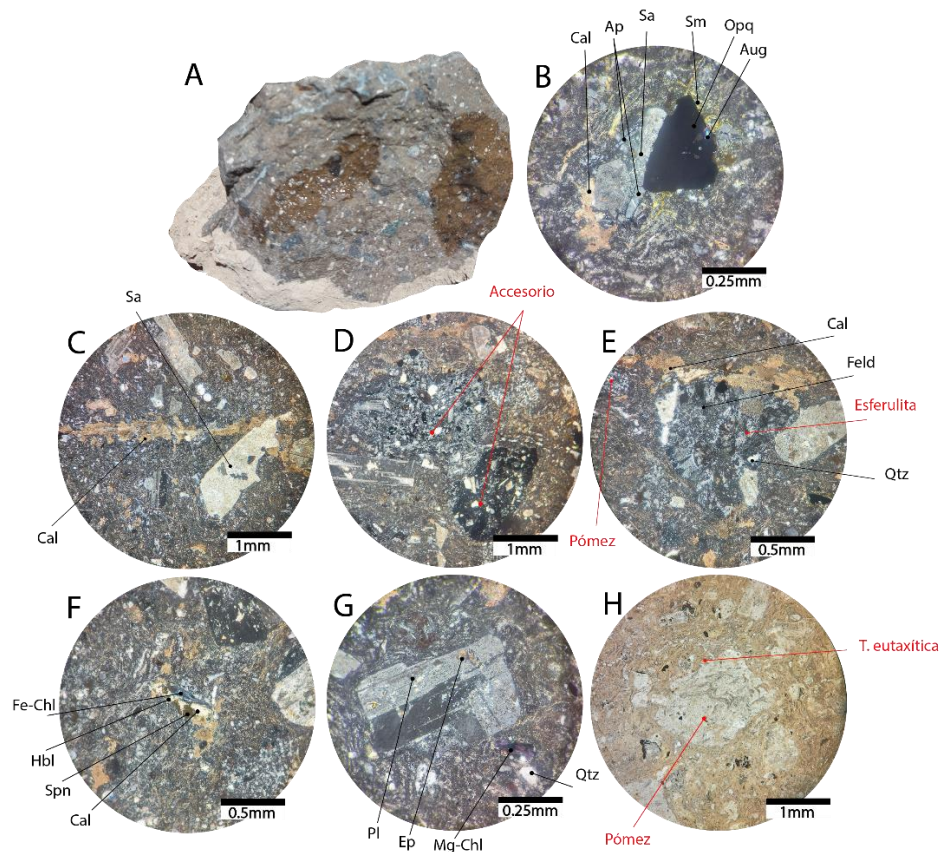


Figura 5.1.7: Petrografía de la muestra J2.4b. A) Muestra J2.4b. B) Cristal de sanidina y apatito en paragénesis. C) Sanidina con textura calavérica y vetilla de calcita. D) Accesorios compuestos por andesita y andesita porfídica. E) Esferulita con cristales radiales de feldespatos. F)

Pseudomorfo de hornblenda totalmente obliterado. G) Cristal de plagioclasa con textura simplectítica. Pseudomorfo de hornblenda alterado por clorita magnésica. H) Pómez y textura eutaxítica circundante.

Muestra J2.5a

En observación al microscopio (Figura 5.1.8) se presenta textura piroclástica, eutaxítica, textura amigdaloides, esferulítica, textura simplectítica y textura de embahiamiento en Qtz y Pl. Los rangos modales de la muestra se presentan de la siguiente manera:

Fragmentos mayores (30 % vol. total de la roca): La modalidad total de fragmentos mayores representa por fragmentos minerales (24 % vol.), fragmentos vítreos (38 % vol.) y fragmentos líticos (31 % vol.).

- i) Fragmentos minerales: Bt (5 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre los 0.2 a 0.6 mm. Pl (17 % vol.), de formas subhedrales a euhedrales, con tamaños entre 0.1 a 2.1 mm. Qtz (2 % vol.), de tamaños entre 0.1 a 0.3 mm.
- ii) Fragmentos vítreos: Fiammes (5 % vol.), de formas alargadas y fábrica anisótropa, de tamaños entre 0.1 a 4.3 mm. Pómez (16 % vol.), de formas ovaladas a fibrosas con fábrica anisótropa, de tamaños entre 0.3 y 4.4 mm. *Glass shards* (17 % vol.), con tamaños entre 0.1 a 0.3 mm.
- iii) Fragmentos líticos: Andesita (18 % vol.) con tamaños entre 1.1 a 1.9 mm. Toba de lapilli (20 % vol.), con tamaños aproximados de 2 cm.

Matriz (75% vol. total de la roca): matriz cinerítica compuesta material tamañoceniza y *glass shards*. La matriz se encuentra obliterada por arcillas, Sm, Zeo y Qtz.

Los cristales de Bt presenta textura coronítica y bordes de reabsorción circundados por óxidos de hierro. También es posible encontrar pseudomorfos de Bt totalmente obliterados por Chl, Spn y Cal (Figura 5.1.8 F). Los cristales de Pl presentan composiciones de An_{37-21} , exhibiendo maclas polisintéticas, alterados por Ser y Cal. Las pómez, de formas fibrosas, están desvitrificadas y reemplazadas por agregados microcristalinos de Cal, Ser, Qtz y Sm y feldespatos (Figura 5.1.8 B y D). Los *glass shards* presentan desvitrificación reemplazados por Zeo, Qtz, Cl, Sm y Cal. Los fiammes marcan tejidos eutaxíticos, los

cuales muestran textura esferulítica, con cristalitos de arcillas de formas esféricas y axiolíticas (Figura 5.1.8 C), además, se presentan parcial a totalmente obliterados por Zeo, Qtz, Cl, Sm y Cal. Se presentan cristales de Ms como alteración (Figura 5.1.8 E), con Spn en lámelas y Sm disseminada.

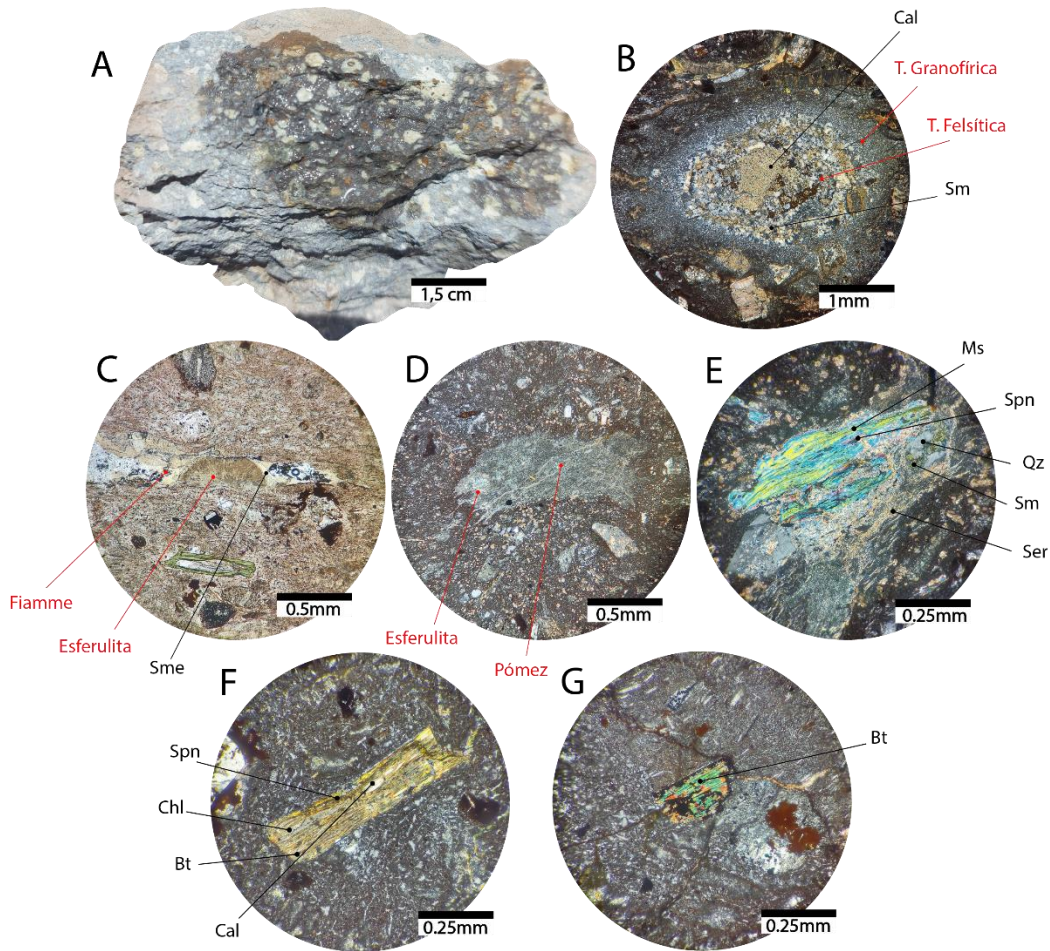


Figura 5.1.8: Petrografía de la muestra J2.5a. A) Muestra J2.5a. B) Pómez totalmente desvitrificada. C) Fiamme integrando una esferulita. D) Pómez fibrosa desvitrificada albergando una esferulita. E) Cristal de muscovita alterado por eseno en lámelas. F) Pseudomorfo de biotita totalmente obliterado. G) Cristal de biotita inalterado.

5.1.5 Unidad de tobas de lapilli vítrea masivas

Los afloramientos de esta unidad se muestran de colores blanco-grisáceo, mediana a altamente compactos, también dependiendo del grado de alteración. Se compone en gran proporción por tobas de lapilli vítrea masivas (mvLT) (Figura 5.1.9 A) con alternancias menores de brechas de toba lapillítica (BrLT) de 40 a 70 cm de espesor orientadas 55/40 (Figura 5.1.9 A). Además, en sectores más cercanos al borde norte de la caldera, se exhiben pipas de elutriación ricas en líticos y pobres en finos (l fpoor pip) sobreponiéndose perpendicular a las capas (Figura 5.1.9 D y E). Las tobas de lapilli vítrea masivas presentan componentes tamaño lapilli (25 %), bloque (5 %) y ceniza (70 %), matriz soportados, moderadamente seleccionados, subredondeados a subangulares y de mediana esfericidad. Las capas de brechas de toba lapillítica presentan componentes tamaño lapilli (30 %), bloque (40 %) y ceniza (30 %).

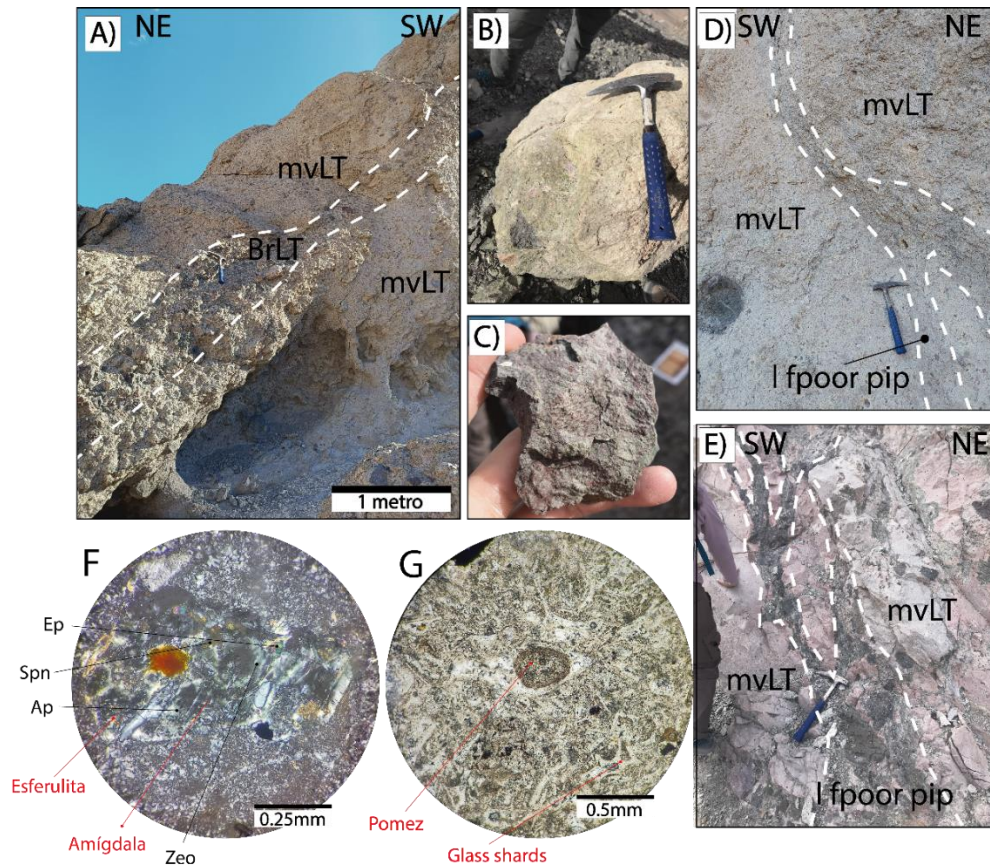


Figura 5.1.9: Afloramientos, muestras y texturas de la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas.

A) Afloramiento mostrando una capa alternante de brecha de toba lapillítica de un espesor de 70

cm sobre y por debajo de capas de tobas de lapilli vítreas masivas. B) Bomba de pómez alterada a epidota y arcillas. C) Muestra de mano de capas de tobas de lapilli vítrea exhibiendo textura esferulítica. D) Pipa de elutriación compuesta por material cinerítico cortando de manera perpendicular a estratificación. E) Pipas de elutriación cortando de manera perpendicular a estratificación. F) Amígdala rellena por un sector esferulítico compuesto de epidota y cristales autónomos de apatito, zeolitas, esfeno y pequeñas epidotas. G) Textura piroclástica compuesta por *glass shards* y pómez.

Muestra J3.5b

En observación microscópica se muestra textura piroclástica, textura de embahiamiento, textura esferulítica con arcillas cristalizando de manera radial, textura vesicular y amigdaloides, con Zeo, Qtz y arcillas relleno de espacios (Figura 5.1.9 F y G). Los rangos modales de la muestra se presentan de la siguiente manera:

Fragmentos mayores (25 % vol. total de la roca): La modalidad total de la roca se representa por fragmentos minerales (12 % vol.), fragmentos vítreos (70 % vol.) y fragmentos líticos (23 % vol.)

- i) Fragmentos minerales: Qtz (3 % vol.), de formas anhedrales, con tamaño de 0,7 mm. Bt (2 % vol.), de formas anhedrales a subhedrales, con tamaños aproximados de 0,3 mm. Sa (5 % vol.), de formas anhedrales a subhedrales, con tamaños entre 0,2 a 2,6 mm. An (8 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre 0,2 a 2,6 mm. Pl (14 % vol.), de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños de 0,2 a 0,9 mm.
- ii) Fragmentos vítreos: *Glass shard* del tipo *cusspate* y *platy shards* (53 % vol.), con tamaños relativos entre < 0,1 a 0,8 mm. Pómez (10 % vol.), con formas redondeadas a semiredondeadas, con tamaños variables desde 0,4 a 2,4 mm.
- iii) Fragmentos líticos: Andesita (5 % vol.), de formas redondeadas a subangulares elipsoidales, con tamaños de 1,5 a 5 mm de formas redondeadas a subangulares elipsoidales,

Matriz (75% vol. total de la roca): Compuesta por *glass shard* y material tamaño ceniza, la cual se observa en nicoles paralelos como agregados finos de aspecto terroso sucio a arcilloso.

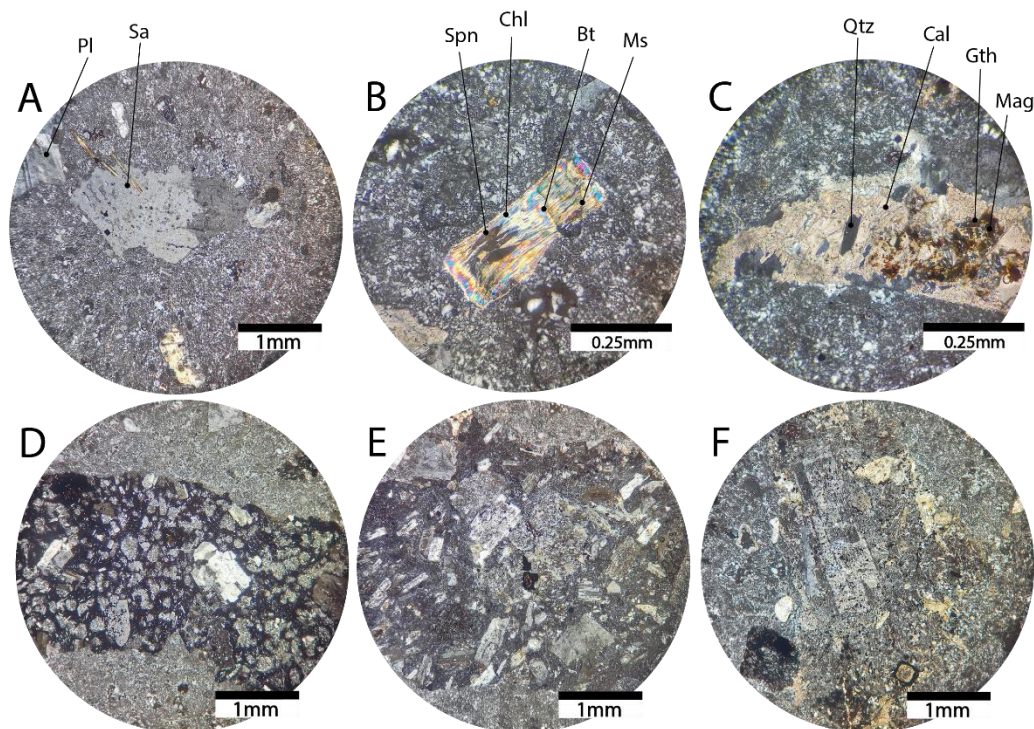


Figura 5.1.10: Petrografía de la unidad de tobas de lapilli vítrea masiva. A) Cristal de sanidina con macla simple, exhibiendo textura consertal con pequeños cristales pseudo vermiculares de cuarzo. B) Pseudomorfo de biotita, obliterada completamente a muscovita, clorita y esfeno predispuestos en lamelas del pseudomorfo cristalino. C) Mineralogía de alteración compuesta por calcita, cuarzo, magnetita y goethita. D), E) y F): Accesorios compuestos por líticos de andesita, presentando distintos grados de alteración y variando en composición esferulítica.

Los cristales de Bt se representan por pseudomorfos alterados a Chl y Spn (Figura 5.1.10 B). Los cristales de Sa presentan macla simple y son alterados a Ser y arcillas (Figura 5.1.10 A). Los cristales de An exhiben maclas polisintéticas, periclinas y de manera muy discreta en tartan, alterados a Ser y arcillas. Los cristales de Pl presentan composiciones de An_{32-5} , exhibiendo maclas polisintéticas, periclinas, algunos cristales con zonación normal continua e inversa, alteradas a Ser y Cal (Pl con mayor % An). Se exhibe que los *glass shards* se forman en contacto de burbujas. El contacto entre 2 burbujas forma *platy*

shards, así mismo el contacto con 3 burbujas originan *glass shards* tipo *cusspate*. Estos fragmentos vítreos se muestran de mejor manera a nicoles paralelos, puesto que, la gran mayoría estaría afectado por texturas de desvitrificación representadas por textura felsítica y granofírica, con un reemplazo de Qtz, k-feld, Zeo y arcillas. Los fragmentos líticos se componen por 3 tipos de andesita, exhibiendo textura vacuolar y amigdaloides, las cuales varían en porcentaje de masa fundamental, desde un 73 % vol. a 55 % vol., con tamaños variables de Pl, desde 0,1 a 1,1 mm (Figura 5.1.10 B).

5.1.6 Unidad de andesitas y cuarzolitas

Esta unidad corresponde a lavas que afloran primordialmente en la parte central y en una pequeña porción al suroeste del área de estudio, donde esta unidad se preserva de buena manera, observándose en terreno discretamente alterada a clorita, escasa epidota y en algunas pátinas con óxidos de hierro, específicamente hematita y goethita (Figura 5.1.11). Estos afloramientos se ven afectados por vetillas y en algunos sectores *stockwork* de calcita. Las litologías en terreno exhiben una alta a media-alta cohesividad.

Las litologías asociadas a esta unidad corresponden a:

- i) Lavas grisáceas-marrón claro de composiciones cuarzo-latíticas (Figura 5.1.11 B). En observación macroscópica presenta color mesocrático, grado de cristalinidad holocristalino e hipocristalino de grano medio. Sus formas cristalinas son de forma hipidiomórfica y estructura homogénea.
- ii) Lavas con coloraciones marrones-púrpuras de composiciones andesíticas (Figura 5.1.11 A). En observación macroscópica presenta color mesocrático, grado de cristalinidad hipocristalino de grano medio, textura porfídica. Sus formas cristalinas son de forma hipidiomórfica y estructura homogénea.

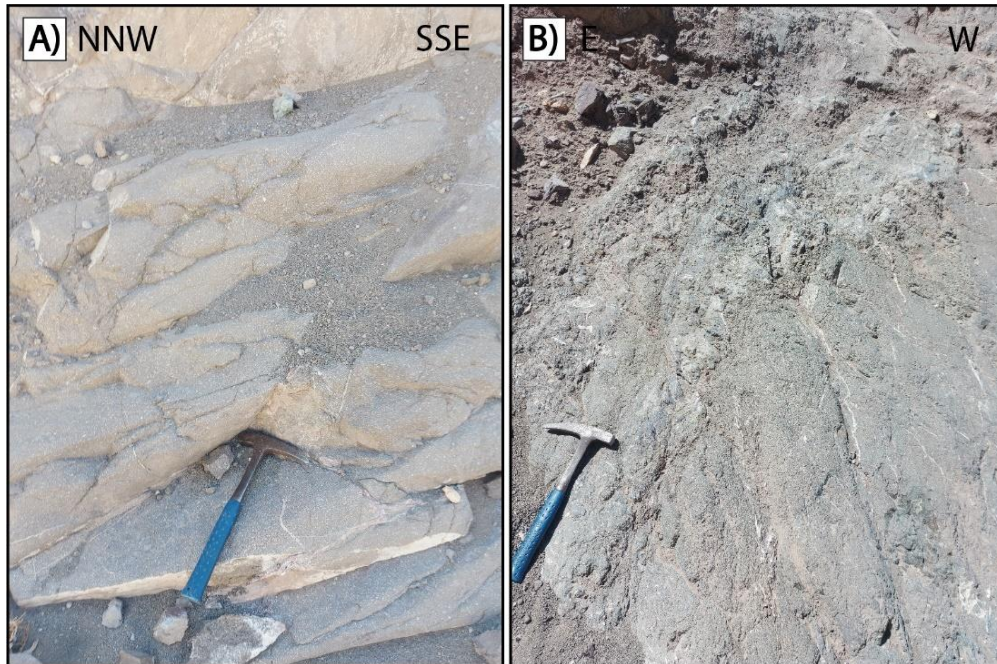


Figura 5.1.11: A) y B) Afloramiento de lavas marrón-púrpuras andesíticas. C) y D): Afloramiento de lavas grisácea-marrones cuarzo-latíticas.

Muestra J3.1b

Esta muestra representa a las lavas cuarzo-latíticas (Figura 5.1.12). En observación al microscopio óptico presenta textura calavérica en Aug y Pl (Figura 5.1.12 C), textura dimensional seriada, textura glomeroporfídica, textura intersertal y textura de inclusión. Está compuesta por:

- i) Fenocristales (50% vol. total de la roca): Pl (50 % vol.), de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños entre 0,1 a 4,5 mm. An (2 % vol.), de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños de 0,2 a 0,7 mm. Aug (15 % vol.) de formas subhedrales a euhedrales, con tamaños de 0,2 a 1,2 mm. Di (10 a 15 % vol.), de formas euhedrales a subhedrales de tamaños 0,15 a 1,3 mm. En (13 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños de 0,2 a 1,1 mm. Bt (1 % vol.), de formas anhedrales, con tamaño de 1 mm. Qtz (3 % vol.) de tamaños 0,1 a 0,3 mm. Ap (1 % vol.), de formas euhedrales, con tamaños entre 0,1 a 0,6 mm.

- ii) Masa fundamental (50% vol. total de la roca): Compuesta por una masa vítrea amorfa (40% vol.) y microlitos de Pl, k-feld, Qtz y Op (60% vol.). Además, se presentan agregados criptocristalinos. La mesostasis está alterada a Sm, arcillas, Cal, y la masa vítrea está alterada primordialmente a Hem y arcillas.

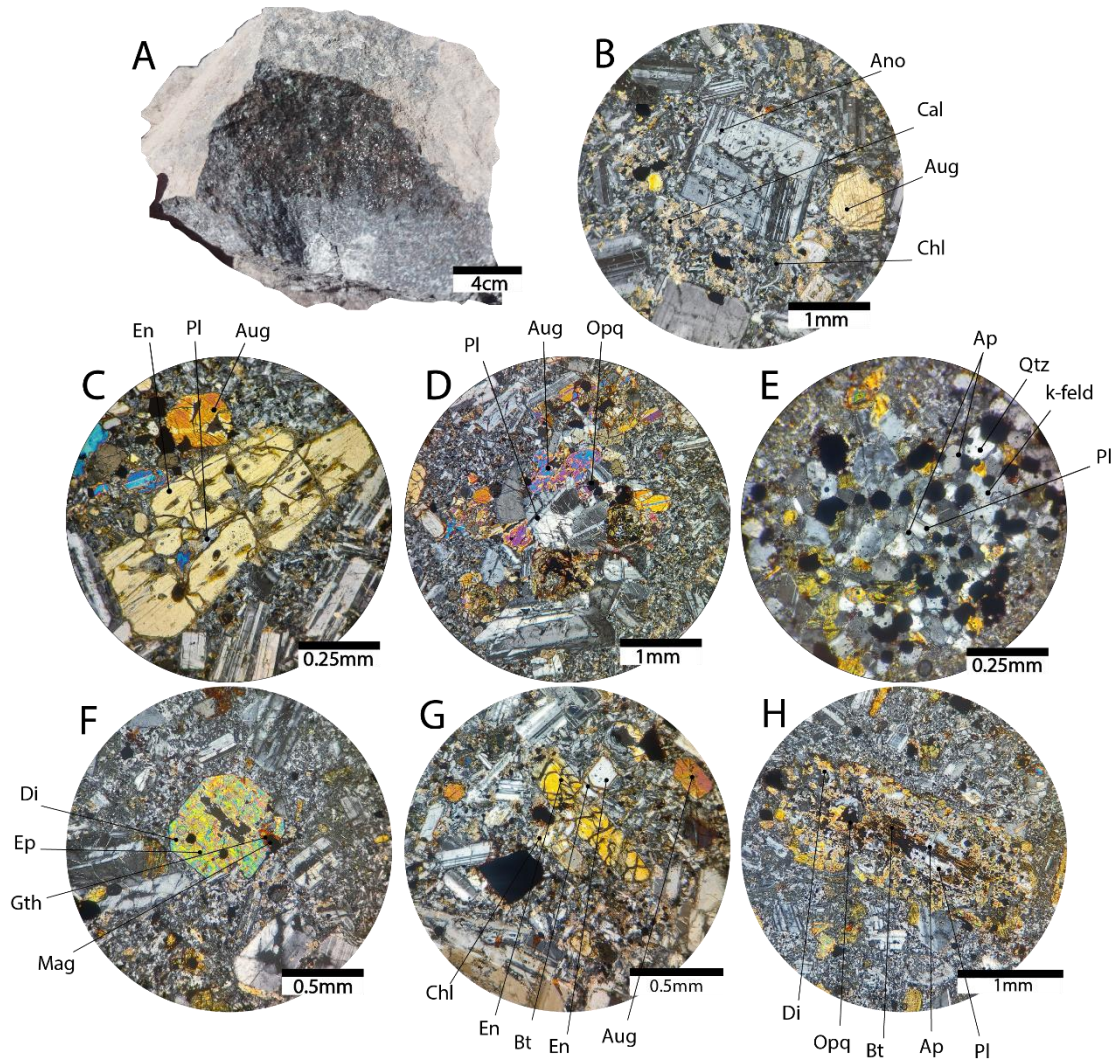


Figura 5.1.12: Petrografía de cuarzolíticas. A) Muestra de mano de cuarzolita. B) Anortoclasa alterada a sericita. Calcita alterando la mesostasis microlítica. C) Textura calavérica e intersertal en enstatita con parte de mesostasis microlítica entre espacios de enstatita. D) Textura glomeroporfídica aglomerando cristales de plagioclasas, augita y opacos. E) Textura glomeroporfídica aglomerando cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas, diópsido y apatito. F) Diópsido en sección basal obliterado completamente a epidota y a parches de goethita. G) Crecimiento intercrystalino de 2 cristales de enstatita, obliterados a clorita y biotita en

microfracturas. H) Masa glomeroporfídica compuesta por un centro de biotita y pequeños cristales de apatito, bordeado por microlitos de plagioclasas y en sectores más periféricos se presentan pequeños cristales de opacos y diópsido alterado a esmectitas.

Los cristales de Pl presentan un rango composicional de An_{62-30} , sus cristales se representan con zonación inversa oscilatoria, zonación múltiple regular, zonación normal continua, maclas polisintéticas, periclina y simple. Las Pl con mayor % An presentan textura calavérica con golfos rellenos por mesostasis vítrea y microlítica. Algunos cristales presentan textura de inclusión con pequeños cristales de apatito inmersos. Algunos cristales de Pl presentan microvetillas rellenas por sericita y arcillas. Los cristales de An presentan macla polisintética y macla tartán de manera muy discreta, alterada principalmente por sericita y arcillas (Figura 5.1.12 B). Los cristales de Aug se exhiben con macla lamelar simple, macla simple, textura coronítica y bordes de reacción obliterados por goethita y hematita, además, algunos cristales presentan textura calavérica, con golfos rellenos por la mesostasis vítrea y microlítica. La mayor parte de cristales de Di se encuentran alterados por esmectitas y epidota (Figura 5.1.12 F). Algunos cristales de En presentan textura calavérica y son alterados a través de microfracturas por biotita y clorita. Se encontró un solo cristal de Bt, el cual se encuentra en paragénesis en un glomeropórfido de plagioclasas, apatito, opacos diseminados en forma vermicular, circundado por cristales de augitas alteradas a esmectitas (Figura 5.1.12 H). Los cristales de Qtz se encuentran como fenocristales en glomeropórfidos (Figura 5.1.12 E). Los cristales de Ap se exhiben inmersos en escasas Pl.

Muestras J2.2 y J2.7

Estas muestras representan a las lavas andesíticas. Presentan textura porfídica con 3 tamaños relativos de cristales. Textura glomeroporfídica, englobando cristales de Pl, Aug, En y Op. Textura vacuolar, amigdaloides y esferulítica, siendo estos espacios rellenos por Sm, Zeo y Cal (Figura 5.1.13 E y F). Textura intergranular, de inclusión e intersertal, con oikocristales de Aug de grano fino predispuestos dentro y entre chadacristales de Pl prismáticos (Figura 5.1.13 D).

Está compuesta por:

- i) Fenocristales (50% vol. total de la roca): Pl (55 % vol.) de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños entre 0.1 mm a 2.5 mm. Aug (25 % vol.) de formas subhedrales, con tamaños entre los 0.2 mm a 1 mm. En (3 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños aproximados de 0.7 mm. Ap (2 % vol.), de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños aproximados de 0.9. Op (15 % vol.) de formas anhedrales.
- ii) Masa fundamental (50% vol. total de la roca): La mesostasis se compone esencialmente por microlitos de Pl (30 % vol.), pequeños cristales Op (10 % vol.) y una masa vítrea amorfa (60% vol.) en gran parte alterada a Hem y arcillas.

Los cristales de Pl presentan un rango composicional de An_{66-22} , sus cristales se representan con zonación inversa oscilatoria, zonación múltiple regular, zonación normal continua, maclas polisintética y simple. Se encuentran alteradas a Sm, Zeo, Ser y arcillas. Los cristales de Pl con más contenido en % An presentan mayor alteración. Los cristales de Aug se exhiben con macla lamelar simple, macla simple (Figura 5.1.13 C), textura coronítica y bordes de reacción compuestos por óxidos de hierro, además algunos de sus cristales presentan textura calavérica, con golfos rellenados por la mesostasis. Los cristales de En se muestran con textura calavérica y bordes coroníticos de óxidos de hierro. Muchos de los Op se exhiben con textura vermicular, además, algunos cristales exhiben bordes de goetita y hematita. Pocos cristales muestran formas cúbicas.

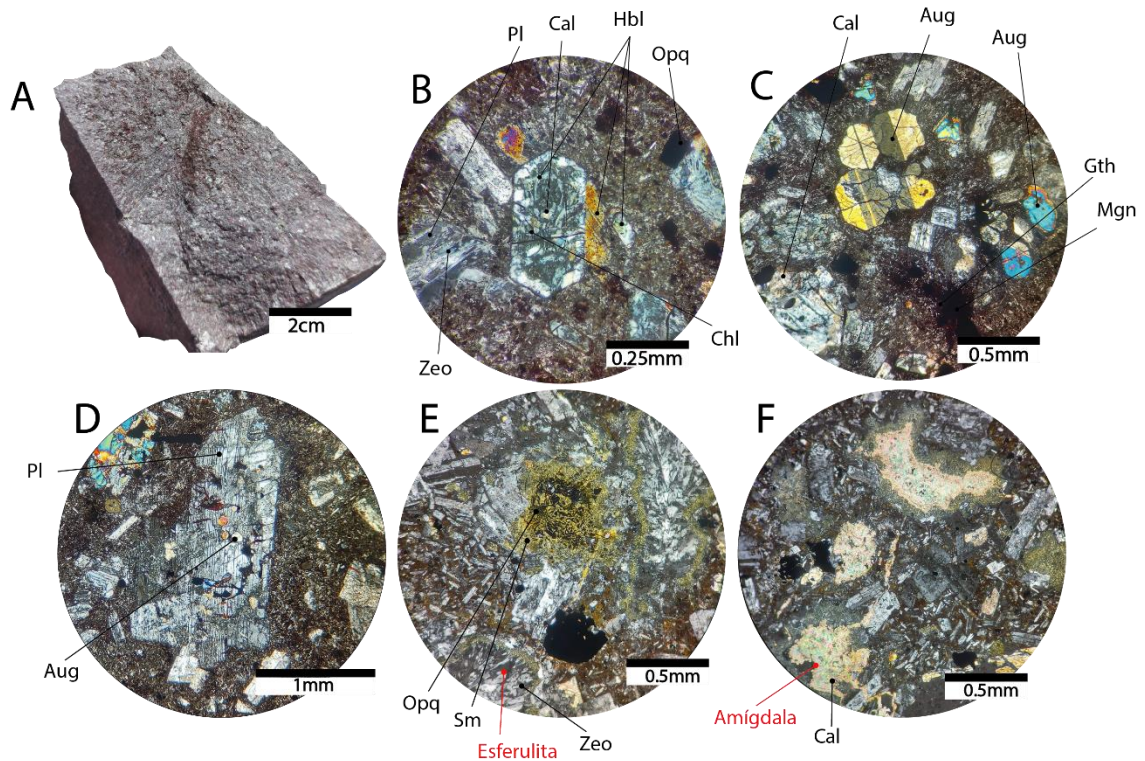


Figura 5.1.13: Petrografía de Andesitas. A) Muestra de mano de andesita. B) Pseudomorfos en sección basal de hornblenda obliterada casi completamente por clorita. Plagioclasas alteradas parcialmente a zeolitas y arcillas. C) Augita con macla lamelar simple. D) Textura intersertal y calavérica en plagioclasas, además presenta textura poiquilítica con oikocrystal de plagioclase albergando pequeños chadacrystal de augita. E) Textura vermicular en magnetita sobre esmectitas. Textura esferulítica con zeolitas radiales y coronas de esmectitas. F) Textura amigdaloides con calcita y corona de esmectitas relleno de espacios porosos.

5.1.7 Dique microdiorítico

Diques de mediana potencia y tamaño, los grosores van desde los 2 a 3 m. Estos afloramientos de diques se muestran en el sector NNE y parte central del área de estudio. El dique ubicado en la parte central de la caldera presenta mediana cohesividad, con colores grisáceos a verdosos, de aspecto bastante deleznable debido a la alteración a clorita y arcillas que estos presentan. Los demás diques encontrados se presentan en afloramientos bastante cohesivos y compactos, mejor registrados cortando capas de tobas de lapilli vítrea. Se exhibe un grado de cristalinidad holocristalino, la forma de sus cristales

es de forma hipidiomorfa, el tamaño cristalino es de grano medio (1 a 5 mm), presenta estructura homogénea, presentando textura porfídica con 2 fases minerales.

Muestra J-2.1c

En observación al microscopio se exhibe textura glomeroporfídica englobando cristales de feldespatos, piroxenos y Ap. También presenta textura intergranular con plagioclasas englobando Qtz y piroxeno, textura simplectítica, con minerales opacos cristalizando con formas vermiculares, textura consertal en Qtz y textura traquítica discreta (Figura 5.1.14 C y D).

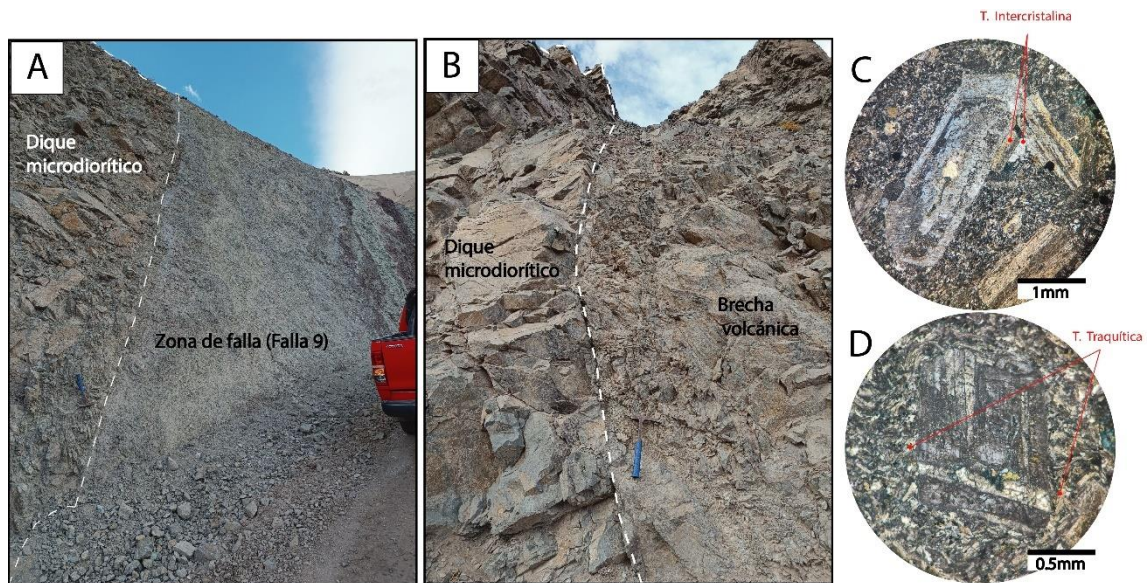


Figura 5.1.14: Afloramientos y texturas de unidad de diques. A) Dique microdiorítico intruyendo de forma paralela a falla 9. B) Dique microdiorítico intruyendo capas de brechas volcánicas. C) Textura glomeroporfídica e intercristalina con cristales de plagioclasas y cuarzo intercreciendo entre fenocristales de plagioclasas de mayor tamaño. D) Textura traquítica, donde se observan microlitos de plagioclasas alineadas bordeando fenocristal de anortoclasa.

La roca presenta distintos tipos de fragmentos cristalinicos, con 2 familias de tamaños. La primera familia, se incluyen microlitos de plagioclasas, cuarzo y minerales opacos, con tamaños relativos entre 0,03 a 0,07 mm. Dentro de los fragmentos se incluyen: Pl (53 %

vol.), de formas euhedrales a subhedrales, con tamaños relativos entre 0,25 a 4,1 mm. Hbl (5 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre 0,3 a 2,6 mm. Di (10 % vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre 0,3 a 1,6 mm. An (3 % vol.), de formas euhedrales, con tamaños entre 0,3 a 1,1 mm. Sa (4 % vol.), de formas euhedrales, con tamaños entre 0,2 a 4,1 mm. Op (6 % vol.), de formas subhedrales a anhedrales, con tamaños entre 0,1 a 1,1 mm. Qtz (10 % vol.), de formas anhedrales, con tamaños entre 0,1 a 0,6 mm. Ap (5 % vol.), de formas euhedrales.

Los cristales de Pl exhiben zonación múltiple regular, zonación normal continua y zonación en peldaños. Presentan macla polisintética, simple y periclina. Las Pl zonadas exhiben centros anortosíticos y márgenes más albiticos. Muchos de sus cristales se encuentran alterados a Ser, Cal, arcillas y Epi. Los cristales de Hbl se exhiben como pseudomorfo totalmente obliterados por Chl, Spn y Cal en el centro (Figura 5.1.15 D). Los cristales de Di presentan macla lamelar simple y macla simple. La mayor parte de sus cristales presentan alto grado de fracturamiento alterados a arcillas grisáceas. Por lo general se les puede encontrar cristalizando junto con minerales opacos y Ap, y alterados a minerales calcosódicos como Cal, Chl, Mag, Epi y Spn. Los cristales de An exhiben maclas polisintéticas y tartán de forma discreta, alterada a Ser y arcillas. Los cristales de Sa cristalizan con macla simple, alterada a Ser y arcillas. Los cristales Op exhiben bordes de reabsorción y textura coronítica, con halos de Hem. Es común observar estos minerales cristalizando junto a Aug y Ap, bordeados por alteración calcosódica compuesta por arcillas, Chl, Cal y Epi. Algunos cristales presentan hábitos cúbicos. Los cristales de Qtz muestran textura consertal interdigitando cristales de feldespatos. Los cristales de Ap se asocian con minerales ferromagnesianos y calcosódicos (Figura 5.1.15 C y D)

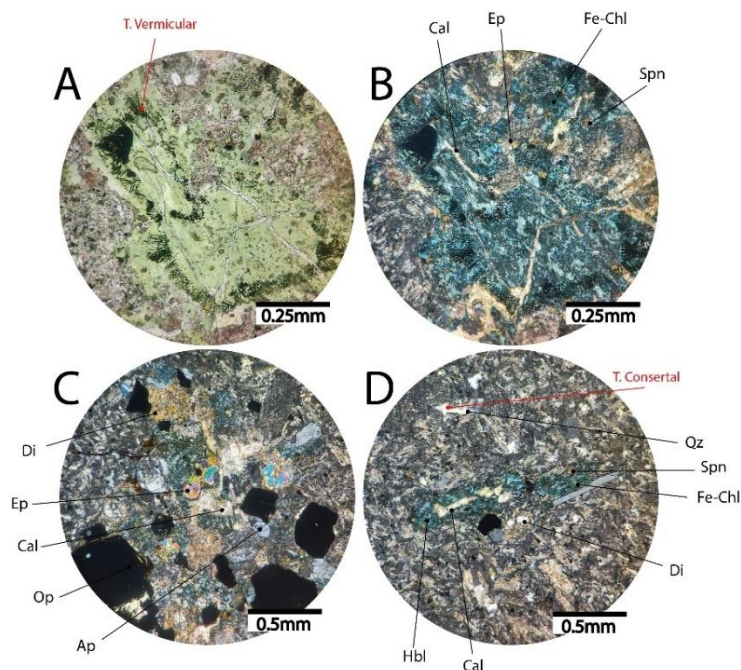


Figura 5.1.15: Petrografía de unidad de diques. A) Observación en nicoles de textura simplectítica con pequeñas vermiculas de magnetita sobre clorita férrica. B) Observación en luz polarizada plana exhibiendo parches de alteración de clorita férrica, junto con calcita en vetillas y diseminada, también se observa epidota y esfeno diseminado. C) Textura glomeroporfídica englobando cristales de opacos, apatito y diópsido. Como minerales de alteración se encuentran epidota, calcita y clorita férrica, los cuales afectan a diópsido y parte de la mesostasis en forma de parches. D) Apatito alargados y pseudomorfo de hornblenda totalmente obliterado a calcita, esfeno y clorita férrica. También se aprecia cuarzo con textura consertal.

5.2 Geología estructural

El levantamiento estructural llevado a cabo, se elaboró en el sector norte, este y noreste del área de estudio, donde se identificaron 17 fallas (ver tabla 9 en anexos), dentro de las cuales se destacan 7 fallas de primer orden, comprendiendo un mayor grado de alteración, potencia, relleno y longitud (son apreciables en vista satelital), y 10 fallas de segundo orden, que vendrían siendo estructuras de menor escala, comprendiendo espesores menores (son apreciables a pequeña escala) (Figura 5.2.1).

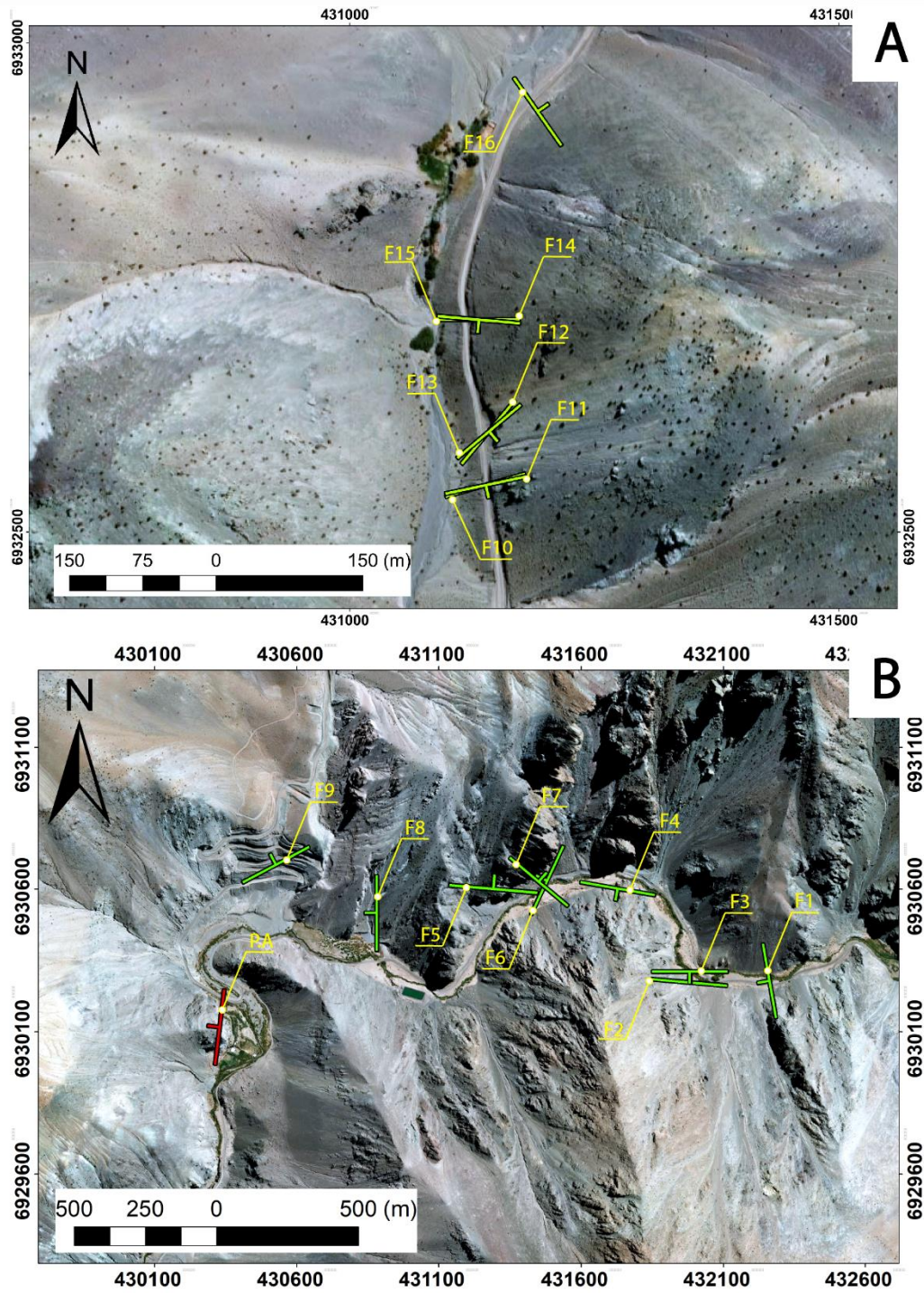


Figura 5.2.1: Fallas (en verde) y pliegue sinclinal inclinado (en rojo), enumeradas distribuidas en el área de estudio.

A partir de los datos estructurales procesados en el software Dips 7.0, se visualizaron una gran diversidad de datos estructurales (Figura 5.2.2), en este sentido, se encontraron 8 sets estructurales principales, los cuales se representan por sus planos promedios de fallas (en rojo, Figura 5.2.2), y el plano axial de un pliegue. Estos sets estructurales se describen y enumeran como: set 1: 275/88, set 2: 31/73, set 3: 183/43, set 4: 170/75, set 5: 205/60, set 6: 84/42, set 7: 45/23, set 8: 242/70 (los datos en este capítulo se presentan en un formato “right hand”).

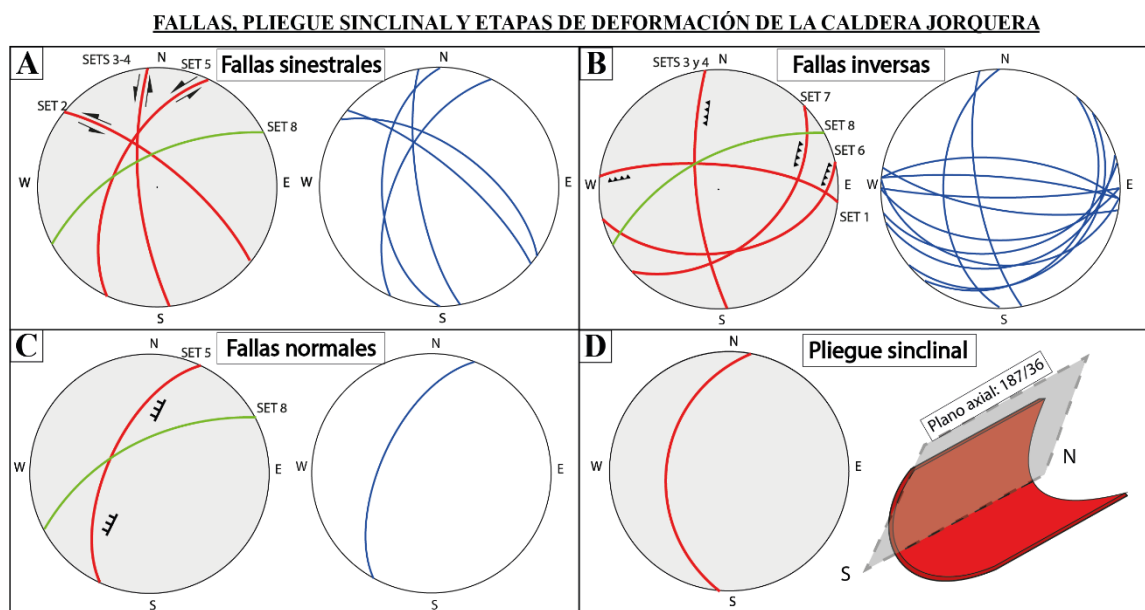


Figura 5.2.2: Fallas y pliegue sinclinal de la caldera Jorquera. Los planos en rojo representan fallas con cinemática. El plano verde representa zona de alteración sin cinemática del set 8. A) Fallas sinestrales. B) Fallas inversas. C) Fallas normales. D) Plano axial del pliegue sinclinal.

5.2.1 Teledetección de Fallas y Lineamientos

Las fallas de primer orden comprenden las fallas F1, F2, F3, F4, F5, F7 y F9, las cuales son distinguibles en vista satelital con un *emboss filter* (ver página 37). Además, es posible distinguir lineamientos controlados por estas estructuras. Las fallas y lineamientos analizados (Figura 5.2.2), exhiben relaciones de corte según su predisposición y orden de temporalidad (de más antiguo a más nuevo), como se muestra a continuación:

- i) Set 4, demarcado con líneas segmentadas rojas, donde se exhiben las fallas F1 (Figura 5.2.2 C), F8 (Figura 5.2.2 B) y lineamientos ~NNW. En la parte superior de la Figura 5.2.2 A, se observa que las estructuras del set 5 se superponen al set 4, exhibiendo cortes y saltos en la continuidad de sus estructuras. En la parte inferior izquierda se observa que la falla F8 pierde continuidad debido a la superposición de una estructura del set 5.
- ii) Set 5, demarcado con líneas segmentadas verdes, el cual es representado por la falla F6 (Figura 5.2.2 A) y lineamientos ~NNE. Se distingue de manera discreta una superposición de las estructuras de los sets 6 y 1 sobre las estructuras del set 5 (Figura 5.2.2 A), no obstante, en algunos sectores es difícil distinguir debido a la cubierta erosiva que afectan a los afloramientos. Cabe destacar que, en terreno, las fallas F4 y F5 se superponen a la falla F6 (ver página 66).
- iii) Sets 6 y 1, demarcados con líneas segmentadas azules, los cuales se representan por las fallas F2, F3 (Figura 5.2.2 C) y fallas F4, F5 (Figura 5.2.2 A). Se distingue gran cantidad, predominancia y superposición de lineamientos con rumbos ~ENE y ~WNW sobre los demás sets previamente descritos.

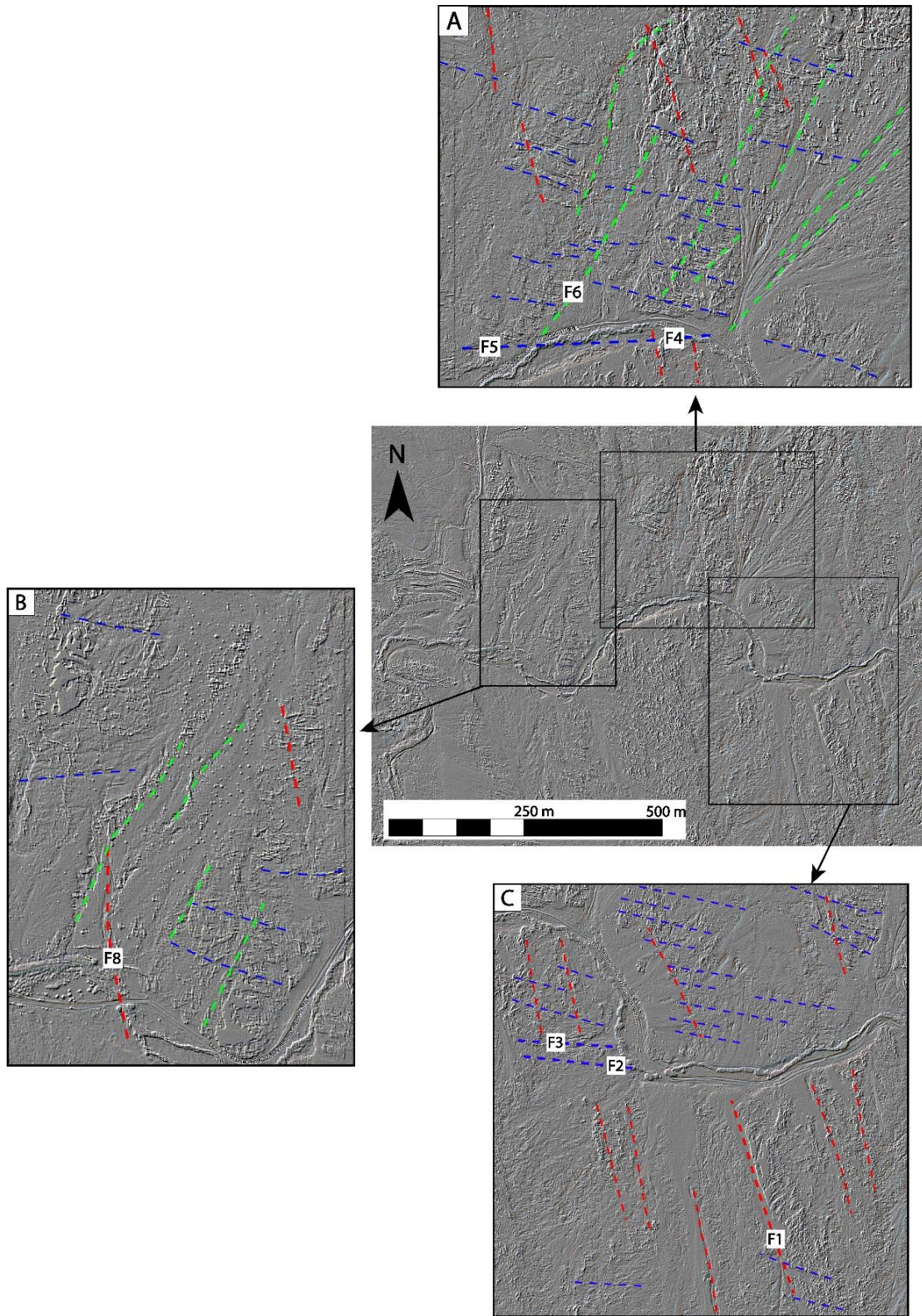


Figura 5.2.3: Fallas y lineamientos en imagen satelital con *emboss filter*. A) Lineamientos y fallas F4, F5 y F6. B) Lineamientos y falla F8. C) Lineamiento y fallas F1, F2 y F3.

5.2.2 Estructuras NNW – NNE

Dentro de estas estructuras, se encuentran los sets 3, 4 y 5. Los sets 3 y 4 se representan por fallas de 1er orden con una cinemática sinistral-inversa y el set 5 se representa por una falla de 1er orden con una cinemática sinistral-normal.

En la falla F8 del set 3 se distingue de buena manera un plano de falla con orientación 180/50 y estrías de falla con un *trend/plunge* de 193/15 sobre la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas (Figura 5.2.4.1 A y B). Esta falla posee una zona de falla de 10 cm, escasa salbanda y escaso relleno de calcita. El set 5 representado por la falla F6 exhibe una zona de falla de 1,5 m, de orientación 205/60, presentando roca de falla compuesta de salbanda y rellenos de calcita en vetillas, pirolusita dendrítica en parches muy escasas, hematita, jarosita leve en pátinas y alteración discreta de clorita diseminada (Figura 5.2.4.2 C). Además, se presentan estrías de falla con orientaciones *trend/plunge* de 304/56 y 255/55 sobre fibras minerales compuestas de calcita, exhibiendo una cinemática del tipo sinistral-normal (Figura 5.2.4.2 B).

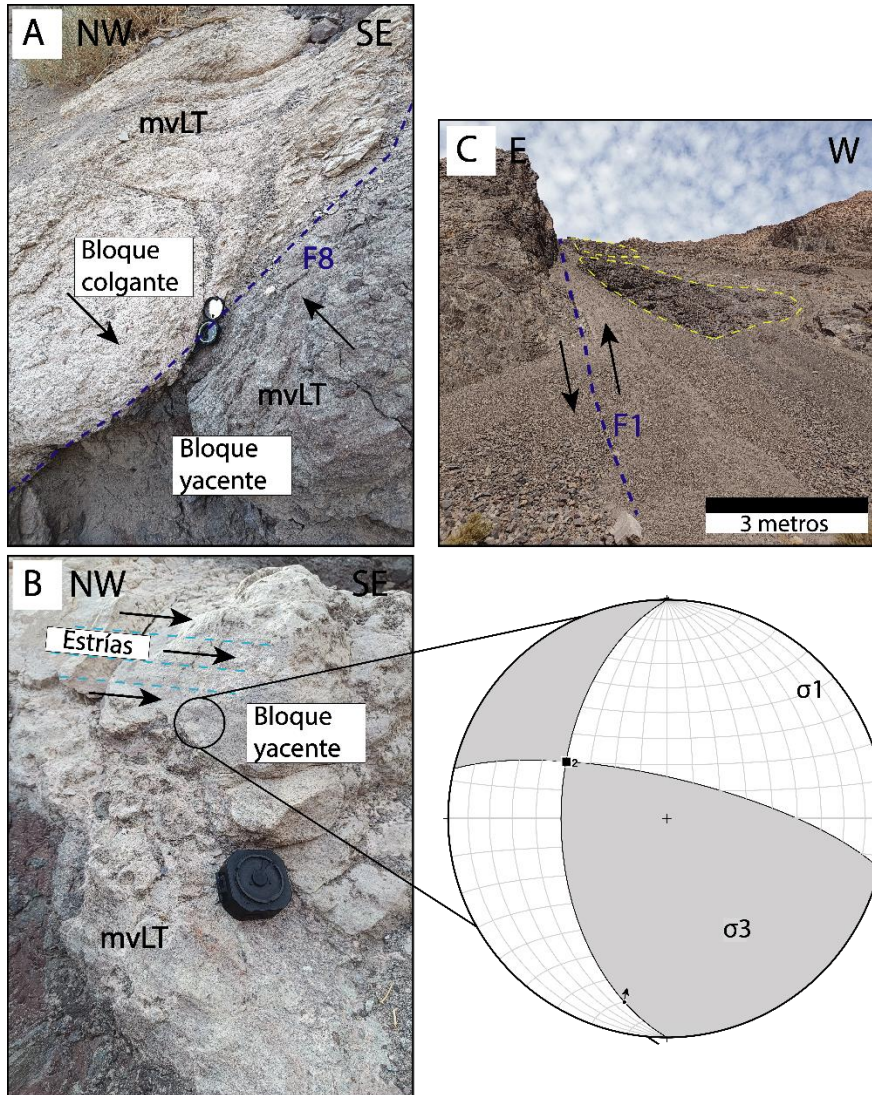


Figura 5.2.4.1: Estructuras NNW-NNE. A) Falla F8 sinistral inversa cortando unidad de tobas de lapilli vítrea masivas. B) Estrías de falla con representación de bloque colgante sobre bloque yacente, representando un diagrama de diedros. C) Falla F1 con sigmoides de características inversas.

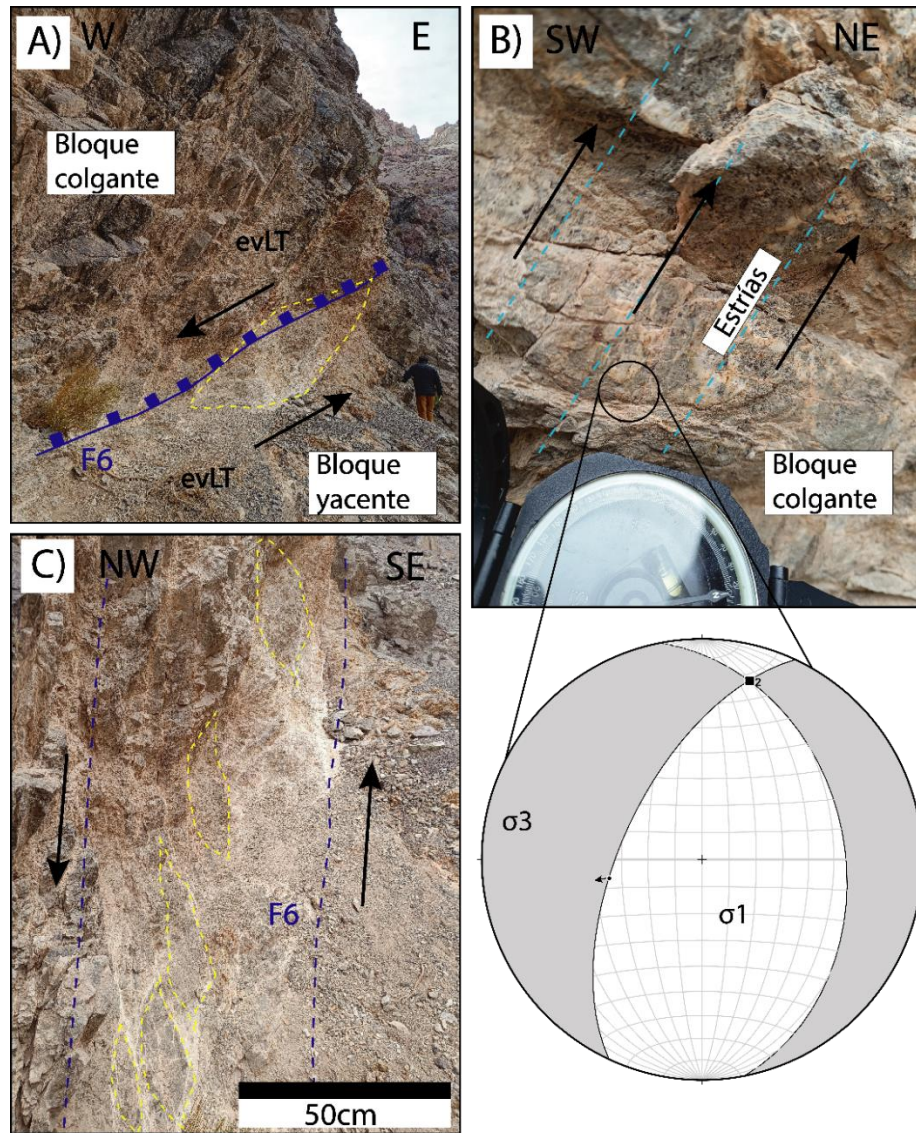


Figura 5.2.4.2: Falla F6. A) y C) se presenta falla F6 vista de distintas perspectivas, exhibiendo estructuras sigmoidales de características sinestrales. B) Estrías de falla donde se muestra el movimiento del bloque yacente representado por las flechas hacia arriba, indicando una cinemática normal.

5.2.3 Estructuras EW

Incluidas en estas estructuras, se presentan los sets 1 y 6 (Figura 5.2.4), exhibiendo rumbos preferenciales ENE y WNW. El set 1 se compone de 4 fallas principales de primer orden,

mostrando cinemáticas inversas y el set 6 se representan por 4 fallas de segundo orden exhibiendo cinemáticas inversas.

Las fallas del set 1 muestran en terreno zonas de falla de 70 cm a 1 m, exhibiendo manchones de hematita y goethita, con escasas vetillas de calcita y clorita diseminada, además, estas fallas muestran estructuras sigmoidales, lo que indicaría una cinemática inversa (Figura 5.2.5 B, D y E). Las fallas del set 6 se emplazan junto a diques microdioríticos escasos, además muestran zonas de falla de 10 a 15 cm, también exhiben estructuras sigmoidales que reflejarían cinemática inversa, con roca de falla compuesta por salbanda, rellenos de jarosita, hematita en pátinas, epidota en halos de forma diseminada de manera muy discreta, y calcita en vetillas circundantes (Figura 5.2.5 A y C).

Se observa en terreno que la falla F4 continúa y se propaga hacia el Oeste, proyectándose al otro extremo lateral de la quebrada en la falla F5 (Figura 5.2.5 B y D). Se exhibe que estas dos estructuras interrumpen la continuidad de la falla F6.

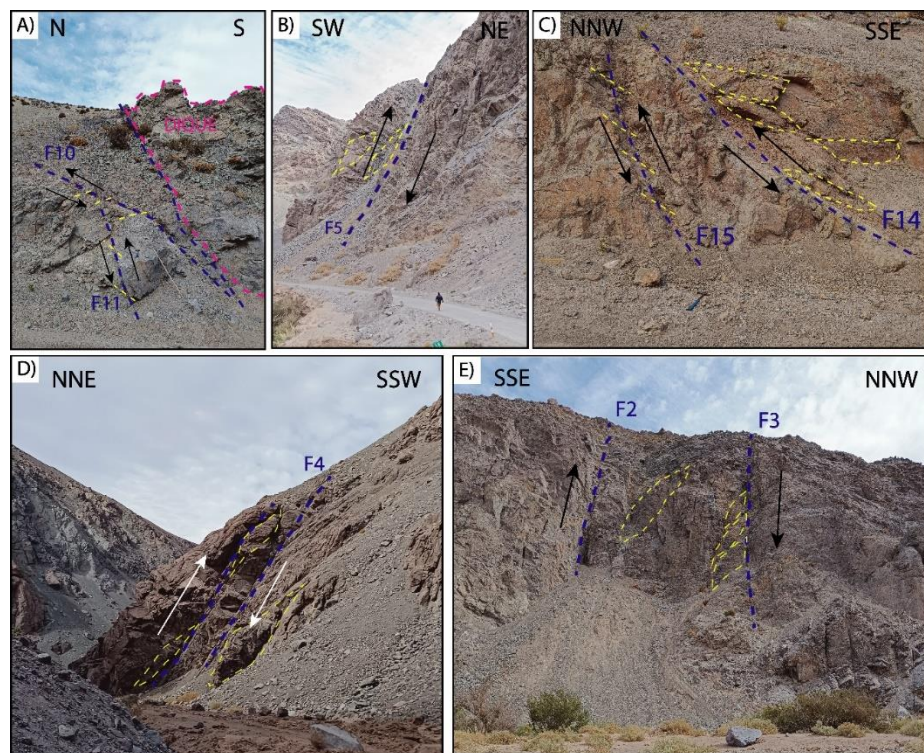


Figura 5.2.5: Estructuras EW. Todas ellas presentan estructuras sigmoidales de características inversas representadas por las líneas segmentadas amarillas. A) Fallas F10 y F11 de segundo

orden, mostrando la intrusión de un dique. B) Falla F5 de primer orden. C) Fallas F14 y F15 de segundo orden. D) Falla F4 de primer orden. E) Fallas F2 y F3 de primer orden.

5.2.4 Estructuras NE

Dentro de las estructuras NE se incluyen los sets 7 y 8 (Figura 5.2.5). El set 8 una única estructura representada por la falla F9, que para este caso de estudio se exhibe y se representa como una gran zona de alteración. El set 7 está conformado por 2 fallas de 2do orden de cinemáticas inversas.

La zona de alteración representada por el set 8 corta la unidad de tobas de lapilli masivas con una de actitud 242/70, presenta un espesor de 8 m, exhibe material triturado de la roca de caja afectada (tobas de lapilli vítrea masiva) y clastos de andesita, además, la zona de alteración que presenta contiene alteración argílica con modos de ocurrencia intensa, clorita moderada de forma masiva y diseminada, epidota moderada a discreta diseminada y calcita moderada en vetillas y diseminada. Circundante a esta zona de alteración, se exhibe un dique con una actitud de N58E/53NW (Figura 5.2.6 B).

Las fallas del set 7 presentan una zona de falla de 8 a 15 cm compuesta por salbanda en baja cantidad, rellenos de epidota con modos de ocurrencia diseminados, calcita en vetillas discretas y hematita en pátinas (Figura 5.2.6 D).

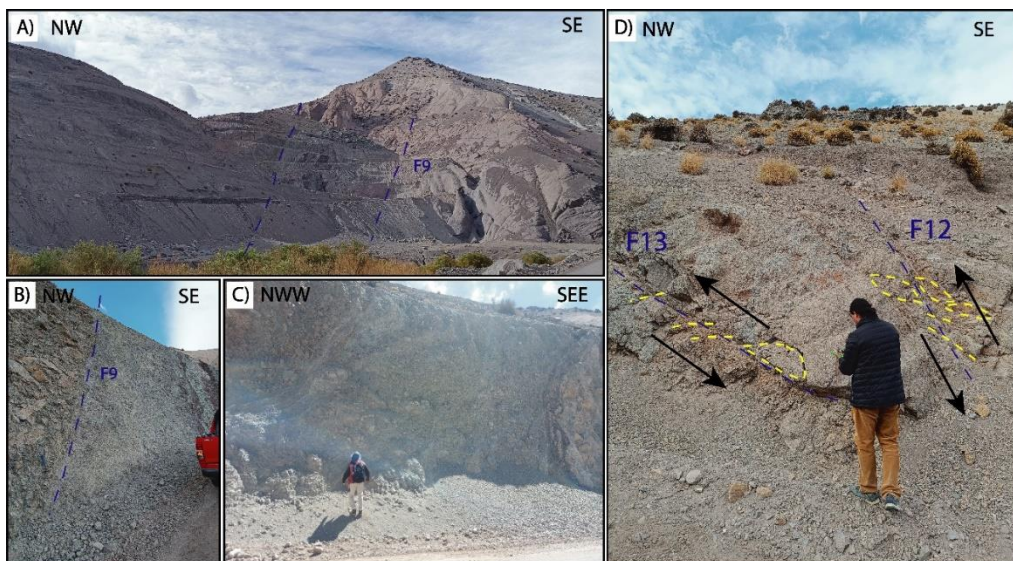


Figura 5.2.6: Estructuras NE. A), B) y C) Falla F9 exhibiendo una gran zona de falla y alteración. D) Fallas F12 y F13, presentando estructuras sigmoidales con características inversas.

5.2.5 Estructuras NW

Estas estructuras se representan por el set 2 (Figura 5.2.6), exhibiendo fallas de 2do orden, con una zona de falla 1 a 5 cm, en menor medida presentando roca de falla compuesta por salbanda, y rellenas por epidota diseminada, vetillas de calcita, jarosita y hematita en pátinas. En terreno, los indicadores cinemáticos de estas fallas se exhiben con estructuras tipo cola de caballo rellenas por calcita mostrando una cinemática sinistral. En el sector norte del área de estudio, representada por la Falla F16, se exhiben sigmoides mostrando una consistente cinemática sinistral.

Es posible distinguir una interrupción en la continuidad de la falla F7, debido a que la falla F8 (set 5) se sobrepone en esta.

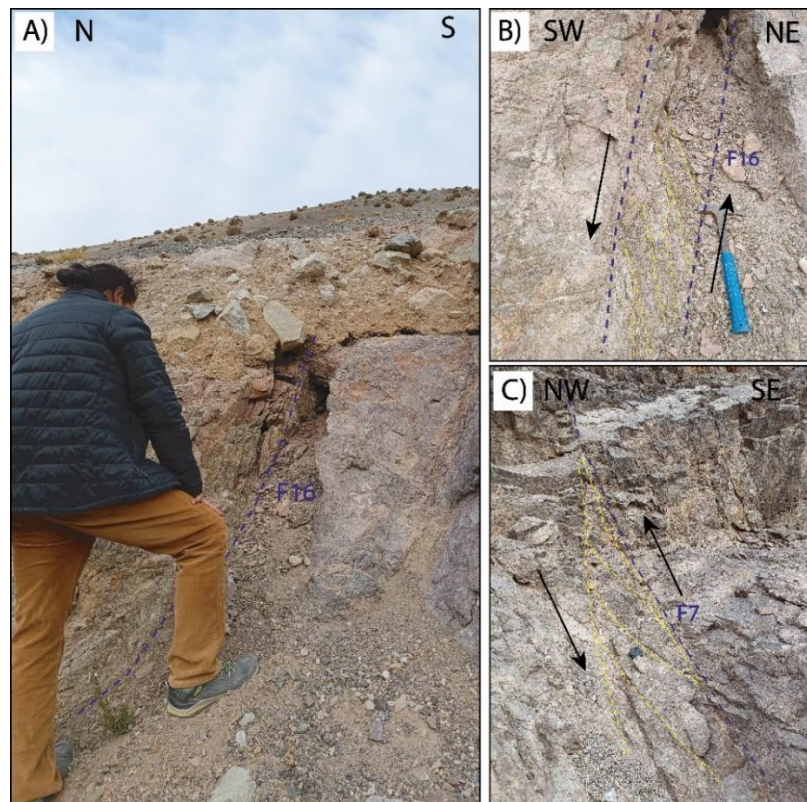


Figura 5.2.7: Estructuras NW. A) y B): Falla F16 mostrando estructuras sigmoidales reflejando una cinemática sinistral. C) Falla F7 tipo cola de caballo mostrando cinemática sinistral.

5.2.6 Pliegue sinclinal inclinado

En el sector centro norte del área de estudio, aflora un pliegue sinclinal inclinado, en cuyo núcleo aflora la unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas, y hacia sus flancos, aflora la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas con buzamientos más verticales (Figura 5.2.8). Este pliegue posee vergencia al este, el cual presenta un plano axial de $\sim 187/36$ y un leve buzamiento hacia el sur con un eje axial de $\sim 185/21$.

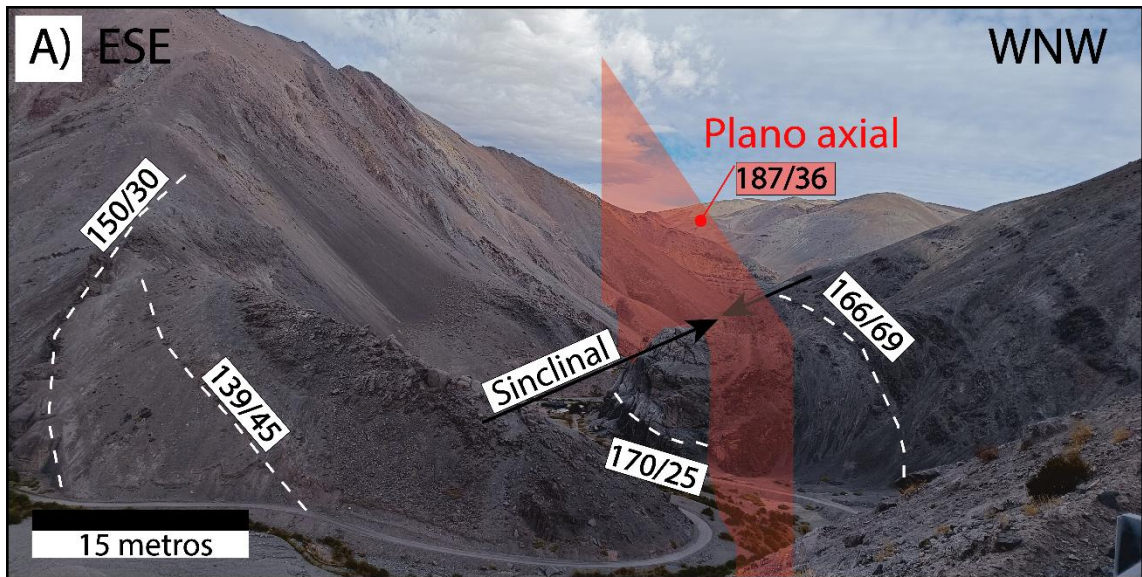


Figura 5.2.8: Pliegue sinclinal inclinado, exhibiendo plano axial (plano rojo) y capas con sus orientaciones (líneas segmentadas blancas).

Capítulo 6: DISCUSIONES

6.1 Facies de la caldera Jorquera

6.1.1 Facies precolapso

El basamento de la caldera Jorquera se compone de base a techo por el plutón Montosa y las formaciones La Ternera, Lautaro, Lagunilla, Quebrada Monardes y Quebrada Seca (Jensen, 1976). La falla anular es la que marca el contacto entre el basamento y la caldera. La falla anular se presenta con abundante alteración argílica y cambio de litologías entre la zona inter y extracaldera.

6.1.2 Facies de colapso

Esta facie se compone por 3 unidades litoestratigráficas informales, compuestas de base a techo por la unidad de brechas volcánicas, tobas de lapilli cristalina, tobas de lapilli vítrea soldadas y tobas de lapilli vítrea masivas, suprayacentes a las rocas de la unidad de precolapso. Las facies de colapso se separan en dos facies:

Facies de borde de caldera: La unidad participe en estas facies es la unidad de brechas volcánicas, ubicándose en la base de las secuencias volcánicas intracaldera, similar a lo ocurrido en San Juan Mountais, Colorado (Lipman, 1976). Según el mapa geológico elaborado en este caso de estudio, y según Iriarte (1994), la unidad de brechas volcánicas subyace a la unidad de tobas de lapilli vítrea masiva y tobas de lapilli vítrea soldadas, donde no es posible distinguir el contacto por la cubierta erosiva que afectan a los afloramientos. Esta unidad se reconoce en gran parte del borde de la caldera, representada por brechas con clastos de andesita con tamaños centimétricos a decimétricos, incluidos dentro de una matriz cinerítica color marrón a púrpura oscuro, típico de una brecha lítica masiva (Branney & Kokelaar, 2002). El tamaño de las brechas son más gruesas adyacentes a las paredes de la caldera, lo que podría implicar una inestabilidad en el collar de colapso, subsidencia, denudación y desprendimiento de las paredes de la caldera (Lipman, 1976), similar a lo ocurrido para la caldera El Durazno (Torres, 2018). También se observan rocas de falla que afectan a la mayor parte de esta unidad y en dirección al centro de la caldera

se observan sectores con flujos lávicos modestos interdigitados e intercalados de composición andesítica, lo que indicaría actividad volcánica coetánea al colapso de la caldera.

Facies de intracaldera: La base de las facies intracaldera comprenden a la unidad de tobas de lapilli cristalina (Según mapa geológico elaborado en este trabajo). La abundante cantidad de cristales y material cinerítico en esta unidad, además de la homogeneidad, escasos de accesorios y ausencia de estructuras litoestratigráficas, podrían asociarse a depósitos de flujos piroclásticos correspondientes a la zona límite del flujo dominada por la precipitación directa, lo que podría indicar una corriente de flujo lo suficientemente diluida, frenando la interacción entre los granos y el escape de fluidos (Branney & Kokelaar, 2002). Estos depósitos se vinculan a velocidades bajas y escasa tracción, por ejemplo, en la base de nubes de ceniza de grano fino que se desplazan suavemente sobre la topografía (Talbot et al., 1994). Las composiciones riolíticas de esta unidad indicarían flujos voluminosos (Fisher & Schmincke, 1984), y la abundante modalidad cristalina junto con el gran contenido de matriz cinerítica y fragmentos bien clasificados podría indicar la lejanía desde el centro eruptivo. Los fragmentos líticos de andesita revelan la presencia de fragmentos piroclásticos comagmáticos o accesorios, provenientes de conductos eruptivos. La presencia de fiammes, *glass shards* aplastados y pómez fibrosas reflejarían tejidos eutaxíticos asociados a la deformación por soldadura en piroclastos juveniles calientes (Branney & Kokelaar, 2002). Además, la presencia de textura granofírica en juveniles, proporcionaría información post-formacional del vidrio, el cual sería sometido a un enfriamiento relativamente lento manteniendo temperaturas altas, junto con soluciones ricas en álcalis, formando agregados finos equigranulares de cuarzo y feldespatos.

Sobreyaciendo la unidad anterior se encuentra la unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas (Según mapa geológico elaborado en este trabajo). Esta unidad, en su base presentan un mayor tamaño en fiammes de pómez, con una mayor cantidad de líticos, y en dirección al techo de la unidad, la cantidad de líticos es escasa y las pómez aumentan su modalidad y disminuyen sus tamaños con formas más fibrosas. Los fragmentos pumíceos presentan gradación de tamaño inversa y los fragmentos líticos una gradación normal debido a sus

grandes diferencias de densidad (Sparks, 1976; Sparks et al., 1973; Wilson & Head, 1981). Esta unidad exhibe características típicas de tobas de lapilli masiva con fábrica eutaxítica (Branney & Kokelaar, 2002). La mala clasificación de sus partículas y la ausencia de estratificación indican una zona de límite de flujo dominada por el escape de fluidos en la que se suprime la segregación traccional inducida por la cizalla turbulenta (Branney & Kokelaar, 2002), similar a lo ocurrido para la base de la secuencia de colapso de la Megacaldera Carrizalillo (Gerding, 2019). El escape de fluidos pudo provocar elutriación de componentes tamaño ceniza (Sigurdsson et al., 2015). La compactación postdeposicional de flujos piroclásticos de alta temperatura provoca aplanamiento y soldadura de fragmentos vítreos y pómez, como lo que se observa en Gran Canaria (Fisher & Schmincke, 1984). Las partes basales y centrales de ignimbritas densamente soldadas, presentan comúnmente una textura granofírica en fragmentos soldados y pómez debida al enfriamiento lento, y la textura micropoiquilítica en esta unidad se exhibe con parches ricos en cuarzo dentro de la matriz, considerando su formación a una desvitrificación primaria en vidrios con contenidos de agua (Lofgren, 1971). Las moscovitas estiradas, fibrosas y alargadas podrían ser resultado de una zona de alteración débil a moderada de filosilicatos, donde previamente las pómez y fragmentos vítreos fueron sustituidos por una mineralogía rica en filosilicatos y, en consecuencia, fuertemente aplanados por compactación diagenética, indicando una asociación espacial y temporal entre la formación de los fiammes y probablemente una foliación estilolítica. La presencia de esferulitas radiales y axiolíticas según Lofgren (1971), indicaría una desvitrificación a bajas temperaturas (< 400°C).

En el techo de las facies intracaldera, se ubica la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas (Según mapa geológico elaborado en este trabajo), sobreyaciendo a tobas de lapilli fina a media vítreas en el cual no es posible distinguir el contacto entre estas unidades, y subyaciendo a unidades de lavas postcolapso, en el cual no fue posible distinguir el contacto entre estas unidades debido a la cubierta erosiva. La presencia de escasas estratificaciones de brechas de toba lapillítica y las proporciones de pómez y lapilli lítico-soportados en una matriz cinerítica, es característica de litofacies de tobas de lapilli masiva (Branney & Kokelaar, 2002). Las pipas de elutriación ricas en líticos y pobres en finos (1 fpoor pip) (Figura 6.1) serían indicativas de una alta tasa de escape de fluido, atribuida a

una zona de límite de flujo dominada por el escape de fluidos (Branney & Kokelaar, 2002). Además, debido a la poca modalidad de partículas tamaño ceniza, abundante cemento y partículas tamaño lapilli, podría atribuirse a una fluidización gaseosa durante o poco después de la deposición a partir de una corriente de densidad piroclástica, o bien elutriación por agua en un depósito de flujo de detritos (Ross, 2005; Ross & White, 2005). El escape de fluidos pudo provocar elutriación de componentes tamaño ceniza (Sigurdsson et al., 2015). La presencia de fragmentos líticos de composición andesítica sería indicativa de fragmentos accesorios o co-magmáticos incorporados durante el transporte del flujo. La gran cantidad de *glass shards* podría atribuirse a magmas riolíticos de viscosidad relativamente bajas a altas temperaturas (Izett, 1981). La matriz cinerítica, *glass shards* y la mayor parte de pómez son afectados por texturas en mosaico de cuarzo y feldespatos, atribuyéndose a una parcial a completa desvitrificación de vidrio silíceo reemplazados por textura felsítica, mediante el crecimiento de cristales a temperatura subsólida (McPhie et al., 1993). La presencia de vesículas indicaría el contenido de volátiles exsueles como burbujas de vapor encerrados en depósitos de ceniza generadas por erupciones explosivas (Rosi, 1992). La presencia de esferulitas radiales y axiolíticas según Lofgren (1971), indicaría una desvitrificación a bajas temperaturas (< 400°C).

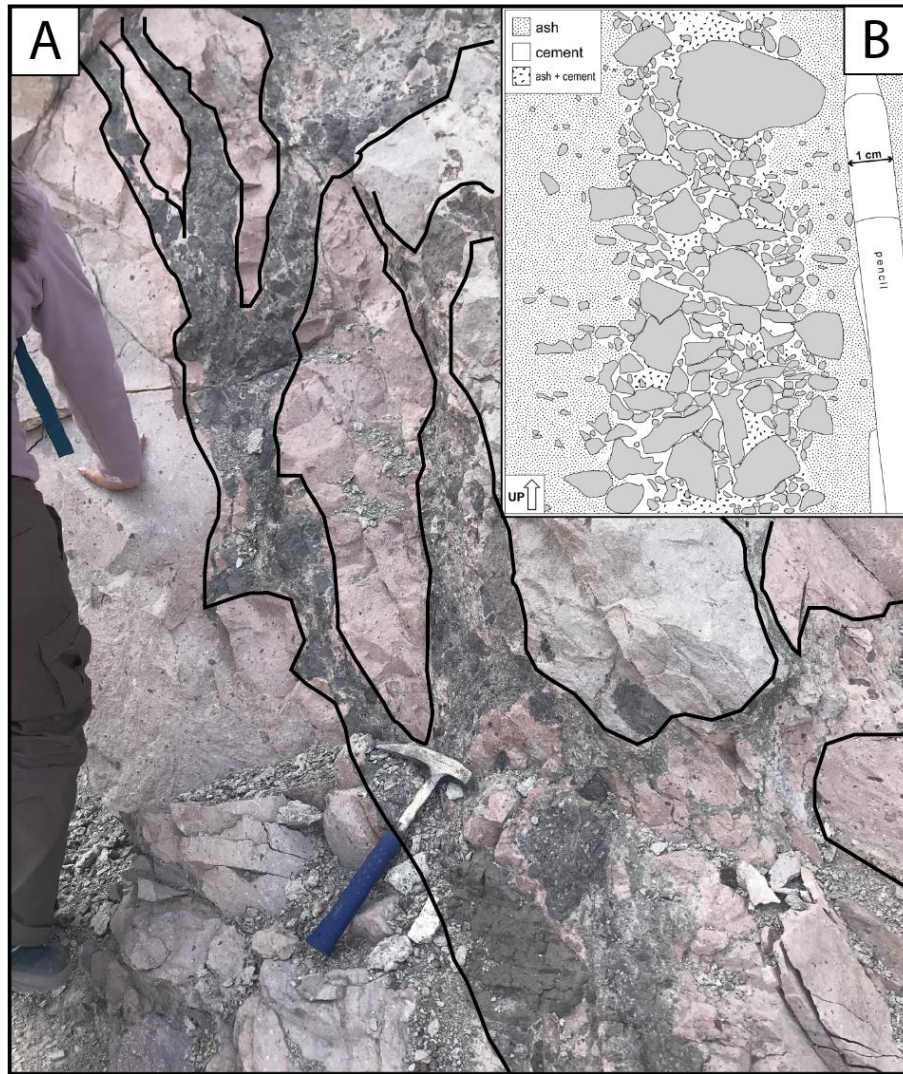


Figura 6.1: A) Pipas de elutriación encontradas en la unidad de tobas de lapilli vítrea masivas. B) Pipas de elutriación ilustradas y descritas en la provincia ígnea de Ferrar, Antártida (Ross, 2005).

6.1.3 Facies postcolapso

Comprende la unidad de andesitas y cuarzolatitas. Según el mapa geológico elaborado en este caso de estudio, y según Iriarte (1994), la unidad de andesitas y cuarzolatitas sobreyacen a las unidades de las facies de colapso, donde no se pudo encontrar el contacto debido a la cubierta erosiva. La textura porfídica con dos fracciones de fenocristales (una de mayor tamaño que la otra) y una de matriz vítrea, indicaría una distribución trimodal del tamaño cristalino, el cual podría relacionarse a dos etapas de enfriamiento en

profundidad, seguida de un enfriamiento del fundido en o cerca de la superficie (López & Bellos, 2006). La presencia de zeolitas en esferulitas, amígdalas y como mineralogía de alteración alterando a feldespatos, se han interpretado como diagenéticas (Nashar & Basden, 1965; Nashar & Davies, 1961) o hidrotermales (Howard et al., 1990; Keith & Staples, 1985), no obstante fluidos hidromagmáticos generados a partir de erupciones posteriores pudieron hidrolizar el vidrio de unidades subyacentes, generando fluidos enriquecidos en álcalis y así facilitando la precipitación de zeolitas a temperaturas cercanas a la condensación de vapor de agua (López & Bellos, 2006). La textura poiquilitica reflejada con oikocristales de plagioclasas y chadacristales de augita, junto con la abundante modalidad de augitas en la masa fundamental, podrían asociarse al criterio de inclusión propuesto por Castro (2015), el cual explicaría procesos en la cámara magmática fuente en condiciones de enfriamiento lento en ambientes plutónicos y en etapas finales de la consolidación del magma. Los bordes corroídos y textura de embahamiento en plagioclasas y augita indicarían procesos de reacción del reinicio del equilibrio de minerales bajo nuevas condiciones termodinámicas o fisicoquímicas (López & Bellos, 2006).

6.2 Evolución estructural de la caldera Jorquera

Los rasgos estructurales predispuestos en la caldera exhiben 3 fases de deformación, propuestas a partir del vector de deformación que controló el movimiento de la placa de Nazca por debajo del margen sudamericano entre el Eoceno inferior hasta la actualidad (Pardo-Casas & Molnar, 1987); y fallas, las cuales presentan una cinemática y distribución espacial coherente respecto al modelo estructural planteado por Riedel (1929), tal como se muestran a continuación:

- 1) Deformación Eoceno inferior (Ei): esfuerzo principal σ_1 con orientación $\sim N^{\circ}12E$ (Figura 6.2.1 E).
- 2) Deformación Oligoceno superior (Os): esfuerzo principal σ_1 con orientación $\sim E-W$ (Figura 6.2.1 G).

3) Deformación postcolapso (Pc): Esta deformación, posterior al evento de deformación E_i , podría haberse producido entre la deformación E_i - O_s o posterior a la deformación O_s . Se discutirá la edad de su formación en los siguientes párrafos, exhibiendo un esfuerzo principal σ_1 con orientación $\sim N^{\circ}35W$ (Figura 6.2.1 F).

Por consiguiente, el orden cronológico del desarrollo de las estructuras se presenta con una vasta información ejemplificada por estructuras de cizalla, geometría, disposición de estructuras, cinemática de fallas, diques y el plano axial de un pliegue sinclinal. El orden de temporalidad de los sets estructurales está representado por sus relaciones de corte. Cabe destacar que cada una de las estructuras nombradas a continuación poseen todos sus rasgos estructurales, indiferentemente de sus etapas de reactivación o deformaciones posteriores las cuales se discutirán más adelante. Las estructuras ordenadas en orden temporal comienzan por el desarrollo de:

- i) Desarrollo de fallas de segundo orden con orientación NW (set 2, de rumbo promedio $N59W \pm 10^{\circ}$), con cinemáticas sinestrales.
- ii) Desarrollo de fallas de primer orden con orientación NS (sets 3 y 4, de rumbo promedio $N4W \pm 6^{\circ}$), con cinemáticas sinestral-inversas.
- iii) Desarrollo de fallas de primer orden con orientación NNE (set 5, de rumbo promedio $N25E$), con cinemáticas sinestrales.
- iv) Desarrollo de fallas de primer y segundo orden con orientación EW (sets 6 y 1, de rumbo $EW \pm 5^{\circ}$), con cinemáticas inversas.
- v) Desarrollo de un pliegue sinclinal inclinado, con plano axial NS (de rumbo promedio $N5E$).

FALLAS, PLIEGUE SINCLINAL Y ETAPAS DE DEFORMACIÓN DE LA CALDERA JORQUERA

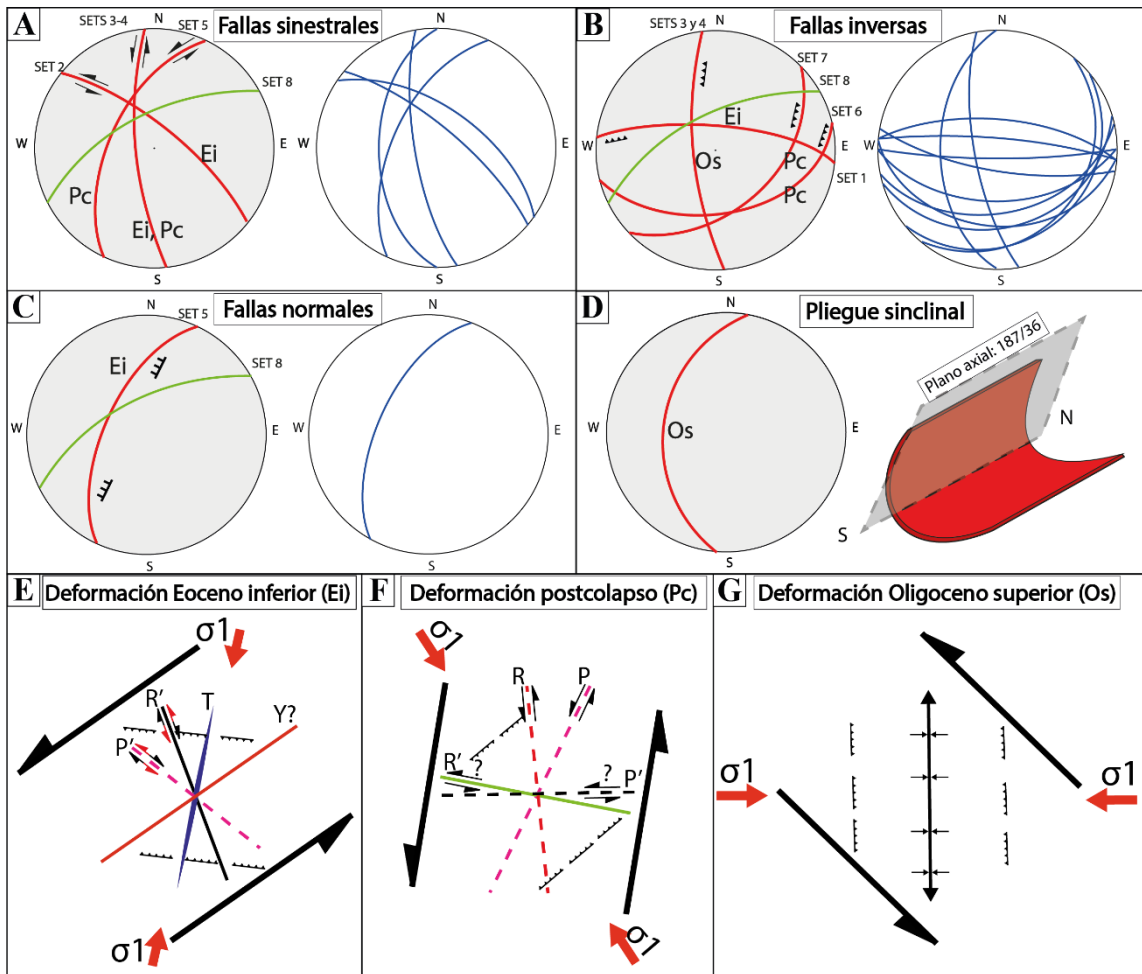


Figura 6.2.1: Fallas, pliegue sinclinal inclinado y etapas de deformación de la caldera Jorquera. Los planos en rojo representan fallas con cinemática. El plano verde representa zona de alteración sin cinemática del set 8. A) Fallas sinestras. B) Fallas inversas. C) Fallas normales. D) Pliegue sinclinal inclinado (plano axial). E) Deformación Ei. Las flechas rojas indican la cinemática real obtenida. Las flechas negras indican la cinemática ideal para el modelo F) Deformación Pc. G) Deformación Os.

6.2.1 Fases de deformación que afectaron a la caldera Jorquera

1) Deformación Eoceno inferior (Ei): Esta fase de deformación estaría asociada al colapso de la caldera Jorquera y se habría formado en la segunda etapa resurgente de calderas durante el final de la formación de la cuenca Hornitos. La caldera Jorquera está

delimitada por la Falla La Iglesia Colorada y Falla Pauna-Estancilla (Arévalo et al., 1974; Iriarte, 1974), mesofallas heredadas del Triásico-Jurásico, generadas durante la formación de la cuenca Lautaro y reactivadas posteriormente con carácter inverso a fines del Cretácico e inicios del Paleógeno (Martínez et al., 2012). Varios autores han sugerido un carácter tectónico-regional transtensivo dextral a principios del Eoceno para la región de Atacama (Figura 6.2.2 C) (Zentilli, 1974; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Arévalo et al., 1994), y así mismo la caldera Jorquera está datada mediante K-Ar en plagioclasas (lavas de facies postcolapso; Iriarte, 1974), obteniendo edades de $50,9 \pm 4,4$ Ma.

Los colapsos de calderas en entornos tectónicos *strike-slip* según Holohan (2005), suelen ocurrir por dos tipos de campos tensionales, los cuales comienzan por: a) un campo de tensiones regional debido a la transcurrancia regional extensiva o compresiva (de origen tectónico-regional) (Figura 6.2.2 A), y b) un campo de tensiones locales asociado a una cámara magmática en deflación (de origen volcano-tectónico) (Figura 6.2.2 B).

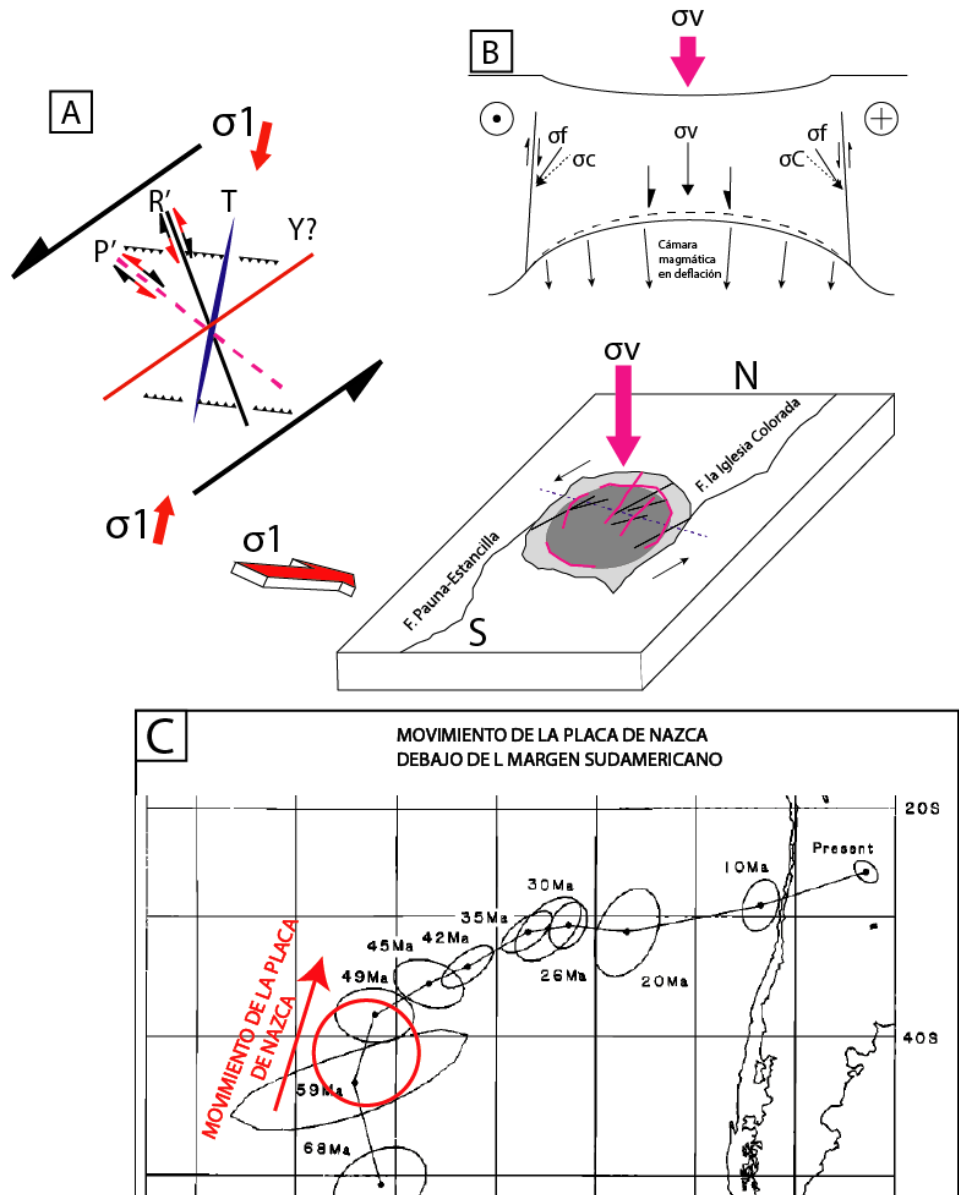


Figura 6.2.2.: Campos de tensiones que afectaron a la formación de la caldera: A) Campo de tensiones de origen tectónico-regional con σ_1 exhibiendo una transurrencia con un σ_1 entorno al N12E. Las flechas negras dextrales son características del modelo estructural para estructuras P' y R', las flechas rojas sinestrales son los resultados reales para dichas estructuras. B) Campo de tensiones de origen volcano-tectónico exhibiendo un esfuerzo principal vertical (σ_v) debido a la deflación de una cámara magmática en profundidad. Debido a esto se generan estructuras de carácter inverso de alto ángulo, representado y generado por el esfuerzo final (σ_f). C) Dirección de movimiento de la placa de Nazca debajo del margen sudamericano durante el Eoceno temprano para el colapso de la caldera Jorquera. Extraído y modificado de Pardo-Casas & Molnar (1987).

a) Estructuras de origen tectónico-regional: Las estructuras resultantes, acordes al modelo estructural propuesto por Riedel (1929), exhiben un σ_1 en dirección N12E (Figura 6.2.2 A). Cabe destacar que el set 8 calza con una estructura Y proveniente del modelo estructural ideal para esta etapa de deformación, no obstante, al no poder inferir sus relaciones de corte ni identificar su cinemática, no se discutirá su orden cronológico. Las estructuras formadas en orden temporal comienzan con:

- i) Formación de estructuras P', representadas por el set 2, exhibiendo fallas de 2do orden, de orientación NW y cinemática sinistral. Esta cinemática sinistral es incoherente según el modelo estructural formulado para estructuras P' sinestrales(debiesen ser dextrales según el modelo).No obstante, al norte del extremo norte del batolito Cabeza de Vaca se ubica la caldera Puquios, en la cual se propone el mismo modelo de deformación para el Eoceno inferior, exhibiendo para estructuras P' cinemáticas dextrales y sinestrales (Barrientos, en prep.), lo que probablemente explicaría una reactivación inversa posterior de dichas estructuras.
- ii) Formación de estructuras R', representadas por los sets 3 y 4, exhibiendo fallas de 1er orden de orientaciones NS y cinemática sinistral, que probablemente explicaría una reactivación inversa posterior a dichas estructuras.
- iii) Formación de estructuras T, representadas por el set 5, mostrando fallas de 1er orden con cinemática normal, que según Holohan (2007), dentro de una tectónica transcurrente, las estructuras de tipo T diseccionarían el techo de una cámara magmática relativamente somera para proporcionar la deflación y escape del magma de esta misma.
- iv) Formación de estructuras compresionales perpendiculares a σ_1 representadas por el set 1, exhibiendo cinemáticas inversas de alto ángulo (pseudovertales), cuyas inclinaciones serán discutidas posteriormente junto a las estructuras volcano-tectónicas.

b) Estructuras de origen volcano-tectónico: Las estructuras volcano-tectónicas se asocian a fenómenos más locales, asociadas a la deflación de una cámara magmática en profundidad, la cual presenta una tasa de contracción sobre su centro con respecto a sus

márgenes (Figura 6.2.2 B). Esta disparidad provoca el cizallamiento del techo de manera descendente, con un esfuerzo vertical (σ_v) a 45° del esfuerzo compresivo (σ_c) (Holohan, 2005). La rotación de la cizalla estaría representada por los esfuerzos finales (σ_f) que es un promedio entre los esfuerzos compresivos y vertical. De acuerdo con el criterio de Coulomb, las fracturas por cizallamiento se desarrollarán en un ángulo de 30-35° respecto al esfuerzo principal compresivo, por tanto, se inclinarán abruptamente hacia afuera de la cámara magmática con un movimiento inverso (Roche et al., 2000). Por ende, esto explicaría el origen de fallas inversas de alto ángulo particionando la caldera, representadas y controladas por los esfuerzos finales (σ_f), los cuales en este trabajo se asocian a estructuras R', representadas por el set 3 de estructuras, exhibiendo cinemática inversa de alto ángulo que pudieron haber controlado el colapso de la caldera (Figura 6.2.3), y estructuras compresionales representadas por el set 1 de estructuras.

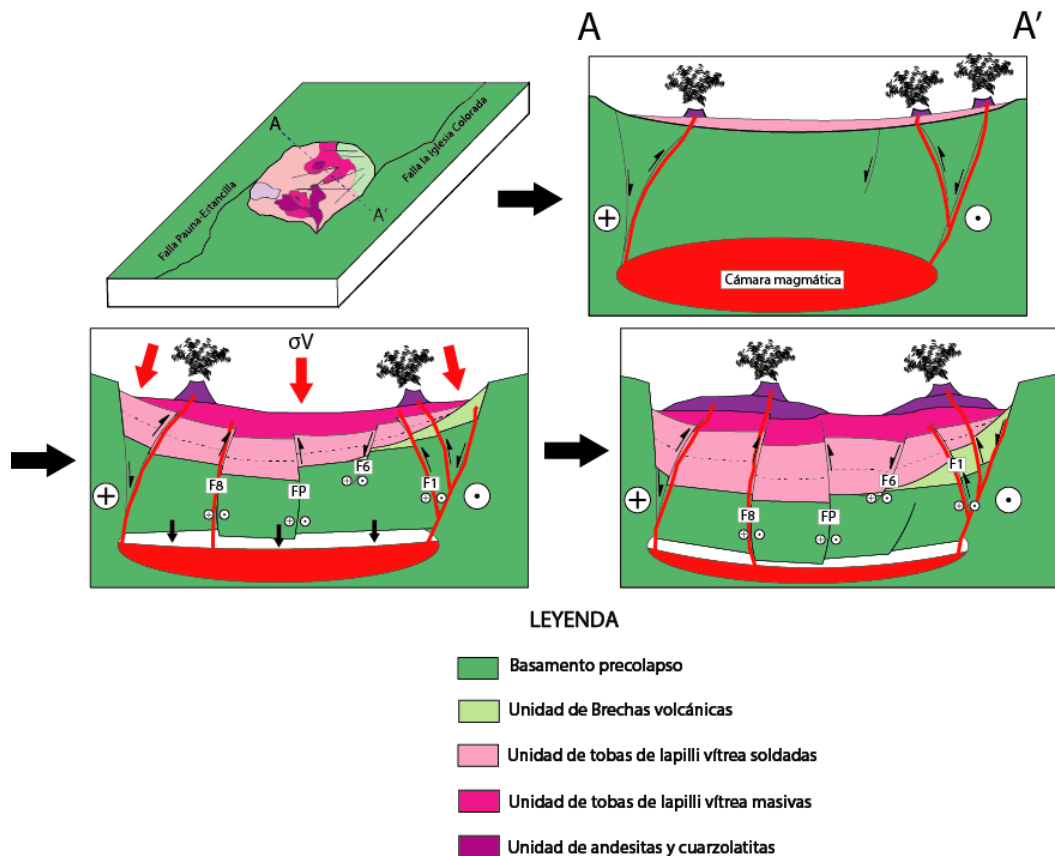


Figura 6.2.3: Modelo del colapso de la caldera Jorquera, donde se exhibe una vista en planta que muestra una línea segmentada transecta a la caldera A-A', proyectando el colapso paulatino del

techo de la cámara magmática subyacente con todas las estructuras que controlan el colapso. FP: Falla inversa inferida.

2) Deformación postcolapso (Pc): Para esta fase de deformación, acorde al modelo estructural propuesto por Riedel (1929), se presenta un esfuerzo principal mayor (σ_1) en dirección N35W y estructuras con movimientos sinestrales. Las estructuras formadas en orden cronológico, comienzan con:

- i) Formación de estructuras R, representadas por los sets 3 y 4, con fallas de 1er orden de carácter sinestral-inversa, con su cinemática exhibiendo reactivación dextral a sinestral;
- ii) Formación de estructuras P, representadas por el set 5, con fallas de 1er orden de carácter sinestral, con su cinemática exhibiendo reactivación de dextral a sinestral (el set 5 también presenta una componente normal, no obstante, este componente se habría formado a partir de estructuras T en la deformación E_i).
- iii) Formación de estructuras compresionales perpendiculares al esfuerzo principal mayor (σ_1), las cuales se representan por el set 7 con fallas de 2do orden y exhiben cinemática inversa.
- iv) Formación de estructuras R' y P', las cuales se representan por los sets 6 y 1 con fallas de 1er orden y presentan para este caso de estudio cinemática inversa, no obstante, su componente oblicuo no fue posible extraerlo, por ende, se incluyó dentro de este modelo de deformación, pero sin su componente de rumbo.

De manera similar, Tomlinson et al. (1994), para el Cinturón Plegado y Corrido de Potrerillos identificó estructuras EW, las definió como estructuras R' para su modelo de deformación y las asoció como rampas oblicuas que transfieren el desplazamiento entre diferentes cabalgamientos, indicando una relación cinemática entre ambos y originadas en el mismo evento de deformación, lo que se podría asemejar a las estructuras EW para este estudio.

Si bien es cierto que para etapas posteriores al colapso de caldera Jorquera hasta la actualidad no se ha registrado un vector de deformación para la placa de Nazca entorno al

NNW (Pardo-Casas & Molnar, 1987), se han registrado en la región de Atacama deformaciones con movimientos transcurrentes del tipo sinistral para el Sistema de Fallas de Domeyko durante el Eoceno medio-tardío, que coincide con la fase Incaica II (Charrier & Vicente, 1972; Cornejo et al., 2003). Dentro del Sistema de Fallas de Domeyko, como es el caso del Sistema de Fallas Sierra Castillo-Agua Amarga (Tomlinson et al., 1994) y el Sistema de Fallas Sierra de Varas (Niemeyer & Urrutia, 2009), se ha evidenciado posiciones de los esfuerzos principales en una posición promedio NNW. De manera muy similar al trabajo de Niemeyer & Urrutia (2009) se podría correlacionar con los datos obtenidos para la caldera Jorquera, los cuales entregan posiciones espaciales concordantes a la deformación propuesta (Figura 6.2.4).

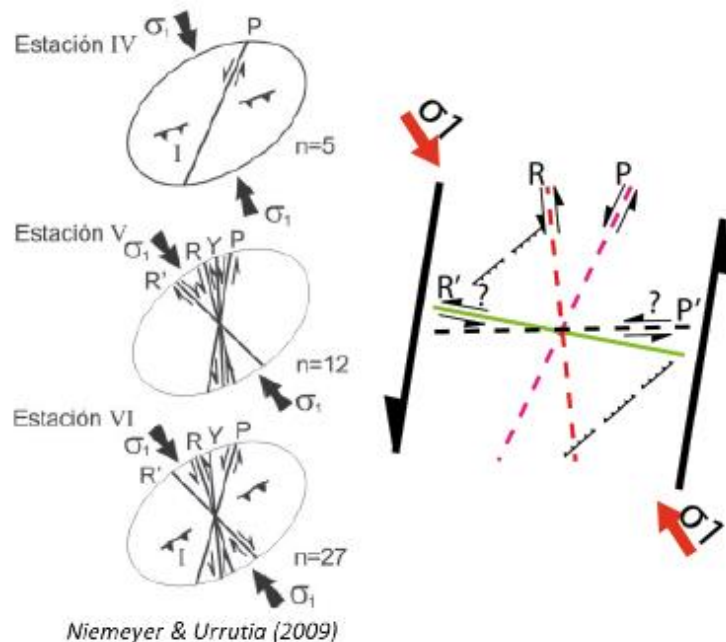


Figura 6.2.4: Deformación sinistral. Imagen de la izquierda: Modelo estructural realizado por Niemeyer & Urrutia (2009). Imagen de la derecha: Modelo estructural realizado en este trabajo.

Deformación Oligoceno superior (Os): Para esta fase de deformación, acorde al modelo estructural propuesto por Riedel (1929), se presenta un esfuerzo principal mayor (σ_1) en dirección EW y estructuras compresivas de rumbo NS. Las estructuras resultantes en este trabajo, se exhiben de forma cronológica con fallas inversas de alto ángulo NS, representadas por los sets 3, 4 y por un pliegue sinclinal inclinado con vergencia al este.

Esta fase de deformación podría estar asociada a la deformación ocurrida en la cordillera de Domeyko entre el Oligoceno inferior-Plioceno, relacionada espacial y temporalmente con la inversión contraccional de fallas de extensión de basamento, durante la fase mayor de la orogénesis Andina (Amilibia & Skarmeta, 2003), y similar a lo ocurrido en donde se emplaza el proyecto Fénix Gold, Maricunga, el cual presenta un campo de esfuerzo regional máximo (σ_1), de orientación ENE-WSW a ESE-WNW (Pérez-Flores, 2022) (Figura 6.2.5) con edades oligocenas a miocenas (e.g., La Copia, Gamonal et al., 2012). Cabe destacar que, el vector de deformación de la placa de Nazca entre los 26 a 20 Ma fue casi completamente horizontal (Pardo-Casas & Molnar, 1987), y de igual forma para este caso de estudio, acordes al modelo estructural propuesto por Riedel (1929), el esfuerzo principal mayor (σ_1) tiene una dirección EW (Figura 6.2.5).

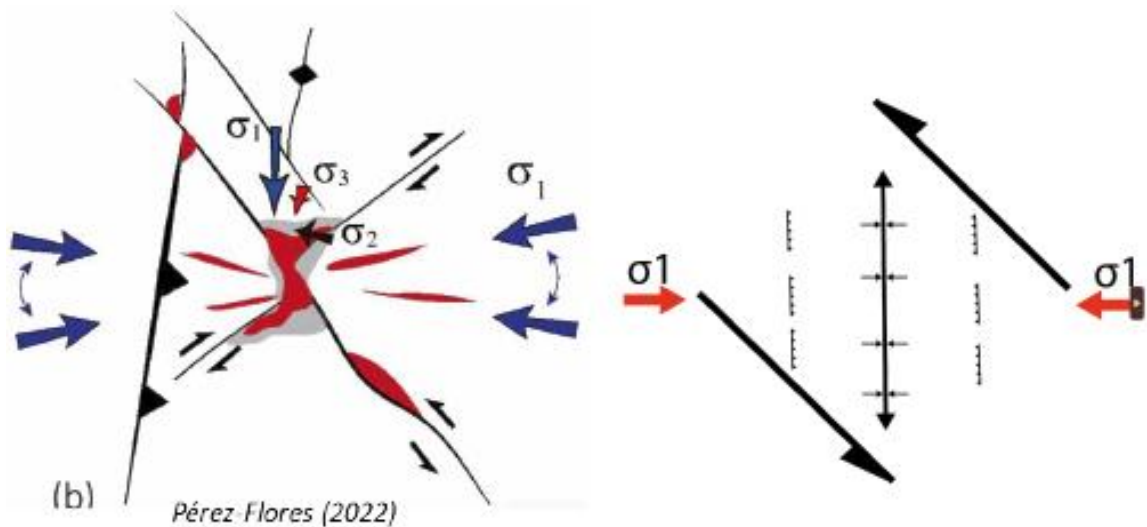


Figura 6.2.5: Deformación EW. Imagen de la izquierda: Modelo estructural realizado por Pérez-Flores (2022). Imagen de la derecha: Modelo estructural realizado en este trabajo.

6.2.2 Historia evolutiva y deformación postcolapso de la caldera Jorquera

En propuesta a las fases de deformación previamente señaladas, se tiene que para la formación y colapso de la caldera Jorquera, se le han asociado edades de aproximadamente 50 ± 4 Ma (K-Ar en plagioclasas; Iriarte, 1974), con un vector de deformación NNE para el Eoceno inferior (Zentilli, 1974), específicamente desde los 59

a 49 Ma (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Arévalo et al., 1994), además, este ambiente tectónico-regional se respalda según las estructuras detalladas en este trabajo, lo cual concuerda con un esfuerzo principal mayor (σ_1) N12E (deformación Ei). La deformación Ei pudo haber sido la gatillante para la formación de una cuenca *pull-apart* o *step-over* a través de una zona de transferencia entre la Falla Pauna-Estancilla y Falla La Iglesia Colorada (Holohan, 2007), facilitando así la ascensión de una cámara magmática, similar a lo ocurrido en la Megacaldera Carrizalillo (Arévalo et al., 1974), Valles caldera (Goff & Gardner 1994); Phlegrean Volcanic District - Campi Flegrei caldera (Acocella et al. 1999); East African Rift - Suswa y Longonot calderas (Skilling 1993) y posterior colapso de la caldera Jorquera (Figura 6.2.4 A).

Las fases de deformación que prosiguen después del colapso indican que, según las relaciones de corte de las estructuras mapeadas en este trabajo, además de la cinemática de las estructuras identificadas (probable reactivación dextral a sinistral), exhiben que las estructuras fueron reactivadas en etapas posteriores al colapso (deformación Pc). Cabe señalar que la formación de la caldera Jorquera podría haber estado controlada por el régimen estructural más septentrional del Sistema de Fallas de Domeyko, sin embargo, la existencia de cizalle sinistral con un esfuerzo principal N35W (deformación Pc) (Figura 6.2.4 B) en el Eoceno medio-tardío para el Sistema de Fallas de Domeyko contradice las reconstrucciones de placas que predicen cizalle dextral, exceptuando entre los 26 a 20 Ma, donde la placa de Nazca presenta un pequeño ¹movimiento dextrógiro cercano a un vector de esfuerzo EW, por ende podría asociarse con un mayor respaldo a la deformación Os (Pardo-casas & Molnar, 1987).

Tomlinson et al. (1994), discuten que otra placa habría sido subducida con convergencia en el vector de movimiento en sentido NW con el margen andino en el Eoceno medio-tardío, no obstante, parece poco probable, ya que las inversiones con cizalle sinistral se produjeron durante un periodo relativamente corto en un tiempo parcialmente acotado, específicamente entre el Eoceno medio-tardío al Mioceno, ya que según Niemeyer & Urrutia (2009), después del Mioceno, la tectónica vuelve a ser dextral. Por otra parte, Guerra et al. (2020), proponen que, para el norte del Perú, específicamente en el Mega

¹ Movimiento dextrógiro: Movimiento en sentido de las agujas del reloj

Sistema Estructural Cajamarca se presenta un evento de inversión compresivo con un esfuerzo principal NNW, el cual lo asocian a un movimiento dextrógiro de la placa de Nazca en respuesta a la convergencia oblicua con la placa Sudamericana a una edad de 25,82 Ma, lo que se conserva hasta los 19,90 Ma y originó una componente de cizalle sinistral.

Otra alternativa existente para explicar la cinemática sinistral de la caldera Jorquera, podría deberse a un estilo de subducción de bajo estrés con un probable desacople de la placa de Nazca subducida debajo de la placa Sudamericana (Figura 6.2.4 B), puesto que entre los 40 a 25 Ma se registra una disminución de la velocidad de convergencia entre estas dos placas (Pardo-Casas & Molnar, 1987). Esto pudo haber generado paulatinamente una losa subducida más fría y densa, que da como resultado una flotabilidad negativa del *slab*, un retroceso de la charnela de subducción (Lonergan & White, 1997), y por consecuencia una relajación y dilatación de la litosfera sobreyacente, similar a lo ocurrido en las cuencas del mediterráneo (Rosenbaum et al., 2002) y en el Sistema de Fallas de Atacama, con evidencias de reactivación tectónica inversa, en particular, de compresión a extensión (Grocott et al., 1994; Scheuber & González, 1999), sin embargo, para el caso del área de estudio, respecto a las estructuras que rigen el dominio sinistral, la mayor parte de ellas son inversas, y no hay muchos estudios que detallen inversiones tectónicas de un régimen extensivo a compresivo debido a un desacople del *slab*.

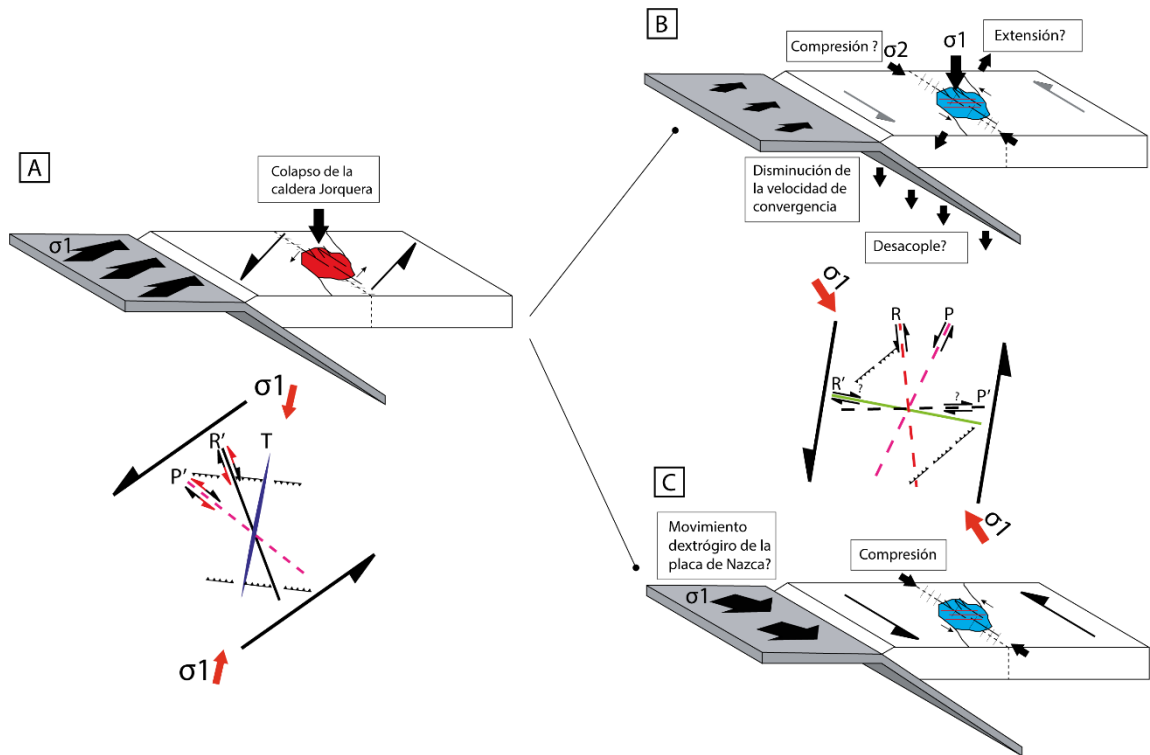


Figura 6.2.6: Fases de deformación para la caldera Jorquera. Las primeras 2 imágenes a la izquierda muestran la primera etapa de colapso relacionada a la deformación E1. A) Modelo de deformación transpresivo sinistral propuesto por un desacople de la placa de Nazca, con σ_1 vertical y σ_2 en dirección N35W. B) Modelo de deformación con régimen transpresivo sinistral propuesto por el movimiento dextrógiro de la placa de Nazca.

Capítulo 7: CONCLUSIONES

- Las litologías presentes en este trabajo se clasifican por:
 - i) Facies precolapso, compuestas por el basamento de la caldera Jorquera.
 - ii) Facies colapso, definidas de base a techo por la unidad de brechas volcánicas, unidad de tobas de lapilli cristalina, unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas y unidad de tobas de lapilli vítrea masivas.
 - iii) Facies postcolapso, compuestas por la unidad de andesitas y cuarzolatitas.
- La caldera tiene una forma elíptica de 11 km de largo y 8,5 km de ancho, semi elongada en dirección NNW, controlada por fallas regionales y locales de componente normal e inverso, formando así un colapso de tipo *Piecemeal*, definido por las estructuras frágiles inversas y normales que rigen el colapso.
- Las ignimbritas que se depositaron en la etapa de colapso son más diferenciadas en la base que en el techo, además, las lavas postcolapso poseen aún menos diferenciación que las ignimbritas de colapso. Esto explicaría una cámara magmática relativamente zonada. Inicialmente se inicia una deflación de la cámara magmática junto con el vaciamiento de esta, expulsando hacia la superficie magmas con mayor cantidad de volátiles, depositados en superficie como ignimbritas. Posterior a esto se produjo una erupción efusiva con el emplazamiento de lavas postcolapso en el techo de la caldera, con andesitas y cuarzolatitas.
- La gran cantidad de esferulitas en andesitas postcolapso compuestas por zeolitas radiales indican que fluidos hidromagmáticos generados a partir de erupciones posteriores pudieron hidrolizar el vidrio de unidades subyacentes, generando fluidos enriquecidos en álcalis y así facilitando la precipitación de zeolitas.
- Las facies de colapso se formaron a partir de nubes de ceniza de alta temperatura (unidad de tobas de lapilli fina cristalina), flujos piroclásticos dominados por el escape de fluidos (unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas y unidad de tobas de lapilli vítrea masivas con pipas de elutriación predispuestas perpendicular a las capas) y desprendimiento del collar de colapso con flujos lávicos intercalados (unidad de brechas volcánicas).

- La caldera Jorquera fue afectada por 3 eventos de deformación: 1) Deformación Eoceno inferior, 2) Deformación Eoceno medio-tardío. 3) Deformación Oligoceno superior-Mioceno inferior.
- La deformación del Eoceno inferior se habría formado bajo un régimen tectónico-regional del tipo sinistral con un esfuerzo principal mayor en posición N12E, la cual habría gatillado la formación y colapso de la caldera Jorquera dentro de una cuenca *pull-apart* generada a través de una zona de transferencia entre las fallas Pauna-Estancilla y La Iglesia Colorada.
- La deformación en el Eoceno medio-tardío se habría formado bajo un régimen tectónico-regional del tipo sinistral con un esfuerzo principal mayor en posición N35W.
- La caldera Jorquera habría sido afectada por un evento compresivo entorno al Oligoceno superior-Mioceno inferior con un esfuerzo principal en dirección EW. Esta etapa está demostrada por un pliegue sinclinal inclinado con vergencia al este ubicado en el sector central de la caldera.
- Las facies de colapso de caldera Jorquera presentan características litológicas similares a las facies de colapso de la Megacaldera Carrizalillo y de la caldera El Durazno. Además, guarda una estrecha relación con las deformaciones registradas en la caldera Puquios.

Capítulo 8: RECOMENDACIONES

- Se sugiere realizar un análisis estratigráfico al detalle con la elaboración de perfiles transversales con una separación entre perfiles óptima, con el propósito de obtener información acerca de la variación de las facies, potencias, cambios y contactos a través de toda la cuenca en la cual se formó la caldera.
- Para tener una mejor comprensión sobre las etapas de deformación que afectaron a la caldera Jorquera, se recomienda realizar estudios posteriores en base a la geología estructural, específicamente en relaciones de corte de estructuras a detalle, con el propósito de aumentar la modalidad de datos estructurales y así entender de mejor manera el control estructural durante y después de la formación de la caldera. También se recomienda realizar un análisis estructural de las fallas Pauna Estancilla y La Iglesia Colorada, puesto que hay pocos estudios previos que definan su cinemática y sus rasgos estructurales.

Capítulo 9: BIBLIOGRAFÍA

- Acocella, V. (2021). Calderas. *Volcano-Tectonic Processes*, p. 163—203. https://doi.org/10.1007/978-3-030-65968-4_5
- Acocella, V., Funiciello, R., Marotta, E., Orsi, G., de Vita, S. (2004). The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129: 199—217
- Acocella, V., Salvini, F., Funiciello, R., Faccenna, C. (1999). The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91: 123—139.
- Amilibia, A., Skarmeta, J. (2003). La inversión tectónica de la cordillera de Domeyko en el norte de Chile y su relación con la intrusión de sistemas porfídicos de Cu-Mo. X Congreso Geológico Chileno, 7 p.
- Aramaki, S. (1984). Formation of the Aira Caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8485—8501. <https://doi.org/10.1029/jb089ib10p08485>
- Arévalo, C. (1994a). La cuenca hornitos: un hemigraben extensional del Cretácico superior-Paleoceno inferior en la Precordillera de Copiapó. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I, p. 397—401.
- Arévalo, C. (1994b). Mapa geológico de la hoja Los Loros 1:10.000, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Documentos de trabajo N°16.
- Arévalo, C., Rivera, O., Iriarte, S., Mpodozis, C. (1994). Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior-Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó (27°-28°S), Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen II, p. 1288—1292.
- Barrientos, C., (2023). Caracterización petrográfica y estructural de la caldera Puquios en la precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile. Tesis. Universidad de Atacama, “En proceso”.
- Bacon, C. R. (1983). Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake Caldera, Cascade Range, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18: 57—115. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90004-5)

- Bosworth, W., Burke, K., Strecker, M. (2003). Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics*, 22: 1—21
<https://doi.org/10.1029/2002tc001369>
- Branney, M. J. (1995). Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bulletin of Volcanology*, 57: 303—318. <https://doi.org/10.1007/bf00301290>
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (1994). Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a Piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 507—530.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (2002). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. *Geological Society, London Memories*, 27 p.
<https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.027.01.01>
- Branney, M., Acocella, V. (2015). Calderas. *The Encyclopedia of Volcanoes*, p. 299—315. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00016-x>
- Brown, R., Andrews, G. (2015). Deposits of Pyroclastic Density Currents. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. (2da ed.). Elsevier, Academic Press, p 631—648.
- Brüggen. J. (1950). *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Chile, 374 p.
- Burov, E. B., Guillou-Frottier, L. (1999). Thermomechanical behavior of large ash flow calderas. *Journal of Geophysical Research*, 104: 23081—23109.
<https://doi.org/10.1029/1999jb900227>
- Carlino, S., Tramelli, A., Somma, R. (2014). Caldera subsidence in extensional tectonics. *Bulletin of Volcanology*, 76: 870. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0870-2>
- Cas, R. A. F., Wright, J. V. (1987). Modern pyroclastic fall deposits and their eruptions. In: *Volcanic successions modern and ancient*. Springer, Dodrecht, p. 93—129.
https://doi.org/10.1007/978-94-009-3167-1_6
- Castro, A. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Ediciones Paraninfo, SA.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, p. 21—114.

- Charrier, R., & Vicente, J. C. (1972). Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. *Solid Earth Problems Conference, Upper Mantle Project*, 2: 451—470.
- Cole, J. W. (1969). Gariboldi volcanic complex, Ethiopia. *Bulletin of Volcanology*, 33: 566—578. <https://doi.org/10.1007/bf02596525>
- Cole, J., Milner, D., Spinks, K. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, p. 691—26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>
- Cole, P. D., Calder, E. S., Sparks, R. S. J., Clarke, A. B., Druitt, T. H., Young, S. R., Herd, R. A., Harford, C. L., Norton, G. E. (2002). Deposits from dome-collapse and fountain-collapse pyroclastic flows at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. En: Druitt, T. H., Kokelaar, B. P. (eds.), *the eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995-1999*, 21. *Geological Society of London Memoiries*, p. 231—262. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00036-5>
- Cornejo, P., Matthews, S. & Pérez, C. (2003). The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). *X Congreso Geológico Chileno*, CD Rom.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Kay, S., Tomlinson, A. (1994). Volcanismo bimodal en régimen extensional del Cretácico Superior-Eoceno, El Salvador, Chile. *VII Congreso Geológico Chileno*, Actas Vol. II, p. 1306—1310.
- de Silva, S. (2008). Arc magmatism, calderas and supervolcanoes. *Geology*, 36: 671. <https://doi.org/10.1130/focus082008.1>
- de Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research*, 99: 17805—17825. <https://doi.org/10.1029/94jb00652>
- de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J. G., Salas, G., Jiménez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269: 47—63. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.269.01.04>
- Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, N. Fuentes, P., Torres, F. (2015). Geología de la caldera El Durazno. *Sistemas de calderas de colapso Paleoceno-Eoceno durante la*

- reactivación del magmatismo asociado a la Megacaldera Carrizalillo, Precordillera del norte de Chile. Proyecto DIUDA-22306. Universidad de Atacama. 7 p.
- Fisher, R. V., Schmincke, H. (1984). Pyroclastic Rocks. In Springer eBooks. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6>
- Fisher, R. V., Smith, G. A. (Eds.). (1991). Sedimentation in Volcanic Settings. SEPM Society for Sedimentary Geology, p. 45. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45>
- Folch, A., Martí, J. (2004). Geometrical and mechanical constraints on the formation of ring-fault calderas. *Earth & Planetary Science Letters*, 221: 215—225. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00101-3](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00101-3)
- Francis, P., Oppenheimer, C. (2022). Volcanoes. In: *Extraterrestrial volcanoes*. Oxford University Press, 397 p.
- Freundt, A., Bursik, M. I., (1998). Pyroclastic flows transport mechanism. In: Freundt, A., Rosi, M. (eds), *From Magma to Tephra: Modeling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions*. Elsevier, p. 173—246.
- Gamonal, S., Bissig, T., Fletcher, D., Schroer, G., Boer, D. (2012). Oligocene to Miocene volcanic and hydrothermal history and revised early to middle Miocene Ag-Au mineralization ages of the La Coipa district , Maricunga belt. XIV Congreso Geológico Chileno, p 137—140
- Garrison, J. M., Reagan, M. K., Sims, K. W. (2012). Dacite formation at Ilopango Caldera, El Salvador: U-series disequilibrium and implications for petrogenetic processes and magma storage time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13: 2—20. <https://doi.org/10.1029/2012gc004107>
- Geyer, A., Folch, A., Martí, J. (2006). Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 157: 375—386. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.05.001>.
- Geyer, A., Martí, J. (2008). The new worldwide collapse caldera database (CCDB): A tool for studying and understanding caldera processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175: 334—354. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.017>

- Geyer, A., Marti, J. (2014). A short review of our current understanding of the development of ring faults during collapse caldera formation. *Frontiers in Earth Science*, 2(22): 2. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00022>
- Goff, F., Gardner, J. N. (1994). Evolution of a mineralized geothermal system, Valles Caldera, New Mexico. *Economic Geology*, 89: 1803–1832.
- Gooday, R. J., Brown, D. J., Goodenough, K. M., Kerr, A. C. (2018). A proximal record of caldera-forming eruptions: the stratigraphy, eruptive history and collapse of the Palaeogene Arran caldera, western Scotland. *Bulletin of Volcanology*, 80: 70. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1243-z>
- Gray, J., Monaghan, J. (2004). Numerical modelling of stress fields and fracture around magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135: 259—283. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.03.005>.
- Gregg, P., de Silva, S., Grosfils, E., Parmigiani, J. (2012). Catastrophic caldera-forming eruptions: Thermomechanics and implications for eruption triggering & maximum caldera dimensions on Earth. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 241: 1—12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.009>
- Grocott, J., Brown, M., Dallmeyer, D. R., Taylor, G. K., Treolar, P. J. (1994). Mechanism of continental growth in extensional arcs. An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, 22: 391—394.
- Gudmundsson, A. (1987). Formation and mechanics of magma reservoirs in Iceland. *Geophysical Journal International*, 91: 27—41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1987.tb05211.x>
- Gudmundsson, A. (1988). Formation of collapse calderas. *Geology*, 16: 808.
- Gudmundsson, A. (1998). Formation and development of normal-fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 60: 160—170. <https://doi.org/10.1007/s004450050224>
- Gudmundsson, A. (2007). Conceptual and numerical models of ring-fault formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164: 142—160. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.018>
- Gudmundsson, A. (2008). Chapter 8 Magma-Chamber Geometry, Fluid Transport, Local Stresses and Rock Behaviour During Collapse Caldera Formation. En: *Caldera*

- Volcanism: Analysis, Modelling and Response, 10: 313—349.
[https://doi.org/10.1016/s1871-644x\(07\)00008-3](https://doi.org/10.1016/s1871-644x(07)00008-3)
- Gudmundsson, A. (2012). Magma chambers: Formation, local stresses, excess pressures, and compartments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 237: 19—41. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.015>
- Gudmundsson, A. (2015). Collapse-driven large eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304: 1—10.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.033>
- Gerding, V. (2019). Petrología de los depósitos asociados a la Megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama. Tesis. Universidad de Atacama, 110 p.
- Guerra, J. A. T., Pacheco, J., Trigoso, M. S., Vilca, Y. C. (2020). Mega Sistema Estructural Cajamarca, Configuración estructural sugerida en relación con la mineralización de pórfidos y epitermales en el norte del Perú. *Revista del Instituto de investigación de la Facultad de geología, minas, metalurgia y ciencias geográficas de la Universidad nacional mayor de San Marcos*, 23: 111—120.
<https://doi.org/10.15381/iigeo.v23i46.19187>
- Guillou-Frottier, L., Burov, E., Milési, J. P. (2000). Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 339-361.
[https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00246-8](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00246-8)
- Heiken, G., Goff, F., Stix, J., Tamanyu, S., Shafiqullah, M., Garcia, S., Hagan, R. (1986). Intracaldera volcanic activity, Toledo Caldera and Embayment, Jemez Mountains, New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 91: 1799.
<https://doi.org/10.1029/jb091ib02p01799>
- Holohan, E. P., Schöpfer, M. P. J., Walsh, J. J. (2011). Mechanical and geometric controls on the structural evolution of pit crater and caldera subsidence. *Journal of Geophysical Research*, 116(B7): 23. <https://doi.org/10.1029/2010jb008032>
- Holohan, E. P., Troll, V. R., Walter, T. R., Münn, S., McDonnell, S., Shipton, Z. K. (2005). Elliptical calderas in active Tectonic settings: an Experimental approach.

- Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144(1-4): 119—136.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.020>
- Holohan, E. P., Van Wyk De Vries, B., Troll, V. R. (2007). Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70(7): 773—796.
<https://doi.org/10.1007/s00445-007-0166-x>
- Houghton, B., Weaver, S., Wilson, C., Lanphere, M. (1992). Evolution of a Quaternary peralkaline volcano: Mayor Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(3): 217—236. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90124-y](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90124-y)
- Howard D.G., Tschernich R.W., Smith J.V., Klein G.L. (1990). Boggsite, a new high-silica zeolite from Goble, Columbia County, Oregon. *American Mineralogist*, 75: 1200—1204.
- Hughes, G. R., Mahood, G. A. (2008). Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs. *Geology*, 36(8): 627—630.
<https://doi.org/10.1130/g24796a.1>
- INGEMMET (2013). Tabla de abreviaturas de rocas y minerales. Laboratorio de Petromineralogía, 211—232 p.
- Iriarte, S. (1994). La Caldera Jorquera: una estructura de colapso del volcanismo explosivo del Paleoceno-Eoceno inferior en la precordillera de Copiapó, III Región, Chile. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I: 67—70.
- Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., (1999). Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 13, 1 mapa escala 1:100.000.
- Izett, G.A., (1981). Volcanic ash beds: recorders of Upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States. *Journal Geophysical Research*, 86: 10200—10222.
- Jackson, J. A., Bates, R. L. (1997). *Glossary of Geology* (4ta ed.). American Geological Institute, 769 p.
- Jellinek, A. M., De Paolo, D. J. (2003). A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 65(5): 363—381. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0277-y>

- Jensen, O. L. (1976). Geología de las nacientes del Río Copiapó, entre los 27°53' y 28°20' de latitud sur, Provincia de Atacama, Chile. Memoria de Título. Universidad de Chile, 249 p.
- Keith T. E. C., Staples L.W. (1985). Zeolites in Eocene basaltic pillow lavas of the Siletz River Volcanics, central Coast Range, Oregon. *Clays and Clay Minerals*, 33(2): 135—144.
- Kretz, R. (1983). Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277—279.
- Larson, R. (1991). Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547—550.
- Lindsay, J. M., Schmitt, A. J., Trumbull, R. B., De Silva, S. L., Siebel, W., Emmermann, R. (2001). Magmatic Evolution of the La Pacana Caldera System, Central Andes, Chile: Compositional Variation of Two Cogenetic, Large-Volume Felsic Ignimbrites. *Journal of Petrology*, 42(3): 459—486.
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.3.459>
- Lipman, P. (1976). Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10): 1397—1410.
- Lipman, P. (1984). The Roots of Ash Flow Calderas in Western North America: Windows into the tops of Granitic Batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801—8841 <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08801>
- Lipman, P. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3): 198—218.
<https://doi.org/10.1007/s004450050186>
- Lipman, P. (2000). Calderas. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p. 643—662.
- Lofgren, G. E. (1971). Experimentally Produced Devitrification Textures in Natural Rhyolitic Glass. *Geological Society of America Bulletin*, 82(1): 111.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82)
- Lonergan, L., White, N., (1997). Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16: 504—522.

- López, J. P. Bellos L. (2006). Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas Ígneas. San Miguel de Tucumán: Miscelánea, 15 p.
- Maaloe, S., Scheie, S. (1982). The permeability-controlled accumulation of primary magma in a planetary mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 29(3-4): 344—353. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(82\)90022-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(82)90022-x)
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., Guilford, C. (1996). Atlas de rocas ígneas y sus texturas. Longman Scientific & Technical de Essex, 149 p.
- MacLeod, C., Yaouancq, G. (2000). A fossil melt lens in the Oman ophiolite: Implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3-4): 357—373. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(00\)00020-0](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(00)00020-0)
- Mahood, G. A. (1984). Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10): 8540. <https://doi.org/10.1029/jb089ib10p08540>
- Mahood, G., Hildreth, W. (1983). Nested calderas and Trapdoor uplift at Pantelleria, Strait of Sicily. *Geology*, 11(12): 722.
- Martí, J., Geyer, A., Folch, A., Gottsmann, J. (2008). Chapter 6 A Review on Collapse Caldera Modelling. *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, p. 233—283. [https://doi.org/10.1016/s1871-644x\(07\)00006-x](https://doi.org/10.1016/s1871-644x(07)00006-x)
- Martí, J., Gudmundsson, A. (2000). The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 161—173. [https://doi.org/10.1016/s0377-0273\(00\)00221-3](https://doi.org/10.1016/s0377-0273(00)00221-3)
- Martinez, 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. <https://doi.org/10.5027/andgeov39n2-a04>
- McKenzie, D. (1984). The Generation and Compaction of Partially Molten Rock. *Journal of Petrology*, 25(3): 713-765. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.3.713>

- McPhie, J. Doyle, M. G., Rodney, A. (1993). Volcanic Textures: A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 196 p.
- Milner, D. M., Cole, J. W., Wood, C. P. (2002). Asymmetric, multiple-block collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 64(2): 134—149. <https://doi.org/10.1007/s00445-001-0191-0>
- Montagna, C., Papale, P., Longo, A. (2022). Magma Chamber Dynamics at the Campi Flegrei Caldera, Italy. In: Springer eBooks, p. 201—217. https://doi.org/10.1007/978-3-642-37060-1_7
- Moore, I., Kokelaar, P. (1998). Tectonically controlled Piecemeal caldera collapse; a case study of Glencoe Volcano, Scotland. *Geological Society American Bulletin*, 110: 1448—1466
- Moreno, T., Gibsons, W. (eds) (2007). *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 414 p.
- Mpodozis, C., Kay, S. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17(2): 153—180.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48 p. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i48.12211>
- Mutter, J. C., Carbotte, S. M., Su, W., Xu, L., Buhl, P., Detrick, R. S., Kent, G. M., Orcutt, J. A., Harding, A. J. (1995). Seismic Images of Active Magma Systems Beneath the East Pacific Rise Between 17°05' and 17°35'S. *Science*, 268(5209): 391—395. <https://doi.org/10.1126/science.268.5209.391>
- Nashar, B., Basden, R. (1965). Solubility of basalt under atmospheric conditions of temperature and pressure. *Mineralogical Magazine*, 35: 408—411.
- Nashar, B., Davies, M. (1961). Secondary minerals of the Tertiary basalts, Barrington, New South Wales. *Ibid.*, 32: 480—491

- Newcomb, S. (2001). Encyclopedia of Volcanoes. Haraldur Sigurdsson, Bruce F. Houghton, Stephen R. McNutt, Hazel Rymer, John Stix. *Isis*, 92(2): 441—442. <https://doi.org/10.1086/385276>
- Niemeyer, H., Urrutia, C. (2009). Transcurrencia a lo largo de la Falla Sierra de Varas (Sistema de fallas de la Cordillera de Domeyko), norte de Chile. *Andean geology*, 36(1): 37—49. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-71062009000100004>
- Papanicolaou, P., List, E. (1988). Investigations of round vertical turbulent buoyant jets. *Journal of Fluid Mechanics*, 195: 341—391. <https://doi.org/10.1017/S0022112088002447>
- Pardo-Casas, F., Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233—248. <https://doi.org/10.1029/tc006i003p00233>
- Pérez-Flores, P. (2002). Modelo estructural proyecto Fénix-Maricunga, Consultoría e investigación Geológico Ambiental Ltda, 45 p.
- Quane, S. L., Russell, J. K. (2005). Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67: 129—143.
- Quane, S. L., Russell, J. K., Friedlander, E. A. (2009). Time scales of compaction in volcanic systems. *Geology*, 37: 471—474.
- Rapela, C. W., Spalletti, L., Merodio J. C., Aragón, E. (1987). Temporal evolution and spatial variation of the lower Tertiary Andean volcanism (40-42 30°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 1—14.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*, p. 354—368.
- Rivera, O. (1992). El complejo volcano-plutónico Paleoceno-Eoceno del cerro Durazno Alto: Las calderas El Durazno y Lomas Bayas, Región de Atacama, Chile. Tesis. Universidad de Chile, 242 p.
- Rivera, O. M., Falcón, M. F. (2000). Calderas tipo colapso-resurgentes del Terciario inferior en la Precordillera de la Región de Atacama: Emplazamiento de complejos volcano-plutónicos en las cuencas volcano-tectónicas extensionales Hornitos e Indio Muerto. IX Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen II: 67—71.

- Rivera, O., Mpodozis, C. (1994). La Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico Superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó, Actas Volumen II: 1288—1292.
- Roche, O., Druitt, T. H., Merle, O. (2000). Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1): 395—416. <https://doi.org/10.1029/1999jb900298>
- Roche, O., Phillips, J. C., Kelfoun, K. (2013). Pyroclastic density currents. *Modeling Volcanic Processes*, p. 203—229. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139021562.010>
- Rosenbaum, G., Lister, G., Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the Western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the virtual explorer*, 8: 107—130. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00053>
- Rosi M. (1992). A model for the formation of vesculated tuff by the coalescence of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 54: 429—34.
- Ross, P. S. (2005). Volcanology of the Mawson Formation at Coombs and Allan Hills, South Victoria Land, Antarctica. PhD thesis. University of Otago, Dunedin, New Zealand, 400 p.
- Ross, P., White, J. D. L. (2005). Mafic, Large-Volume, pyroclastic density current deposits from phreatomagmatic eruptions in the Ferrar Large Igneous province, Antarctica. *The Journal of Geology*, 113(6): 627—649. <https://doi.org/10.1086/449324>
- Sánchez, A. G. (2019). Colapso de Calderas Volcánicas. *Tierra y Tecnología*, 53: 2. <https://doi.org/10.21028/aps.2019.02.28>
- Scandone, R. (1990). Chaotic collapse of calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(3): 285—302. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90005-z](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90005-z)
- Scheuber, E., González, 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. <https://doi.org/10.1029/1999tc900024>

- Sepúlveda, P., Naranjo, J. A. (1982). Hoja Carrera Pinto, escala 1:100.000, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile N°53.
- Segerstorn, k. (1968). Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín N°24, 58 p.
- Segerstorn, K., Parker, R. I. (1959). Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile, Volumen I N°2.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., Stix, J. (2015). The Encyclopedia of volcanoes. (2da ed.). Elsevier, Academic Press, 1422 p.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (1999). Encyclopedia of Volcanoes (English Edition). In: Calderas (1.a ed). Elsevier, Academic Press, p. 643—662.
- Sinton, J. M., Detrick, R. S. (1992). Mid-ocean ridge magma chambers. Journal of Geophysical Research, 97(B1): 197—216. <https://doi.org/10.1029/91jb02508>
- Skilling, I. P. (1993). Incremental caldera collapse of Suswa volcano, Gregory Rift Valley, Kenya. Journal Geological Society of London, 150: 885—896
- Smith, R. L. (1960), Zones and zonal variations in welded ash-flows: U.S. Geological Survey, 354: 149—159. <https://doi.org/10.3133/pp354F>
- Soffia, J. M. (1989). Estratigrafía y geología estructural del área del río Jorquera, Región de Copiapó. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, 159 p.
- Sparks, R. S. J. (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23: 147—188.
- Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. M., Gilbert, J. S., Glaze, L. S., Sigurdsson, H., Woods, A. W. (1997). Volcanic Plumes. John Wiley and Sons, Inc, 557 p.
- Sparks, R. S. J., Self, S., Walker, G. P. L. (1973). Products of ignimbrite eruption. Geology, 1: 115—118.
- Spinks, K. D., Acocella, V., Cole, J. W., Bassett, K. N. (2005). Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 144(1-4): 7-22. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.014>

- Talbot, J. P., Sells, S., Wilson, C. J. N. (1994). Dilute gravity current and rain-flushed ash deposits in the 1.8 ka Hatepe Plinian deposit, Taupo, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 56: 538—551.
- Tomnlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramírez, C. F., Dumitri, T. (1994). El sistema de fallas Sierra de Castillo-Agua Amarga: Transpresion sinistral eocena en la Precordillera de Potrerillos- El Salvador. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen II: 1459—1463.
- Torres, F. (2018). Petrología, estructura y evolución de a caldera El Durazno. Sistema de calderas de colapso Paleoceno-Eoceno. Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile. Tesis. Universidad de Atacama, 109 p.
- Valentine, G. A., Fisher, R. V. (2000). Pyroclastic surges and blasts. En: Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p. 571—580.
- Walker, G. P. L. (1984). Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10): 8407. <https://doi.org/10.1029/jb089ib10p08407>
- Wilson, C. J. N., Houghton, B. F. (2000): Pyroclastic transport and deposition. En: Sigurdsson, H. (ed.): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, p. 545—554.
- Wilson, L., Head, J.W. (1981). Morphology and rheology of pyroclastic flows and their deposits, and guidelines for future observations. In: Lipman, P. W., Mullineaux, D. R. (ed). *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U.S. Geological Survey professional paper, p. 523—524.
- Zentilli, M. (1974). Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile between 26° & 29° south. PhD Thesis. Queen's University, 446 p.

Capítulo 10: ANEXOS

9.1 Unidad de andesitas y cuarzolatitas

Muestra J2.1c y J3.1b

Dentro de los minerales de alteración se pueden reconocer: Esmectitas, modo de ocurrencia leve, selectiva y diseminada, alterando primordialmente a augitas y pocas plagioclasas, mostrándose con colores amarillentos a nicoles paralelos, y a nicoles cruzados con colores amarillentos y mitad del segundo orden, sin relieve y con pleocroísmo discreto; arcillas, con modos de ocurrencia moderada, selectiva y diseminada, alterando principalmente a la mesostasis como diseminados grisáceos a nicoles paralelos y cruzados. También en menor medida altera a augita y plagioclasas; goethita, con modo de ocurrencia Débil, selectiva, en bordes de reabsorbsión de cristales opacos y augita. También es posible encontrarla en algunas lamelas de piroxenos; sericita, con modos de ocurrencia leve, selectiva y diseminada, distribuida en plagioclasas y feldespatos alcalinos, y en menor medida, en la mesostasis; calcita, con modos de ocurrencia leve a moderada, diseminada, en parches y selectiva, distribuida en la masa fundamental, presentando pleocroísmo de relieve. Es posible observarla alterando a plagioclasas con mayor % An; clorita y biotita, alterando de manera moderada, selectiva y diseminada, afectando a estantita dentro de fracturas. Mismas biotitas son obliteradas a clorita; epidota, muy débil, selectiva, distribuida en menor medida en microfracturas dentro de plagioclasas.

Muestra 2.7 y 2.2

El set mineralógico que oblitera la roca se compone por: Hematita, con modo de ocurrencia diseminado y en vetillas, afectando a la mesostasis; goethita, con modo de ocurrencia débil, diseminado y en parches, la cual aprovecha pequeñas fracturas dentro de augita, en bordes coroníticos de opacos y dentro de la mesostasis en parches; calcita, presentándose de manera leve, diseminada y en parches, afectando a plagioclasas con alto contenido de % An, también afecta a augita, en parches dentro de la mesostasis; esmectitas, con modo de ocurrencia moderada, diseminada, selectiva y en parches,

proyectándose en nicoles paralelos sin relieve, con colores amarillos a verdosos y en nicoles cruzados con colores de la mitad del 2do orden, obliterando augitas y en menor medida a plagioclasas, además en la muestra 3.1c cristaliza en los bordes de vacuolas y en estructuras de desvitrificación junto con zeolitas; zeolitas, con modo de ocurrencia leve a moderado, diseminado y selectivo, afectando a feldespatos, presentándose de forma acicular alargadas, disgregadas y aglutinadas; sericita, con modos de ocurrencia leve a moderado, selectivas, afectando a feldespatos de forma disemina; arcillas, alterando de forma moderada y diseminada a la mesostásis y feldespatos, con aspecto sucio y grisáceo en nicoles paralelos y cruzados.

9.2 Unidad de tobas de lapilli vítrea masivas

Muestra J3.5b

Como minerales de alteración, se encuentran: cuarzo, con modo de ocurrencia moderada a intensa, en vetillas y diseminado, reconocible cristalizando junto con calcita, relleno de vesículas y cristizando como reemplazo en texturas de desvitrificación de pómez y *glass shards*; calcita, con modo de ocurrencia moderada en vetillas y diseminada, presentándose como pequeños cristales distribuidos tanto en la matriz como en los cristales y líticos, presentando maclas al 126°. Se asocia en vetillas con apatito, afecta de manera selectiva a plagioclasas con alto contenido de % An; clorita, con modo de ocurrencia débil, diseminado, en parches y selectivo, representada en reemplazo de vidrio, en pseudomorfo cristalinos micáceos lamelares dentro y paralelo a lamelas, tabulares y comúnmente en paragénesis con esfeno; sericita-muscovita, se manifiesta de manera leve, selectiva, diseminada y en vetillas, alterando a feldespatos y se presenta como cristales aislados en paragénesis con esfeno y clorita en lamelas; arcillas, con modos de ocurrencia moderada, diseminada, presente en gran parte de la roca, afectando a fragmentos mayores y matriz cinerítica, de aspecto terroso y sucio; apatito, con modo de ocurrencia leve, en vetillas, presente como cristales euhedrales a subhedrales, asociado a minerales calcosilicatados, principalmente junto con calcitas; epidota, con modo de ocurrencia leve, diseminada y selectiva, afectando a feldespatos con alto % An y en sectores como pequeñas esferulitas;

zeolitas, con modo de ocurrencia leve a moderada, en relleno de vacuolas y en texturas de desvitrificación; y esfeno, con modo de ocurrencia leve, en vetillas, diseminado y selectivo, en paragénesis con sericita, muscovita y clorita, presente en lamelas de muscovita.

9.3 Unidad de tobas de lapilli vítrea soldadas

Muestra 2.4b

Las alteraciones que obliteran a esta muestra corresponden a: Calcita, con modos de ocurrencia en vetillas, selectiva y diseminada, afectando a plagioclasas con mayor % An, matriz en paragénesis junto con clorita y titanita; clorita, con modos de ocurrencia leve, diseminada, selectiva y en vetillas, afectando a vidrio, presente en lamelas de pseudomorfos micáceos junto con esfeno; epidota, con modos de ocurrencia débil, diseminada y selectiva, afectando a plagioclasas; sericita, con modos de ocurrencia débil a moderada, diseminada, selectiva y en vetillas, afectando a feldespatos, también se puede encontrar junto con calcita en vetillas; arcillas, con modos de ocurrencia moderada, afectando a gran parte de la matriz cinerítica y feldespatos alcalinos. Forma parte de texturas de desvitrificación, relleno de esferulitas y presentan aspecto sucio de colores grisáceos a amarillentos en nicoles paralelos y blancos a grises en nicoles cruzados; zeolitas, con modos de ocurrencia moderada, selectiva y en parches, alterando a vidrio desvitrificado y relleno algunas vacuolas. Este mineral también se exhibe con hábitos radiales.

Muestra 2.5a

Esta muestra presenta una modalidad en proporción a sus fragmentos mayores-matriz de un 30%/70% vol. total de la roca, la cual presenta una matriz cinerítica compuesta por ceniza y *glass shards*, obliterada con arcilominerales, esmectitas, zeolitas y cuarzo.

Los fragmentos mayores, se componen de fragmentos minerales, vítreos y líticos, dentro de los cuales, los fragmentos minerales se componen de: Biotita (5% vol.), de formas subhedrales, con tamaños entre los 0.2 a 0.6 mm, mostrando pleocroísmo marrón a nicoles paralelos y extinción recta y arcimoteada en nicoles cruzados. Presenta textura coronítica y bordes de reabsorción circundado por óxidos de hierro. También es posible encontrar pseudomorfo micáceos con mismas características totalmente obliterados a clorita; plagioclasas (15% vol.), de formas subhedrales a euhedrales, con tamaños relativos entre 0.1 a 2.1 mm, de composición entre 21 a 37% An, exhibiendo maclas polisintéticas, alteradas a sericita y calcita; cuarzo (2% vol), de tamaños aproximados entre 0.1mm a 0.3 mm, muy escasos distribuidos en la matriz.

Fragmentos vítreos, constituidos por: Fiamme (5% vol), de formas alargadas, orientadas y aplastadas concordantes con textura eutaxítica, de tamaños entre 0.1 a 4.3 mm. Es posible encontrar estructuras de desvitrificación y así mismo, textura amigdaloides y esferulítica con cristalización radial de cristales arcillosos de aspecto sucio amarillento a café en nicoles paralelos y cruzados, con extinción recta y radial, asociados con esmectitas, cloritas, cuarzo y calcita. Pómez (16% vol.), de formas redondeadas a ovaladas, con estiramiento en dirección a textura eutaxítica, de tamaños entre 0.3 a 4.4 mm, desvitrificadas y reemplazadas por agregados cristalinos radiales predispuestos en el centro por calcita-sericita, bordeado por cuarzo-esmectita; *glass shards* (15% vol.), con tamaños entre 0.1 y 0.3 mm, se observan aglutinados, aplastados y alargados, presentando desvitrificación reemplazados por zeolitas, cuarzo, clorita, esmectitas y calcita.

Fragmentos líticos de Andesitas (18% vol.) con tamaños entre 1.1 a 1.9 mm, con un tamaño en la mesostasis y modalidad variante respecto a su masa fundamental, desde 70 a 80% vol. Su masa fundamental varía entre microlitos de plagioclasas y vidrio, con fenocristales de plagioclasas, estos líticos presentan alteración moderada a minerales arcillosos. También se incluyen rocas piroclásticas (20% vol), con tamaños aproximados de 2 cm, compuestas por tobas de lapilli.

9.4 Geología estructural

ESTRUCTURA	TIPO	COORDENADA		DIP	DIP DIRECTION	OBSERVACIÓN	SET
		NORTE	ESTE				
Falla 1	1ER ORDEN	6930276	432243	75	170	Se observan bloques de roca de caja en forma de sigmoides no muy claros exhibiendo cinemática inversa, también se muestra un dique blanquecino con similar actitud paralelo a la pared de la falla. Se presenta una cubierta erosiva donde no es posible distinguir con claridad la mineralogía de alteración.	4
Falla 2	1ER ORDEN	6930292	431981	82	275	Se presentan sigmoides con cinemática inversa, se exhiben parches de hematita y goethita sobre y circundante a la falla	1
Falla 3	1ER ORDEN	6930292	431981	84	90		1
Falla 4	1ER ORDEN	6930584	431724	75	100		1
Falla 5	1ER ORDEN	6930668	431704	70	275		1
Falla 6	1ER ORDEN	6930640	431463	60	205		Presenta cinemática sinistral normal según el criterio de petit y riedel, mostrando sigmoides con cinemática sinistral. Se observa brecha de falla, alteración superficial a hematita y jarosita en pátinas, fracturas rellenas por calcita y salbanda, se presentan pirolusita en parches y alteración discreta de clorita diseminada. Estrías 304/56, 255/55 en calcita.
Falla 7.1	2DO ORDEN	6930640	431463	62	305	dúplex y con colas de caballo mostrando cinemática sinistral. Las fracturas presentan rellenos de calcita, salbanda y parches de hematita en pátinas. Son cortadas por la falla 6	2
Falla 7.2	2DO ORDEN	6930640	431463	75	310		2
Falla 8	2DO ORDEN	6930516	430864	50	180	Estructura rellena por tobas de lapilli fina vítrea blanquecina, cortando unidad de tobas de lapilli gruesa vítreas. En el sector se aprecian zonas con alteración hidrotermal. Estrías 130/34	3
Falla 9	1ER ORDEN	6930703	430517	70	242	Gran zona de falla, presenta alteración argílica y flujos con alteración de clorita, epidota y calcita.	8
Falla 10	2DO ORDEN	6932542	431140	35	74	Estructuras "verticales" con relleno de salbanda, hematita en pátinas, epidota de manera discreta y diseminada y calcita en relleno y vetillas circundantes. Se observan pequeños halos de alteración a epidota minerales arcillosos. Se presentan sigmoides indicando una cinemática inversa. Estas fallas se emplazan junto a un dique microdiorítico.	6
Falla 11	2DO ORDEN	6932542	431140	45	78		6

Falla 12	2DO ORDEN	6932598	431146	25	40	Estructuras "horizontales" que presentan mayor grado de fracturamiento y mayor relleno de salbanda y epidota a diferencia de estructuras "verticales". Estructuras "horizontales" cortan a estructuras "verticales"	7
Falla 13	2DO ORDEN	6932598	431146	22	50	Parte de las estructuras "horizontales"	7
Falla 14	2DO ORDEN	6932711	431131	54	90	Parte de las estructuras "verticales"	6
Falla 15	2DO ORDEN	6932711	431131	35	95	Falla presenta estructuras S-C, las cuales indicarían cinemática dextral. Estructura presenta alteración circundante de epidota, hematita en pátinas, salbanda de manera discreta y parches de clorita muy leve.	6
Falla 16	2DO ORDEN	6932933	431197	82	325	Eje axial 185/21	2
Plano axial		6930119	430309	36	187		3

Tabla 9: Fallas y plano axial de pliegue sinclinal mapeado.