



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS LITOESTRATIGRÁFICO DE LA SUCESIÓN PIROCLÁSTICA
BASAL DE LA MEGACALDERA CARRIZALILLO, QUEBRADA
CARRIZALILLO, TIERRA AMARILLA CHILE**

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

Profesora guía Dra. Natalia Rodríguez Rodríguez

Nagli Anaís Tapia Contreras

Copiapó, Chile 2025



UNIVERSIDAD
DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ANÁLISIS LITOESTRATIGRÁFICO DE LA SUCESIÓN PIROCLÁSTICA
BASAL DE LA MEGACALDERA CARRIZALILLO, QUEBRADA
CARRIZALILLO, TIERRA AMARILLA CHILE**

Profesora guía Dra. Natalia Rodríguez Rodríguez

Nagli Anaís Tapia Contreras

Copiapó, Chile 2025

Agradecimientos

A mis padres Ivania y Rodrigo, por ser mi mayor ejemplo de resiliencia, fortaleza y dedicación. Gracias por enseñarme valores que han guiado cada paso en mi vida, por ser una compañía incondicional en cada etapa, tanto en lo personal como en lo académico. Por brindarme palabras de aliento cuando más lo necesité, por su amor y por creer en mí, ustedes me inspiran día a día.

A mis hermanas Juliana y Antonnia, ya que sin ustedes este camino habría sido mucho más difícil. Han sido la mejor compañía que la vida me pudo otorgar. Son la luz en mi vida y mi mayor orgullo.

A mis profesoras guías Natalia Rodríguez y Paulina Fuentes quienes creyeron en mí desde el primer momento. Su acompañamiento, compromiso, paciencia y orientación marcaron una gran diferencia en mi vida.

A mis amigos y compañeros, con quienes compartí risas, frustración, alegría y aprendizajes. Gracias por estar a mi lado y ser parte de esta etapa tan significativa. En especial, a Nicolás, Javiera, Hernan, Matias y Melissa, quienes me acompañaron cuando más lo necesité, siempre tuvieron una palabra de aliento para mí y me inspiraron siempre a ser una mejor persona. A mi querida amiga Annabelle, por entregarme tu amor incondicional. Estoy realmente agradecida de tenerte como mi amiga y espero que la vida nos mantenga siempre unidas.

Finalmente, a mi abuelita Marcelina que estaría muy orgullosa de mí en este momento. Estoy muy agradecida de haber tenido una abuelita tan presente, amorosa y sabia como tú en mi vida. Me encantaría que estuvieras conmigo, acompañándome en esta instancia tan importante para mí. Siempre vivirás en mi corazón.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Problema de investigación	4
1.3 Hipótesis.....	6
1.4 Objetivo general	7
1.4.1 Objetivos específicos	7
1.5 Metodologías.....	7
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	9
2.1 Etapas en el desarrollo de calderas.....	9
2.2 Estudios litoestratigráficos en calderas	11
2.3 Métodos o técnicas analíticas utilizados en estudios de calderas volcánicas.....	16
CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO	18
3.1 Geología regional	18
3.2 Geología local	21
CAPÍTULO 4: MARCO METODOLÓGICO.....	26
4.1 Etapa gabinete	26
4.2 Etapa de terreno.....	26
4.3 Etapa post terreno.....	27
CAPÍTULO 5: RESULTADOS	29
5.1 Quebrada Salto de Barraza.....	29
5.2 Quebrada El Sauce	47
5.3 Quebrada El Indio	53
CAPÍTULO 6: DISCUSIONES	63
6.1 Estratigrafía.....	63
6.2 Mecanismos eruptivos.....	70
6.3 Evolución eruptiva	74
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	78
CAPÍTULO 8: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80
CAPÍTULO 9: ANEXOS.....	87

RESUMEN

La precordillera de la región de Atacama preserva un vasto registro volcánico asociado a un ciclo de formación de calderas vinculado a un régimen transtensional durante el Cretácico Superior-Paleoceno, producto de una baja tasa de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). En este contexto, distintos autores han reconocido la presencia de la Megacaldera Carrizalillo (Rodríguez et al., 2025; Arévalo et al., 1994; Mpodozis y Allmendinger, 1992; Rivera y Mpodozis, 1991). En base a esto, este estudio busca reconstruir la evolución eruptiva y dinámica de su sucesión piroclástica basal durante las etapas iniciales de colapso en el Cretácico Superior-Paleoceno/Eoceno.

El análisis se basó en mapeo geológico y levantamiento de seis columnas estratigráficas, digitalizadas con Strater 5, lo que permitió establecer correlaciones entre sectores. La caracterización de litofacies se realizó mediante descripciones macroscópicas y clasificación de depósitos según criterios texturales, composicionales y estructurales (Branney y Kokelaar, 2002; Cas y Wright, 1987; Miall, 1985), identificando nueve miembros y cuatro capas principales.

Los resultados indican un colapso que inicia con volcanismo efusivo, seguido por fases explosivas subplinianas, pulsos de flujos piroclásticos y epiclásticos, sellados por un evento efusivo (Branney y Kokelaar, 2002; Cas y Wright, 1987). Variaciones laterales en litofacies, actitud, potencia de los estratos y las estructuras sinsedimentarias, sugieren un colapso progresivo (Lipman, 1997). La zonación vertical de la alteración hidrotermal coincide con un sistema epitermal de alta sulfuración (Hedenquist et al., 1996).

En conclusión, el análisis litoestratigráfico de los depósitos basales de la Megacaldera Carrizalillo permite proponer un modelo evolutivo eruptivo aplicable a calderas análogas de los Andes, destacando además las implicancias geológicas y económicas de su sistema hidrotermal.

ABSTRACT

The Precordillera of the Atacama Region preserves an extensive volcanic record associated with a caldera-forming cycle linked to a transtensional tectonic regime during the Late Cretaceous–Paleocene, resulting from a low convergence rate between the Nazca and South American plates (Pardo-Casas and Molnar, 1987). In this context, several authors have recognized the presence of the Carrizalillo Megacaldera (Arévalo et al., 1994; Mpodozis and Allmendinger, 1992; Rivera and Mpodozis, 1991). Based on this, the present study aims to reconstruct the eruptive and dynamic evolution of its basal pyroclastic succession during the initial stages of collapse in the Late Cretaceous–Paleocene/Eocene.

The analysis was based on geological mapping and the construction of six stratigraphic columns, which were digitized using Strater 5, allowing the establishment of correlations between sectors. Lithofacies characterization was carried out through macroscopic descriptions and classification of deposits according to textural, compositional, and structural criteria (Branney and Kokelaar, 2002; Cas and Wright, 1987; Miall, 1985), identifying eight main members.

The results indicate a collapse that begins with effusive volcanism, followed by subplinian explosive phases, pyroclastic and epiclastic flow pulses, and ends with a final effusive event (Branney and Kokelaar, 2002; Cas and Wright, 1987). Lateral variations in lithofacies, stratal attitude and thickness, along with syn-sedimentary structures, suggest a progressive collapse (Lipman, 1997). The vertical zoning of hydrothermal alteration is consistent with a high-sulfidation epithermal system, with potential implications for mineral exploration (Hedenquist et al., 1996).

In conclusion, the lithostratigraphic analysis of the Carrizalillo Megacaldera allows for the proposal of an eruptive evolutionary model applicable to other analogous calderas in the Andes, also highlighting the geological and economic implications of its hydrothermal system.

STRATIGRAPHY- LITHOFACIES- CARRIZALILLO MEGACALDERA

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

En la precordillera de la región de Atacama, es posible observar evidencias de lo que ha sido interpretado por diversos autores como un ciclo de formación de calderas, ligadas a un régimen transtensional Cretácico Superior-Paleoceno, durante un periodo de baja tasa de convergencia entre la placa Nazca y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Este ciclo de formación de calderas, daría a lugar a la formación de campos de calderas y calderas anidadas (Figura 1.1) asociadas a las últimas etapas del ciclo evolutivo de cuencas volcanotectónicas extensionales (Rivera y Falcón, 2000). En el cual a latitudes de 26°30'S a 28°00'S, es posible observar un conjunto de calderas contenidas en una megaestructura, denominada Megacaldera Carrizalillo (Arévalo et al., 1994; Mpodozis y Allmendinger 1992; Rivera y Mpodozis, 1991).

La Megacaldera Carrizalillo es interpretada como una megacaldera de colapso de casi 60 kilómetros de longitud y más de 30 kilómetros de ancho, delimitada por un anillo intrusivo, denominado Plutón Cabeza de Vaca que se ubica al margen occidental y septentrional de aproximadamente 52 km de longitud por 1-7 km de ancho (Rivera y Mpodozis, 1994). Constituida por un conjunto de cuatro calderas anidadas denominadas como caldera Lomas Bayas, El Durazno, Agua Nueva y Bellavista (Rivera y Mpodozis, 1994), las cuales colapsaron durante etapas tardías de resurgencia. Mientras que, su ciclo de formación comienza con la configuración de un campo de estratovolcanes que rellenarían la depresión volcanotectónica, simultáneo al desarrollo de una cuenca extensional correspondiente a la Cuenca Hornitos (Rivera y Mpodozis, 1994). Es importante destacar, que se propone que la formación de estos complejos volcanoplutónicos durante este periodo de tiempo se relacionaría directamente con un emplazamiento a lo largo de la falla anular formada como consecuencia del colapso del techo de una cámara magmática dentro de sí misma en un ambiente extensional (Rivera y Falcón, 2000).



Figura 1.1 Mapa de complejos volcanoplutónicos asociados al Cretácico Superior-Paleoceno, donde se señala la ubicación de la Megacaldera Carrizalillo en la precordillera de Copiapó, en conjunto con sus calderas anidadas. Modificado de Rivera y Falcón (2000).

En cuanto al volcanismo precolapso, el ascenso de magma favoreció el desarrollo de fracturas anulares, lo que culmina con la formación de un cuerpo magmático de dimensiones batolíticas, a partir del cual se eruptaron grandes volúmenes de fragmentos piroclásticos durante el colapso de la Megacaldera Carrizalillo. Diversos autores han descrito este volcanismo como una acumulación de al menos 3.000 metros de lavas, flujos piroclásticos y sedimentitas, asociadas a las distintas etapas del ciclo de formación de calderas (Rivera y Falcón, 2000). Sin embargo, esto corresponde solo a una generalización de los depósitos, ya que la Megacaldera Carrizalillo carece de estudios detallados, no solo respecto a análisis petrográficos, sino que también respecto a estudios estructurales, geoquímicos y geocronológicos, los cuales son claves para entender la dinámica del sistema magmático. La importancia de realizar este tipo de estudios radica en el entendimiento y aplicación a sistemas activos actuales, tales como, Caldera Yellowstone, Caldera Taupo, Caldera Long Valley, entre otras, así como también a riesgos geológicos asociados a erupciones de tal magnitud y la evolución en cuanto a actividad hidrotermal y depósitos minerales, donde estudios recientes han interpretado un posible depósito epitermal de alta sulfuración erosionado, sugiriendo además la presencia de un pórfido cuprífero en profundidad (p. ej. Fortt, 2024).

Dado lo anterior, resulta fundamental realizar un estudio petrográfico y estratigráfico detallado de las unidades previamente mencionadas, con el objetivo de reconstruir la secuencia eruptiva vinculada a las fases iniciales del colapso de la megacaldera.

El presente trabajo se desarrolla en alrededores de la quebrada Carrizalillo, ubicada a 59 km al sureste de la ciudad de Copiapó (Figura 1.2a). El acceso al área se realiza a través de la ruta C-35, continuando por la ruta C-401, y finalmente por la ruta C-503 (Figura 1.2b). El tránsito dentro del área de estudio se caracteriza por quebradas angostas, con caminos no pavimentados y parcialmente habilitados por antiguas labores mineras, los cuales permiten el ingreso únicamente a vehículos 4x4. Sin embargo, debido a las condiciones topográficas, el acceso más seguro y viable al interior de la quebrada es a pie, a partir de la ruta C-503 (Figura 1.2c).

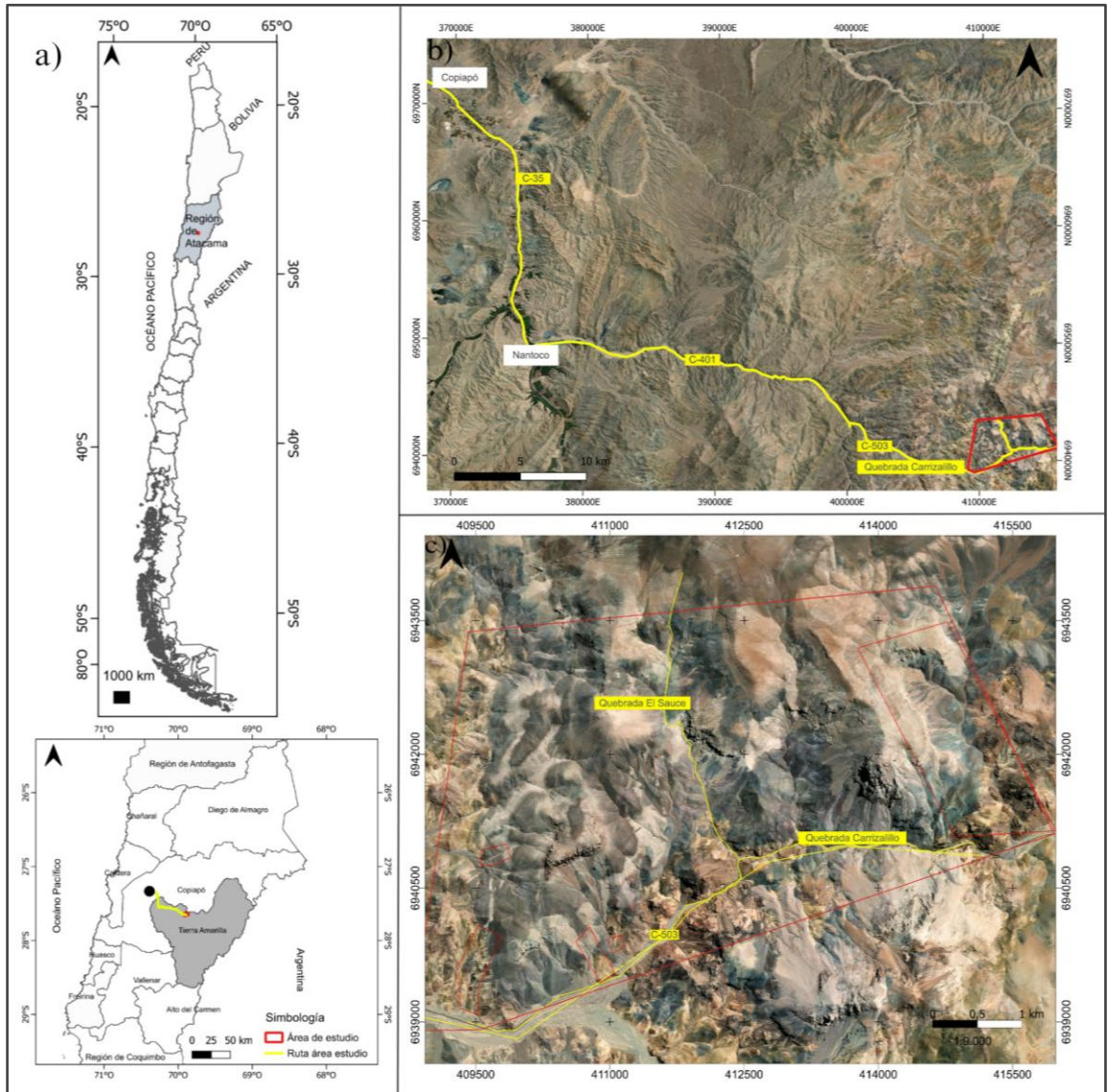


Figura 1.2 a) Mapa de ubicación a escala nacional y regional. b) Mapa de accesos principales al área de estudio desde la ciudad de Copiapó. c) Mapa de acercamiento del área de estudio y sus accesos. Elaboración propia.

1.2 Problema de investigación

Los procesos geológicos asociados a la formación de calderas dependen de múltiples factores, como la composición del magma, el régimen tectónico regional, el estrés tectónico que actúa en la cámara magmática, la tasa de vesiculación, los mecanismos de sobrepresurización internos, los mecanismos de sedimentación, el transporte, la depositación, entre otras (Lipman, 1997; Cole et al., 2005). En este contexto, el análisis

petrográfico y estratigráfico constituye una herramienta fundamental para determinar algunos de estos factores.

A nivel internacional, diversos estudios en sistemas de calderas anidadas; como el Complejo Volcánico Cerro Blanco en la Puna Austral (Argentina), el Complejo Volcánico Jémez en Nuevo México, y el sistema de Yellowstone en Estados Unidos (p. ej., Báez et al., 2015; Hildreth y Fierstein, 2000; Ross et al., 1961), han permitido caracterizar el origen y la evolución de los sistemas magmáticos, así como información sobre los procesos eruptivos y mecanismos de colapso. Estas investigaciones han sido posibles gracias a la buena exposición del registro geológico, el análisis de la estratigrafía, el análisis estructural y la caracterización petrográfica. Dichos estudios han permitido modelar la evolución de cámaras magmáticas someras, identificar episodios eruptivos múltiples y establecer correlaciones entre el magmatismo y la tectónica regional. Como resultado, estos sistemas se han convertido en análogos clave para ser comparados con calderas inactivas o aquellas con actividad magmática registrada en su historia geológica.

En este contexto, la escasa caracterización de los depósitos asociados a la formación de la Megacaldera Carrizalillo se identifica como un problema fundamental, ya que presenta una notoria heterogeneidad respecto a sus litofacies, compuesta por lavas, depósitos piroclásticos y rocas sedimentarias clásticas, que evidencian una dinámica eruptiva compleja. No obstante, hasta la fecha carece de estudios detallados a excepción de Rodríguez et al. (2025) y Gerding (2019) que caracterizan de manera general la estratigrafía, estructural y geoquímica de la megacaldera y sus calderas anidadas. Los antecedentes existentes, como las cartas geológicas de Los Loros (Arévalo, 2005) y La Guardia (Iriarte et al., 1999), se limitan a descripciones generales de formaciones geológicas y no profundizan en las relaciones de contacto ni en la caracterización petrográfica detallada de las unidades. Además, los trabajos específicos disponibles se enfocan en calderas anidadas del mismo sistema, como El Durazno (Rivera y Mpodozis, 1991; Torres, 2018) y Lomas Bayas (Rivera y Mpodozis, 1991), sin abordar en profundidad la evolución eruptiva de Carrizalillo. Igualmente, existen sectores que en la carta geológica La Guardia (Iriarte et al., 1999) sólo han sido identificados como parte de

una zona de alteración hidrotermal, por tanto, existe una evidente falta de caracterización litológica detallada.

Esta situación plantea la necesidad de llevar a cabo un análisis completo, que permita caracterizar espacial y temporalmente las litofacies, así como comprender la dinámica eruptiva de la megacaldera en sus etapas iniciales del colapso. En función de lo anterior, surgen las siguientes interrogantes: ¿cuáles son las características y variaciones en la distribución de las litofacies dentro de la Megacaldera Carrizalillo?, ¿cómo puede reconstruirse la secuencia eruptiva y la evolución temporal del volcanismo explosivo durante las fases tempranas del colapso, a partir del análisis del registro litológico y estratigráfico?, y ¿qué procesos tectónicos y magmáticos controlaron la formación y evolución de la megacaldera en sus etapas iniciales?.

La resolución de estas interrogantes permitirá no solo reconstruir la historia eruptiva inicial de la megacaldera, sino también contribuir al entendimiento de los procesos volcánicos y estructurales que definen la evolución de calderas de colapso aportando al conocimiento geológico regional y andino.

1.3 Hipótesis

Se plantea que la etapa de colapso de la Megacaldera Carrizalillo se originó a partir de la evolución de una cámara magmática somera, desarrollada durante el Cretácico Superior–Paleoceno en un contexto tectónico transtensional, condicionado por una baja tasa de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Se hipotetiza que las fases previas al colapso estuvieron dominadas por un volcanismo efusivo, mientras que el colapso inicial habría sido provocado por una erupción explosiva de gran magnitud, favorecida por la sobrepresurización de un reservorio magmático somero enriquecido en volátiles. Esta hipótesis será evaluada mediante un estudio estratigráfico y petrográfico, orientado a reconstruir la secuencia eruptiva y caracterizar la dinámica volcánica durante las etapas iniciales del colapso de la megacaldera.

1.4 Objetivo general

Establecer la evolución eruptiva y la dinámica volcánica de la sucesión piroclástica basal de la Megacaldera Carrizalillo, en el contexto del colapso de la megacaldera durante el Cretácico Superior al Paleoceno-Eoceno inferior.

1.4.1 Objetivos específicos

- Determinar la disposición estratigráfica y la distribución espacial de la sucesión piroclástica basal, en función de sus relaciones internas y mecanismos de emplazamiento.
- Caracterizar las propiedades petrográficas y texturales de las unidades piroclásticas, vinculadas a su origen magmático y evolución eruptiva.
- Determinar la secuencia eruptiva y la evolución temporal del volcanismo explosivo en la sucesión piroclástica basal de la caldera.

1.5 Metodologías

Para abordar los objetivos planteados, se aplicó una metodología que integra levantamiento de información de terreno, el análisis estratigráfico detallado y el estudio petrográfico de las unidades piroclásticas basales expuestas en la Megacaldera Carrizalillo.

En una primera etapa, se realizó el reconocimiento geológico de campo, centrado en el mapeo de litofacies piroclásticas, identificación de estructuras volcánicas, sedimentarias, el levantamiento de columnas estratigráficas a detalle y recolección de 153 muestras de mano. Esto permitió definir la sucesión piroclástica basal y las relaciones de contacto entre miembros y capas, lo que constituyó un fundamento para comprender la dinámica eruptiva.

Posteriormente, se estudiaron macroscópicamente las muestras de mano con el objetivo de caracterizar texturas, fenocristales, fragmentos líticos, cristales juveniles, fragmentos de pómez y fiammes. Además, en el caso de rocas sedimentarias se identificó el tamaño de grano, estructuras, porcentaje de matriz, fragmentos líticos y cristales. Este análisis permitió reconocer características asociadas al emplazamiento y la evolución magmática de los depósitos.

Finalmente, se integró la información estratigráfica y petrográfica, realizando columnas estratigráficas en softwares como Strater 5, considerando variaciones verticales y laterales en las facies, tipos de depósitos y asociaciones texturales, con el fin de interpretar la evolución temporal del volcanismo durante las etapas iniciales del colapso.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Etapas en el desarrollo de calderas

Las calderas volcánicas son grandes depresiones originadas por el colapso de la corteza terrestre sobre una cámara magmática somera, generalmente como consecuencia de una erupción volcánica de gran magnitud (Cole et al., 2005). Por tanto, su estudio es fundamental para comprender los procesos magmáticos que las originan además de su evolución tectónica y volcánica posterior.

Lipman (2000) propone un modelo evolutivo general que contempla varias etapas, entre ellas se encuentra: volcanismo precolapso, colapso y subsidencia; magmatismo postcolapso, resurgencia y finalmente actividad hidrotermal y mineralización. La fase precolapso se caracteriza por un vulcanismo predominantemente efusivo, con desarrollo de domos de lava precaldera y erupciones explosivas de baja magnitud.

Durante la etapa de colapso y subsidencia, ocurren erupciones explosivas de gran escala, que Lipman (2000), Cole et al. (2005), Branney y Acocella (2015) describen que están constituidas por una fase inicial de ventilación central, seguida por una fase de ventilación anular. Estas erupciones suelen comenzar con columnas de erupción pliniana sostenidas, que evolucionan hacia flujos piroclásticos generadores de depósitos de ignimbritas en los flancos de la caldera. Tras la erupción de varios kilómetros cúbicos de magma, se produce el colapso progresivo del techo de la cámara magmática, acompañado de propagación de fallas y formación de escarpas verticales que generan avalanchas gravitacionales. En los márgenes de la caldera, los bloques delimitados por fallas anulares colapsan hacia el interior, mientras que, en la depresión de la caldera, esta se rellena con depósitos de ignimbritas y megabloques (Figura 2.1).

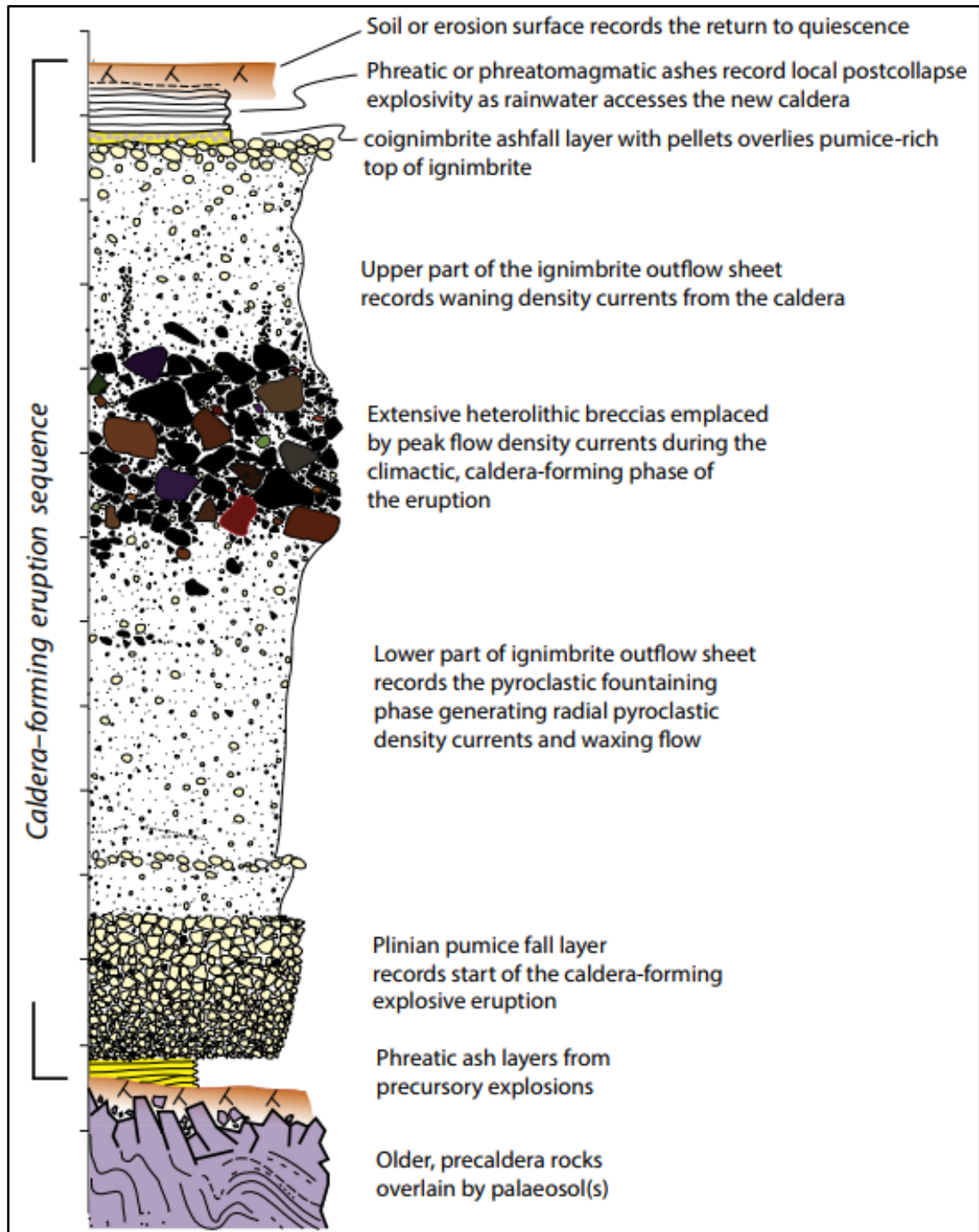


Figura 2.1 Sucesión piroclástica tipo formada durante la erupción de una caldera volcánica. Extraído de Branney y Acocella (2015).

Posteriormente, durante el magmatismo postcolapso y resurgencia, se desarrollan episodios de volcanismo efusivo, deslizamientos, avalanchas y erupciones explosivas menores. En calderas de gran tamaño (>15 km de diámetro), puede desarrollarse una etapa

de resurgencia, asociada al ascenso de nuevos pulsos magmáticos. Este ascenso provoca el alzamiento del piso de la caldera mediante la formación de domos resurgentes, calderas anidadas o la intrusión de complejos de diques o sills (Lipman, 2000).

Una etapa adicional en la evolución de las calderas volcánicas corresponde a la actividad hidrotermal y mineralización, procesos que pueden desarrollarse durante todo el ciclo de formación de una caldera, pero predomina en las etapas finales, formando así, sistemas geotermales activos o fósiles. Las manifestaciones superficiales más comunes incluyen géiseres, fumarolas, emanaciones de gases ácidos, entre otros, generando alteraciones hidrotermales características y la formación de asociaciones minerales como sericita, carbonatos, alunita, caolinita y otras arcillas (Hedenquist et al., 2000).

La mineralización puede estar directamente relacionada con el aporte magmático o hidrotermal, originando depósitos de metales como los sistemas epitermales de oro y plata, tanto de alta como de baja sulfuración, y en algunos casos, pórfidos cupríferos (Branney y Acocella, 2015; Sillitoe, 1993).

2.2 Estudios litoestratigráficos en calderas

La caracterización litoestratigráfica en calderas volcánicas es fundamental para interpretar los eventos eruptivos, la magnitud y estilo del colapso, así como la dinámica general del sistema volcánico.

Trabajos clásicos como Cas y Wright (1987) y Lipman (2000) clasifican los depósitos piroclásticos en tres tipos principales: flujos piroclásticos, depósitos de caída y oleada piroclástica, siendo los más volumétricamente dominantes en calderas los depósitos de flujo piroclástico. Estos últimos, están constituidos por mezclas densas de gases y piroclastos, generados por el colapso de columnas eruptivas plinianas, por colapsos de domos de lavas o por colapsos gravitacionales, incluyendo flujos generados por *boiling over*, tal como se ha documentado en el Complejo Volcánico Cerro Blanco (Báez et al.,

2015), caracterizado por el rebosamiento sin desarrollo de una columna eruptiva sostenida.

Estos flujos pueden depositarse por agradación progresiva desde la base del flujo o por congelamiento en masa, dependiendo de factores como la densidad, la temperatura y turbulencia de la corriente piroclástica. Las diferencias en estos mecanismos de depósito se reflejan en las estructuras resultantes, como estratificación, gradación inversa, gradación normal, laminación paralela, estructura masiva, imbricación, presencia de fiammes y zonas de cizalla basal (Branney y Kokelaar, 1992; Wright y Walker, 1981).

Los depósitos de flujos piroclásticos (PDCs) registran una combinación de mecanismos de transporte, soporte y segregación que varían espacial y temporalmente dentro de la corriente. Entre los principales mecanismos de soporte de partículas, se reconocen: (1) suspensión por turbulencia de fluido (régimen por tracción), donde clastos finos son mantenidos en suspensión por fuerzas de arrastre; (2) soporte por fluidización (régimen por escape ascendente de fluidos), predominante en flujos ricos en finos y concentrados, donde el gas ascendente retrasa la deposición; y (3) soporte por interacciones entre partículas (régimen por flujo granular), como colisiones, comunes en flujos densos (Figura 2.2). Estos mecanismos controlan a su vez procesos de segregación, como la migración de partículas finas hacia la base y de clastos grandes hacia el techo del flujo, que afectan la estructura interna de los depósitos (Sulpizio y Dellino, 2008).

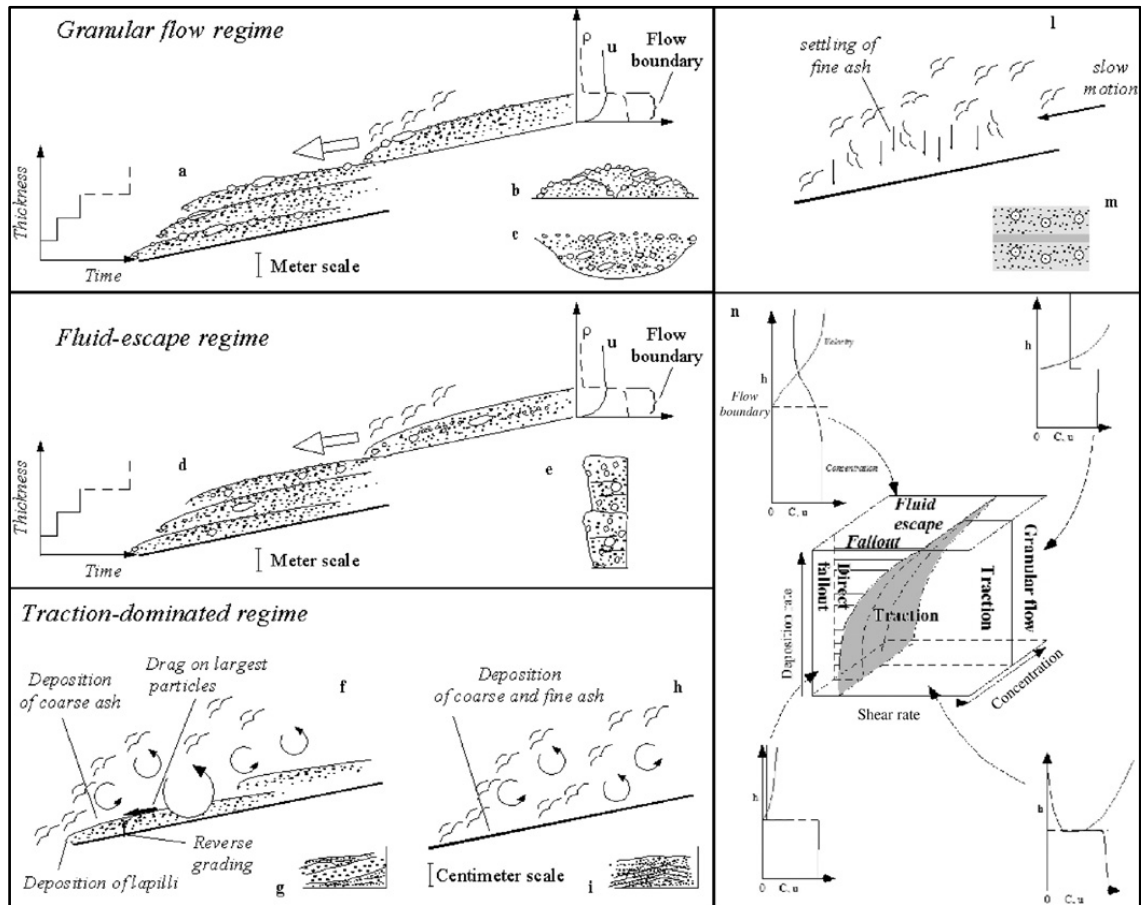


Figura 2.2 Modelo sedimentológico de agradación progresiva de pulsos dentro una corriente de densidad piroclástica, considerando regímenes depositacionales, que incluyen flujo granular, turbulento, por escape de fluidos y por caída. Extraído de Sulpizio y Dellino (2008).

Dado lo anterior, resulta relevante reconocer las diversas estructuras y texturas de cada tipo de depósito piroclástico. Los depósitos de flujo piroclástico pueden ser masivos, presentar granoclasificación normal o inversa, presencia de fiammes y por tanto textura eutaxítica, imbricación de clastos, cristales o fragmentos pumíceos, especialmente en ambientes proximales donde el depósito puede soldarse o deformarse reomórficamente. En los depósitos de caída piroclástica, las estructuras suelen incluir estratificación paralela bien definida, gradación normal, buena selección de clastos, y acumulación de fragmentos de pómez con disposición isotrópica. Por otro lado, los depósitos de oleadas piroclásticas se caracterizan por laminación fina, estratificación cruzada y estructuras convolutas, considerando que la observación de estas estructuras permite inferir la energía del sistema y la interacción con la topografía (Branney y Kokelaar, 2002).

En estudios litoestratigráficos aplicados a ignimbritas, se utiliza una nomenclatura no genética de facies basada en características observables como la granulometría, las estructuras, la forma y orientación de clastos, el grado de soldamiento y la composición como es el caso de Branney y Kokelaar (2002). Esta clasificación permite la determinación de estas facies, mientras que su correlación lateral o vertical aporta información crucial para interpretar los procesos en la zona límite de flujo, el grado de turbulencia, las condiciones de deposición y la evolución del sistema eruptivo.

Además del depósito de materiales piroclásticos, el relleno de las calderas incluye comúnmente depósitos sedimentarios intereruptivos y posteruptivos, que reflejan la evolución topográfica y tectónica del sistema. En calderas como las de la Provincia Ígnea Paleocena Británica (Brown et al., 2009), se ha documentado el desarrollo de ambientes sedimentarios intracaldera (Figura 2.3). Estos sistemas sedimentarios se vinculan a episodios de subsidencia e inactividad volcánica. Los mecanismos de depósito asociados, incluyen flujos de detritos de alta energía y procesos de sedimentación retrabajada por agua, que generan una amplia variedad de litofacies como brechas polimícticas, areniscas laminadas y niveles epiclásticos intercalados entre depósitos piroclásticos.

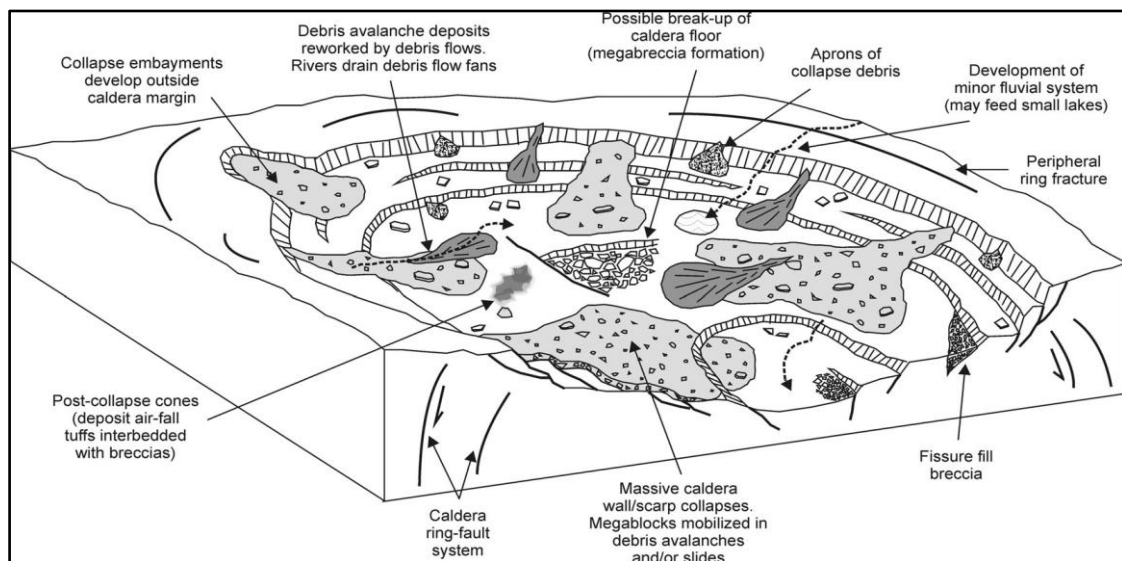


Figura 2.3 Depósitos sedimentarios asociados a ambientes de calderas volcánicas. Extraído de Brown et al. (2009).

En contraste, en el campo volcánico de Aizu, Yamamoto (2009) describe cómo las fases posteruptivas se caracterizan por la acumulación de sedimentos epiclásticos en sucesiones intercaladas con depósitos piroclásticos masivos. Donde los ambientes sedimentarios asociados a subsidencia incluyen planicies de inundación, canales fluviales, deltas, y sistemas lacustres, con depósitos generados por procesos de flujos de lahares y sedimentación retrabajada tras las erupciones. Evidencia de esto, incluye la presencia de depósitos masivos de arena pumícea y brechas con clastos retrabajados, lo que indica una intensa interacción entre la evolución topográfica postcolapso y los procesos sedimentarios fluviales.

Finalmente, una característica relevante en los sistemas de calderas volcánicas, se asocia a las variaciones laterales en facies, espesor, y composición, las cuales ha sido asociada a cambios en la dinámica eruptiva y a la interacción con la topografía preexistente (Branney y Kokelaar, 2002).

2.3 Métodos o técnicas analíticas utilizados en estudios de calderas volcánicas

El estudio litoestratigráfico de calderas combina observaciones de campo, descripción sistemática de unidades volcánicas, análisis de facies y técnicas de correlación estratigráfica. Cas y Wright (1987) proponen un enfoque centrado en parámetros observables como textura, geometría, estructuras internas y composición, mientras que Branney y Kokelaar (2002) desarrollan una metodología para ignimbritas basada en la observación detallada de facies piroclásticas y sus relaciones verticales y laterales (Tabla 2.1). Este enfoque permite interpretar con precisión el estilo eruptivo, los mecanismos de emplazamiento y la dinámica de los flujos piroclásticos. Miall (1985) propone igualmente códigos de litofacies asociado a rocas sedimentarias basado en el tamaño de grano.

Tabla 2.1 Códigos de litofacies asociada a depósitos de ignimbritas y epiclásticos, modificado de Branney y Kokelaar (2002) y Miall (1985) respectivamente.

Símbolo	Litofacies
mLT- mBr	Toba de lapilli masiva (o de ceniza), brechas masivas líticas
mLT(nl, ip)	Toba lapilli masiva lítica con gradación normal e gradación inversa
mLTf	Toba lapilli masiva con orientación direccional del grano
sLT	Toba lapilli/lapilli-ceniza estratificada
bLT	Toba lapilli/ceniza con laminación paralela
sAT	Toba de ceniza estratificada
//sAT	Toba ceniza con estratificación paralela
Gms	Grava masiva, con matriz soportada
Sr	Arena de muy fina a gruesa
Sh	Arena de muy fina a muy gruesa, puede contener gravas
Ss	Arena de fina a gruesa, puede contener gravas
Fl	Arena, limo, arcilla
Fr	Limo, arcilla

En este contexto, estudios como los de Gooday et al. (2018), Gómez-Vasconcelos et al. (2015) y Báez et al. (2015) comparten metodologías de campo similares que incluyen: mapeo geológico detallado, levantamiento de columnas estratigráficas, registro litológico continuo y descripción de estructuras sedimentarias y texturas. Estos métodos permiten identificar y caracterizar depósitos piroclásticos, establecer límites litoestratigráficos y correlacionar unidades.

En estudios aplicados como los de Báez et al. (2015) y Norini et al. (2014), se destaca que la definición de unidades en campo se basa en criterios objetivos y descriptivos, tales como la litología dominante, color, tamaño, tipo de clastos, estructuras sedimentarias internas y relaciones de contacto entre unidades. Particularmente, en unidades ignimbríticas, se incorporan observaciones como los porcentajes de fragmentos de pómez, líticos y cristales (>2 mm), su clasificación composicional y textural, potencia, y grado de soldamiento.

Finalmente, estudios como el de Fernández-Turiel et al. (2014) en caldera La Peligrosa aplican una subdivisión en miembros y etapas eruptivas basada en observaciones de litofacies, usando la terminología estandarizada para depósitos volcanoclásticos primarios (White y Houghton, 2006), lo que permite reconstruir la evolución eruptiva y estructural del sistema mediante el análisis litoestratigráfico detallado.

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología regional

Durante el Cretácico Superior temprano al Eoceno, se interpretan diversos cambios en las tasas de convergencia de las placas tectónicas, debido a la migración del arco hacia el este, generación de ambientes de rift, inversiones de cuenca, entre otros (Charrier et al., 2007). En términos generales, se propone un régimen extensional y la migración del arco hacia el este de Sudamérica, que favoreció una convergencia muy oblicua y lenta respecto de la placa oceánica Farallón durante el Cretácico Superior (Pardo-Casas y Molnar, 1987). De manera posterior, se propone una fase compresiva de corta duración desde el Cretácico Superior al Paleoceno temprano (Arévalo y Mpodozis, 1991; Cornejo et al., 2003; Martínez et al., 2013, 2016), seguido de un evento de transtensión dextral ligado a distintos eventos de colapso de calderas evidenciados en este caso, en la precordillera de Copiapó. Finalmente, durante el Eoceno se reconoce un evento deformacional evidenciado por la inversión de cuencas con el levantamiento de la cordillera de Domeyko (Charrier et al., 2007).

En un contexto regional, durante el Cretácico Superior al Paleoceno, la disminución en la tasa de convergencia entre las placas Farallón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987) indujo el desarrollo de una cuenca extensional de hemigraben denominada Cuenca Hornitos con orientación en dirección NNE, limitados por fallas inversas de alto ángulo (Godoy y Davidson, 1976). La Cuenca Hornitos está ligada a procesos de rifting en ambientes de arco y trasarco, ha sido clasificada como una cuenca volcanotectónica extensional en el cual se construiría el campo volcánico de calderas de colapso, estratovolcanes y domos riolíticos después del evento de deformación compresiva que cierra e invierte las cuencas marginales del Cretácico medio-Superior alrededor de los 80 Ma (Rivera y Falcón, 2000). Dicha cuenca por el oeste, estaría controlada por un sistema de fallas de borde, en el que la falla principal corresponde a la Falla Elisa de Bordos (FEB), estructura normal de alto ángulo con inclinación al ESE, siguiendo dos rumbos

preferenciales N30-40E y N0-5E (Arévalo et al., 1994). Al este la Cuenca Hornitos está truncada por las trazas de las fallas La Ternera y Agua Amarga, que corresponden al extremo meridional del Sistema de Fallas Domeyko, activas durante el Eoceno (42-39Ma) como fallas de rumbo sinestrales con una componente inversa, cuyo relleno estaría conformado por conglomerados, areniscas rojas y calizas lacustres que comprenden cerca de 1200 m en Quebrada Cachiyuyo, cubiertas por aproximadamente 400 metros de lavas basálticas y traqui-basálticas con algunas intercalaciones de brechas volcánicas y areniscas, cubierto por productos piroclásticos de calderas de colapso del Paleoceno-Eoceno inferior (Arévalo et al., 1994). Los depósitos sedimentarios alcanzan su mayor espesor en las zonas más próximas a la Falla Elisa de Bordos y disminuye hacia el este, lo que demuestra la forma asimétrica de la cuenca interpretada como hemigraben producida por el descenso no uniforme del bloque colgante que al repetir la forma lítrica de la FEB, sumado a esto, en su geoquímica se sugiere corteza subyacente adelgazada, lo cual permite interpretar la Cuenca Hornitos como un rift continental (Arévalo et al., 1994).

De manera posterior, sobreyaciendo al relleno de rift de la cuenca se desarrolla un sistema de calderas de colapso que incluyen la Megacaldera Carrizalillo en etapas iniciales y las calderas Lomas Bayas y El Durazno, más al norte, las calderas Agua Nueva y Bellavista (Rivera y Mpodozis, 1994), en etapas de resurgencia (Figura 3.1).

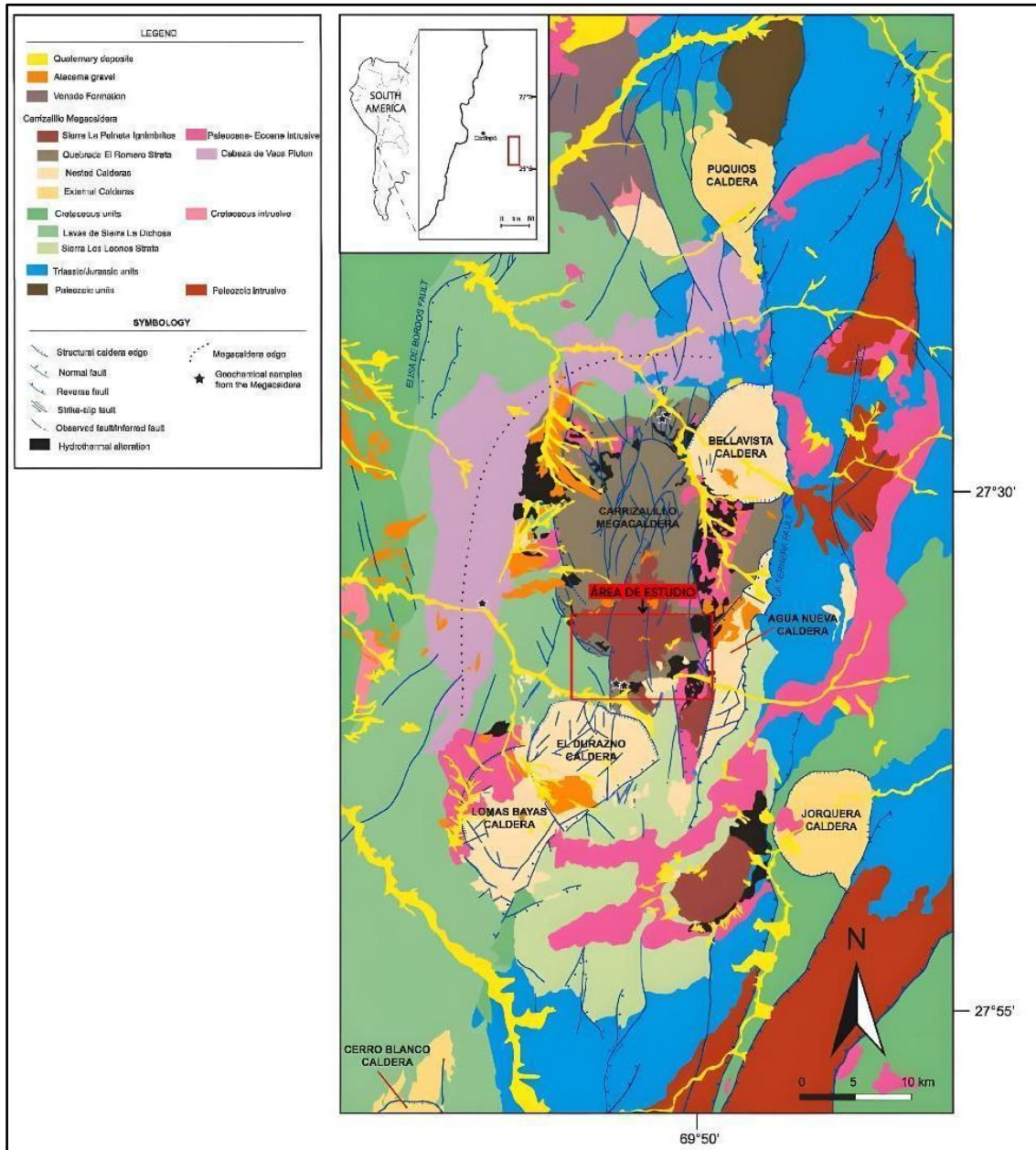


Figura 3.1 Mapa geológico regional de la precordillera de Copiapó asociados al Cretácico Superior-Paleoceno, donde se señala la ubicación del área de estudio. Modificado de Rodríguez et al. (2025).

Estudios recientes han abordado a mayor detalle las calderas Bellavista, Lomas Bayas, El Durazno y Agua Nueva. La caldera Bellavista es interpretada como una etapa de resurgencia de etapas más tardías respecto al colapso de la Megacaldera Carrizalillo, en la que se definen 3 etapas asociadas a un precolapso, colapso y postcolapso (Rodríguez et al., 2016; Rodríguez et al., 2025).

Por otro lado, la caldera Lomas Bayas está limitada por fallas normales de alto ángulo de rumbo NW-NNW y NNE con manteo hacia el interior de la estructura, en la que se reconocen facies interpretadas como intracaldera asociadas a etapas de colapso. Hacia el techo se observan lavas dacíticas a andesíticas, interpretadas como facies de *inner ring lavas*. Finalmente, sobreyaciendo estas lavas se encuentran calizas estromatolíticas e intercaladas con niveles de chert interpretados como depósitos lacustres de intracaldera (Rivera y Mpodozis, 1991).

La caldera El Durazno se caracteriza por la presencia de una fractura anular, la que se ubica al noreste de la caldera Lomas Bayas, presenta una elongación en dirección NNE interpretadas como facies de intracaldera que, a su vez, representan el vaciado rápido de cámaras magmáticas zonadas (Rivera y Mpodozis, 1991). Estudios recientes interpretan que la caldera El Durazno presenta 3 etapas durante su evolución, en las que se menciona fase de precolapso, colapso y postcolapso con lavas andesíticas y desarrollo de depósitos lacustres intracaldera (Rodríguez et al., 2025; Torres, 2018).

Finalmente, la caldera Agua Nueva, ubicada al NE de la caldera El Durazno evidencia facies asociadas al colapso y volcanismo postcolapso. Los depósitos están compuestos por bloques de reoignimbritas de hasta 50 m de diámetro, los cuales se asocian a eventos explosivos ocurridos tras el colapso de la Megacaldera Carrizalillo (Alquinta, 2025; Rivera y Mpodozis, 1994).

3.2 Geología local

En este contexto, se encuentra la Megacaldera Carrizalillo, estructura de colapso de aproximadamente 60 kilómetros de longitud y 30 kilómetros de ancho, de forma elíptica y elongación en dirección NNE, representando la fase inicial del ciclo de calderas del Paleoceno-Eoceno inferior (Rivera y Mpodozis, 1994).

Como parte del basamento, se depositan 800 metros de lavas basálticas y traquibasaltos, mientras que hacia el techo algunas intercalaciones volcanosedimentarias

que incluyen areniscas y conglomerados, los cuales conforman la Formación Lavas de Sierra La Dichosa (Figura 3.2), si bien no cuenta con dataciones radiométricas, existen dataciones de 78, 66 y 63 Ma de cuerpos intrusivos que cortan dicha formación (Arévalo et al., 1994). En el sector oeste de la carta, Formación Estratos de Quebrada El Romero se encuentra en contacto por falla con Formación Lavas de Sierra La Dichosa, la cual posee una datación de K-Ar (roca total) de $51,5 \pm 2,0$ Ma mínima (Iriarte et al., 1996), donde Rivera y Mpodozis (1994) interpretaron Estratos de Quebrada El Romero como depósitos de intracaldera.

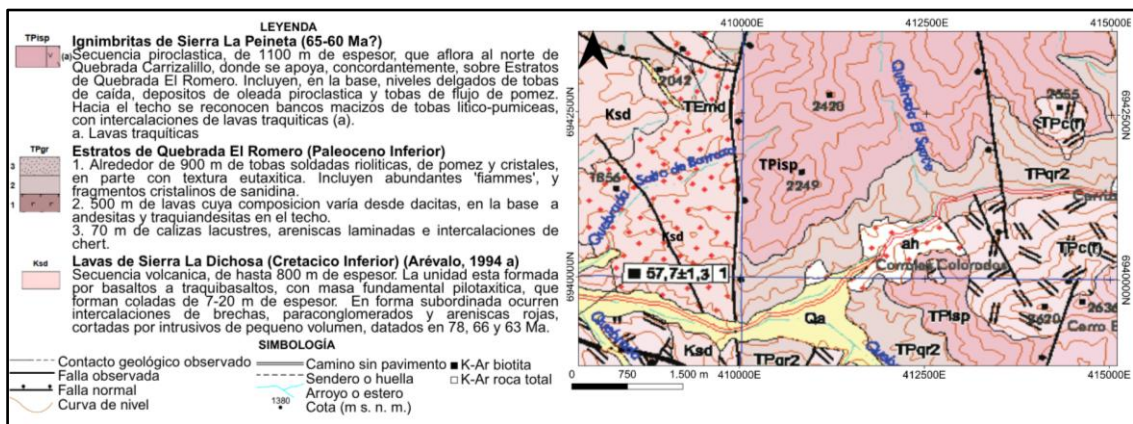


Figura 3.2 Carta geológica La Guardia. Modificado de Iriarte et al. (1999).

Rodríguez et al. (2025) han caracterizado la megacaldera con 4 etapas principales que implican precolapso, colapso, resurgencia y postcolapso (Figura 3.3a) y sus depósitos lo definen en siete miembros, de base a techo se menciona: miembro Lavas Carrizalillo, miembro Rocas Blancas, miembro Vinchucas, miembro Perlita del Desierto, miembro Barba Blanca, miembro Cometocino y miembro Gorrión (Figura 3.3b).

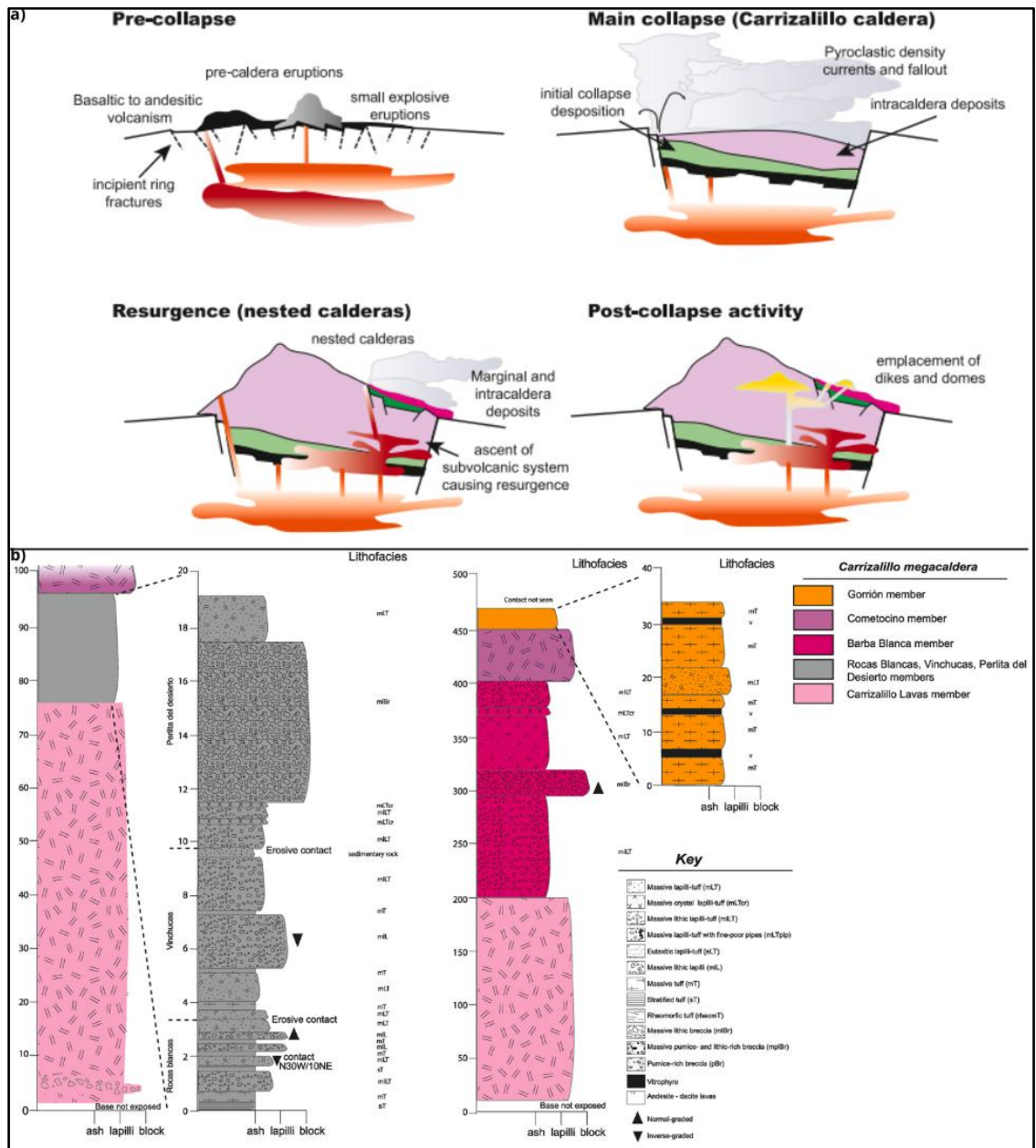


Figura 3.3 a) Modelo de evolución esquemático propuesto para la Megacaldera Carrizalillo dividido en 4 etapas principales que considera precolapso, colapso, resurgencia y postcolapso. b) Columnas estratigráficas de la Megacaldera Carrizalillo.

En la etapa definida como precolapso, se relaciona con la formación de fallas anulares y emisión de un volcanismo efusivo de lavas andesíticas con fenocristales de plagioclasas y hornblendas inmersos en una matriz afanítica y autobrechas de la misma composición, definiéndose el miembro Lavas Carrizalillo, que se caracteriza por estar en contacto por falla con Formación Lavas de Sierra La Dichosa (Rodríguez et al., 2025).

En la etapa del colapso de la megacaldera fueron erupcionados cerca de 900 metros de tobas soldadas riolíticas con textura eutaxítica (Iriarte et al., 1999). A su vez, estos depósitos se dividen en seis miembros entre los que se encuentra el miembro Rocas Blancas, se describen tobas de ceniza masiva, tobas de lapilli líticas masivas, lapillitas líticas masivas y tobas estratificadas de ceniza, concordante sobre las lavas del miembro Lavas Carrizalillo, se interpreta como erupciones plinianas a subplinianas en las que se asocian depósitos de caída y de flujos de densidad piroclástica. El miembro Vinchucas, definido como tobas de lapilli masivas, lapillitas líticas masivas, tobas masivas de ceniza y tobas de lapilli líticas masivas, en discordancia erosiva sobre el miembro Rocas Blancas. En cuanto al miembro Perlita del Desierto, se encuentra en discordancia erosiva sobreyaciendo al miembro Vinchucas, en el que se describen tobas de lapilli cristalinas masivas, tobas de lapilli líticas masivas, brechas masivas, y tobas de lapilli masiva. Por otro lado, el miembro Barba Blanca en concordancia sobre el miembro Lavas Carrizalillo, está constituido por tobas masivas líticas de lapilli, brechas masivas, tobas de lapilli masivas y tobas de lapilli cristalinas. Estos tres últimos miembros, son interpretados como facies marginales de en la parte occidental de la caldera, cercano a fallas anulares (Rodríguez et al., 2025).

En el caso de los depósitos de caída mencionados, son niveles que afloran únicamente al oeste del área de la caldera, por lo que lo interpretan como depósitos acuñados o interdigitados. Hacia el techo se observan algunas secuencias de rocas sedimentarias interpretados como hiatos volcánicos, y se destaca la ausencia de brechas piroclásticas y autobrechas a lo largo de toda la sucesión (Rodríguez et al., 2025).

Sobreyaciendo a estos depósitos, se observan 500 metros de lavas dacíticas a traquiandesíticas, de lo cual ha sido interpretado como la restauración parcial de la presión dentro de la cámara magmática debido a un ascenso adicional de magma desde reservorios profundos (Lipman, 1984) y 70 m de calizas lacustres, areniscas laminadas e intercalaciones de chert hacia el techo, interpretadas como sedimentitas intracaldera (Iriarte et al., 1999). Según Rodríguez et al. (2025), se define como el miembro

Cometocino, el cual se encuentra en concordancia sobre los miembros Perlita del Desierto y Barba Blanca, donde se ha interpretado como volcanismo efusivo asociados a un cambio en el sistema de suministro magmático.

Finalmente, el miembro Gorrión que se encuentra en concordancia sobre el miembro Cometocino, constituido por tobas de lapilli masivas y vitrificados, se interpreta como depósitos de ignimbritas asociados a flujos de densidad piroclásticos (PDCs), interpretados como depósitos de intracaldera (Rodríguez et al., 2025).

De manera posterior, depósitos piroclásticos son interpretados como una etapa de resurgencia relacionado a la formación de las distintas calderas anidadas a la megacaldera siguiendo la traza del sistema de fallas La Ternera. Asociado a una etapa postcolapso se propone un periodo de inactividad volcánica que favorece la erosión y acumulación de depósitos lacustres intracaldera, con el desarrollo de edificios volcánicos dentro de la caldera, acompañados por la emisión de lavas postcolapso, diques y domos riolíticos, emplazados a lo largo de lineamientos con orientación NNE (Rodríguez et al., 2025).

Finalmente, el desarrollo de la megacaldera culmina con un evento de emplazamiento del Plutón Cabeza de Vaca, de aproximadamente 52 kilómetros de longitud y 1-7 kilómetros de ancho con dimensiones batolíticas (Rivera y Falcon, 2000), definiendo un anillo intrusivo subanular a lo largo del margen estructural de colapso de la megacaldera. Constituido por granodioritas, pórfidos graníticos, granitos de biotita y hornblenda de grano medio, con variaciones de monzonitas y monzodioritas cuarcíferas de grano fino (Iriarte et al., 1999). Se propone que el contexto deformacional del Eoceno que genera la inversión de la cuenca (Charrier et al., 2007), sería un motor para la exhumación de las raíces de la caldera exponiendo así la cámara magmática correspondiente en este caso al Plutón Cabeza de Vaca (Rodríguez et al., 2025).

CAPÍTULO 4: MARCO METODOLÓGICO

Para lograr los objetivos planteados en esta investigación, se realizó una serie de tareas y aplicación de técnicas analíticas descritas a continuación:

4.1 Etapa gabinete

Se coordinó una planificación preliminar del trabajo de campo, en la cual, mediante fotointerpretación de imágenes satelitales y un análisis previo de accesibilidad, se definió el área de estudio, que abarca aproximadamente 14 kilómetros cuadrados. En esta etapa, se identificaron controles estructurales, redes de drenaje, contraste de texturas y tonalidades, entre otros rasgos de interés. Para ello, se utilizaron herramientas digitales como Google Earth, QGIS y SW Maps.

Posteriormente, se elaboró una base de mapeo utilizando el software QGIS, aplicando el sistema de coordenadas UTM con Datum WGS-84, zona 19S. Se generó una base de mapeo a partir de una imagen satelital georreferenciada, en formato hoja A0 a escala 1:8000, que se utilizó para el levantamiento de datos geológicos en terreno.

4.2 Etapa de terreno

Durante el trabajo de campo, se realizó un levantamiento geológico con el fin de caracterizar con el mayor detalle posible las unidades geológicas estudiadas, en el que se identificaron y delimitaron nueve miembros y cuatro capas, sus contactos geológicos y estructuras asociadas. Asimismo, se llevó a cabo un muestreo geológico, recolectando 153 muestras de mano representativas, las que fueron descritas macroscópicamente en terreno y posteriormente en gabinete, con sus correspondientes coordenadas en UTM y posteriormente codificadas (ICZ-N°). Las descripciones realizadas consideraron aspectos como textura, mineralogía e identificación del tipo de fragmentos piroclásticos, lo cual proporcionó una caracterización preliminar de las rocas estudiadas, a partir de Fisher

(1966), Pettijohn et al. (1987), Schmidt (1981) y Streckeisen (1976), para rocas piroclásticas a partir del tamaño de los fragmentos piroclásticos, rocas sedimentarias clásticas, rocas piroclásticas a partir del tipo de fragmento piroclástico y para rocas ígneas extrusivas, respectivamente. De esta manera, en terreno se elaboraron tres columnas estratigráficas generales del sector a escala 1:2.000 (quebrada El Sauce), 1:2.400 (quebrada El Indio) y 1:2.750 (quebrada Salto de Barraza), de las que se desprenden 3 columnas estratigráficas detalladas solo de la sucesión piroclástica a escala 1:525 (quebrada El Sauce), 1:485 (quebrada El Indio) y 1:400 (quebrada Salto de Barraza) lo que permitió correlacionar las unidades entre distintos sectores.

4.3 Etapa post terreno

Durante la etapa de post terreno, se realizó una validación de la descripción petrográfica macroscópica de las 153 muestras recolectadas en terreno, utilizando lupa de mano (x20), rayador, ácido clorhídrico y otros materiales, con el fin de confirmar la caracterización petrográfica realizada en terreno y observar a mayor detalle aspectos texturales y mineralógicos de las muestras. Estas descripciones consideraron aspectos como textura, mineralogía e identificación del tipo de fragmentos piroclásticos, sus respectivos tamaños y porcentajes a partir de Fisher (1966), Pettijohn et al. (1987), Schmidt (1981) y Streckeisen (1976), según fuera el caso.

Además, se realizó un análisis estratigráfico detallado de las relaciones de contacto entre las distintas unidades litológicas observadas en terreno. Se evaluaron sus disposiciones, geometrías y variaciones verticales y laterales, en base a esos parámetros, se definieron 8 unidades litológicas informales. Se clasificaron e interpretaron las distintas litofacies piroclásticas con base a criterios texturales, composicionales, estructuras internas, espesor, y relación con unidades adyacentes en base a Branney y Kokelaar (2002). Esta información fue utilizada para establecer correlaciones entre los depósitos, inferir su origen y reconstruir la secuencia eruptiva y su evolución temporal. De manera posterior, dichas columnas estratigráficas fueron digitalizadas en el software Strater 5, con el fin de representar gráficamente las unidades litoestratigráficas observadas en campo.

El análisis fue complementado con la revisión bibliográfica de antecedentes geológicos regionales (Iriarte et al., 1999; Mpodozis y Allmendinger, 1992; Rivera y Mpodozis, 1991), lo que facilitó la contextualización de los resultados dentro del marco tectónico y volcánico de la región.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

En la Figura 5.1 se observan las áreas donde se levantaron las columnas estratigráficas para este estudio. Donde se recolectaron 153 muestras de mano representativas de cada litología (Anexo 9.1). A continuación, se describen las características petrográficas, litofacies y relaciones de contacto entre los distintos miembros definidos para cada sector.

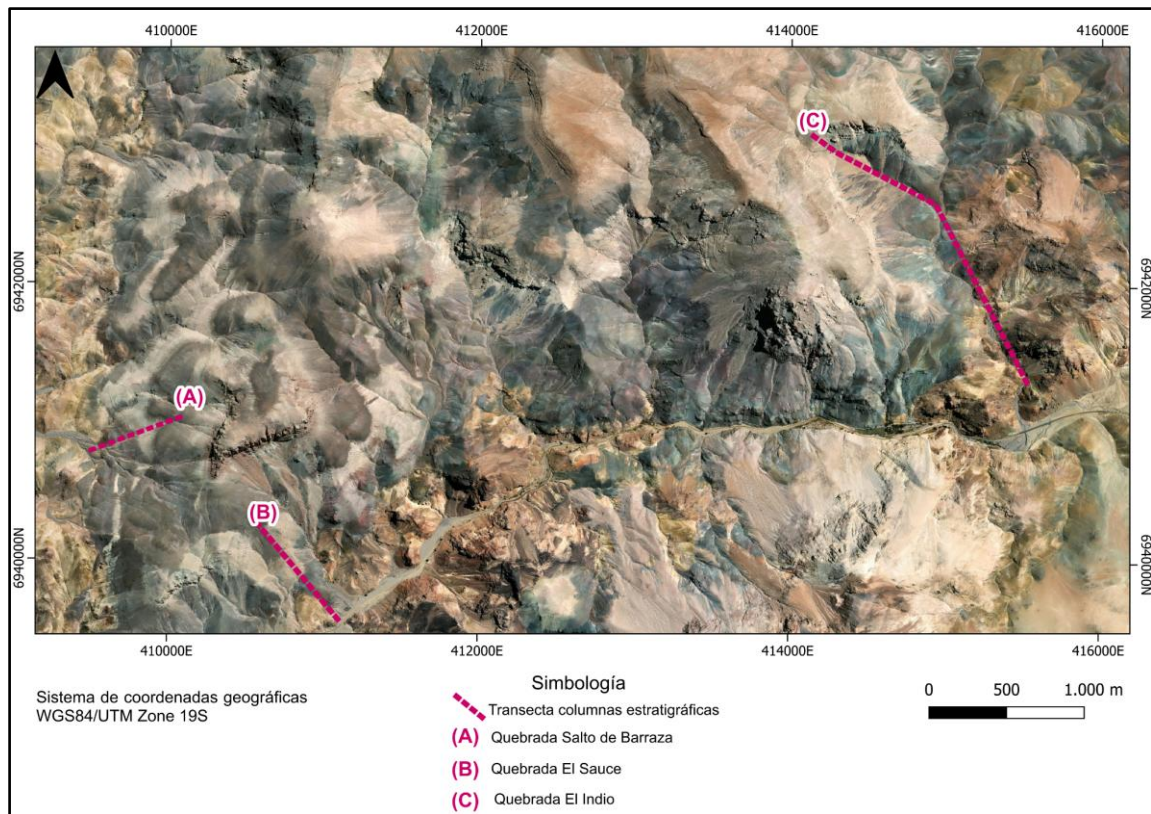


Figura 5.1 Imagen satelital con las transectas realizadas para cada columna (elaboración propia).

5.1 Quebrada Salto de Barraza

Ubicada al oeste del área de estudio, donde se levantaron dos columnas estratigráficas a partir de una transecta en dirección NE, una a escala 1:2.750 (Figura 5.2) y otra a escala 1:400 (Figura 5.3), con potencias de 97 m y 660 m respectivamente. En esta sección, se definieron unidades informales en las que se describen diez asociaciones de litofacies. De

base a techo estas corresponden a la asociación volcánica A, piroclástica y sedimentaria B (B1, B1.1, B2, B3, B3.1, B4, B5, B5.5) y volcánica C.

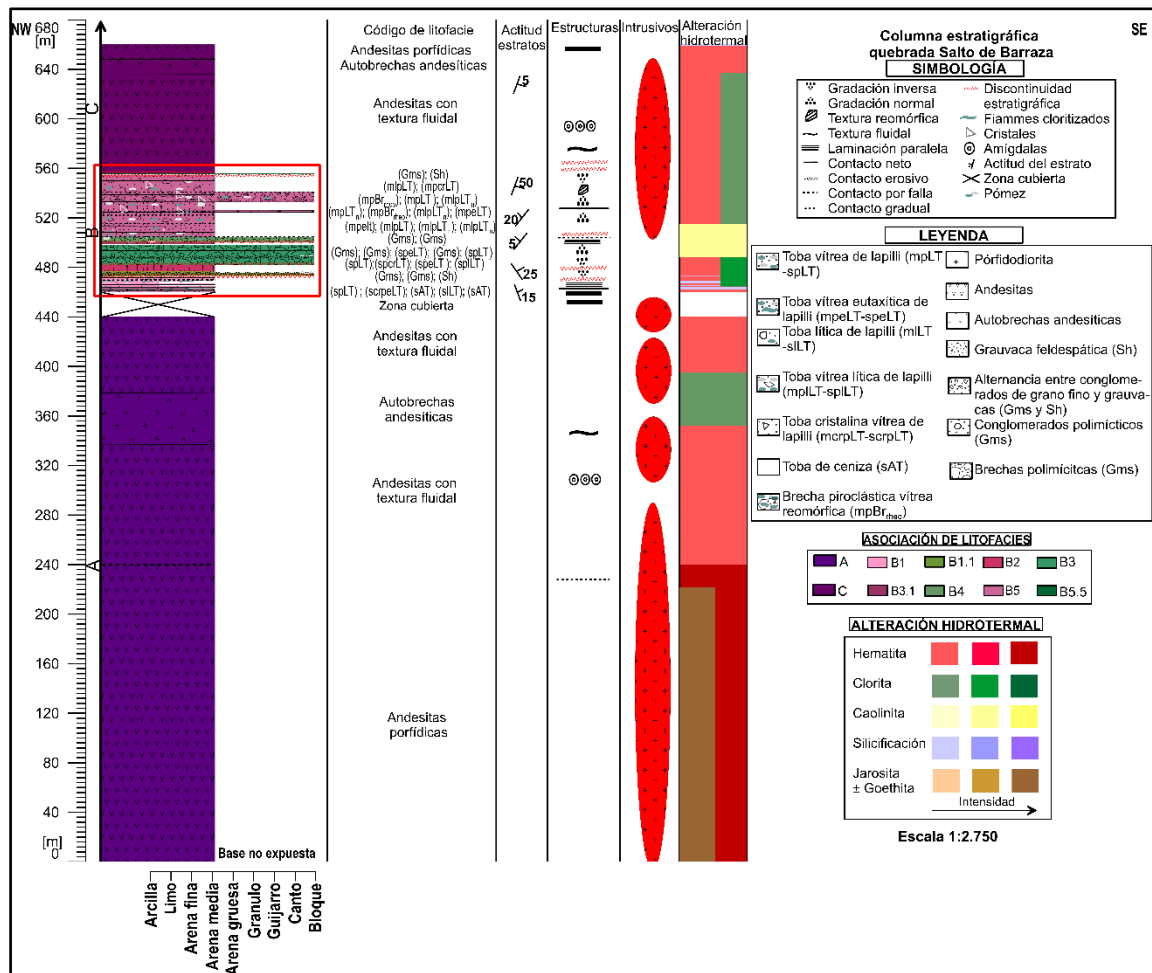


Figura 5.2 Columna estratigráfica completa en quebrada Salto de Barraza. Se resalta en rojo la sección detallada de la sucesión piroclástica (elaboración propia).

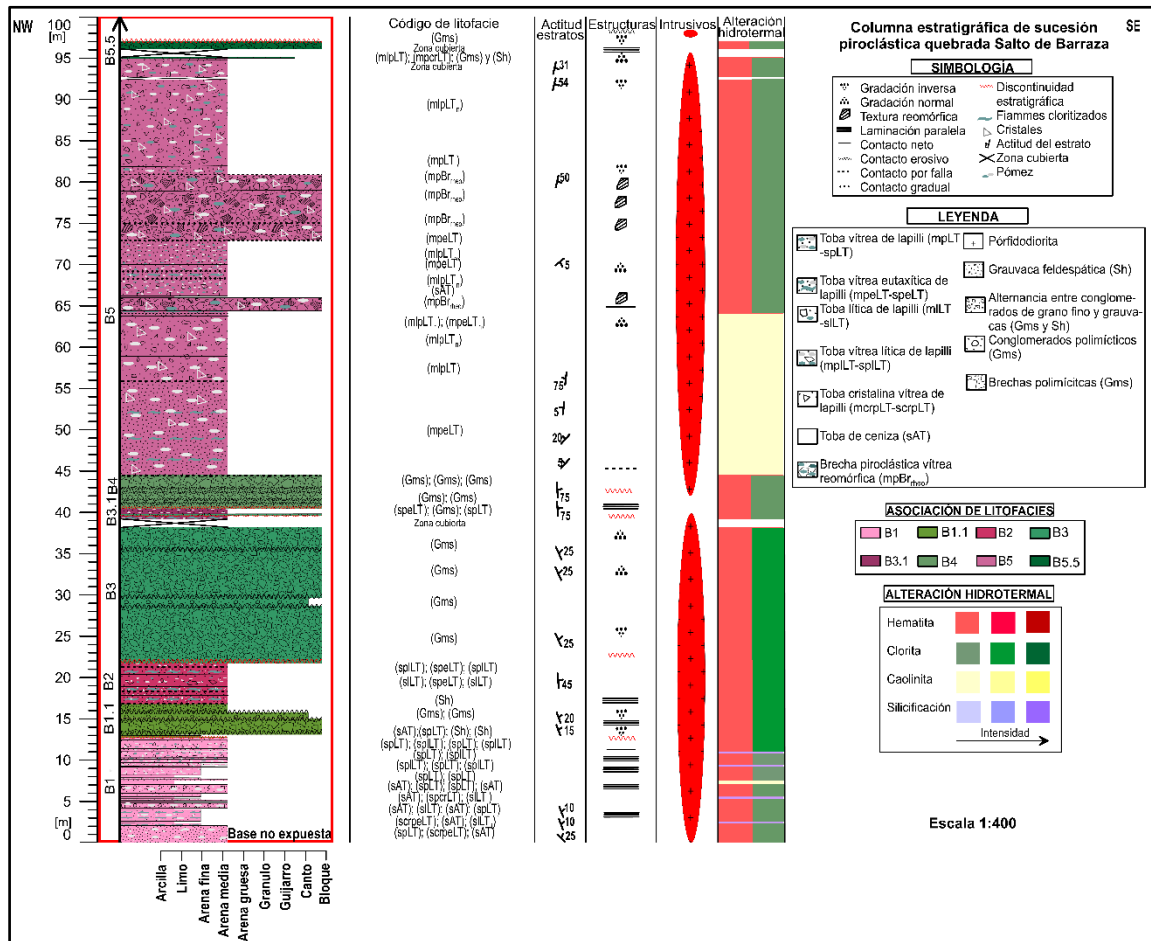


Figura 5.3 Columna estratigráfica de sucesión piroclástica en quebrada Salto de Barraza (elaboración propia).

Asociación volcánica A

Corresponde al más basal, donde se observa un contacto por falla N-S/90 de andesitas porfídicas con alteración hidrotermal intensa y andesitas porfídicas con alteración hidrotermal moderada, donde se extrajeron 2 y 7 muestras respectivamente.

Dichas lavas con alteración hidrotermal intensa, posee una potencia de 240 m aproximadamente, está constituida por andesitas con textura porfídica, glomeroporfídica, hipocristalina, hipidiomórfica e inequigranular, con fenocristales de plagioclasa (8%) de 1 a 8 mm euhedrales a subhedrales con agrupación de estos fenocristales, hornblendas euhedrales de 1 a 3 mm (5%). En ocasiones se observan enclaves de composición diorítica con bordes irregulares, fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de 1 a 4 mm

(54%), hornblendas subhedrales de 2 a 4 mm (36%) y biotitas anhedrales de 2 a 3 mm (10%), texturas faneríticas de grano fino, equigranular, hipidiomórfica e índice de color leucocrático. En cuanto a alteraciones hidrotermales, se observa jarosita, goethita y hematita intensas, masivas en la matriz de las andesitas, a veces se observan vetillas con alunita supérgena con potencia de 5 cm y *vuggy silica* masiva intensa.

La sección moderadamente alterada se ubica hacia el techo de dicho miembro y posee una potencia de 100 metros aproximadamente. Está constituida por andesitas (Figura 5.4a) con textura porfídica, amigdaloidal, hipocristalina, hipidiomórfica, fluidal e inequigranular, con fenocristales de plagioclasa de 1 a 25 mm euhedrales a subhedrales (8%), a veces presentando textura glomeroporfídica, hornblenda de 1 a 4 mm euhedrales (8%), en menor proporción biotitas, de 3 mm aproximadamente subhedrales (5%). En ocasiones se observan enclaves redondeados de composición diorítica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de 1 a 4 mm (60%), hornblendas subhedrales de 2 a 4 mm (25%) y biotitas anhedrales de 2 a 3 mm (15%), texturas faneríticas de grano fino, equigranular, hipidiomórfica e índice de color leucocrático. En cuanto a alteraciones hidrotermales, se observa clorita y epidota masiva afectando a la matriz con intensidad moderada, y hematita masiva en la matriz de las andesitas con intensidad leve a moderada.

Sobre estas lavas, se observa en contacto erosivo una alternancia entre conglomerados polimícticos y grauvacas feldespáticas a líticas (Figura 5.4b), las cuales no se detallan en la columna estratigráfica debido a su potencia reducida de tan solo 30 cm. Dichos conglomerados, son monomícticos rojizos, clasto soportados, con una matriz tamaño arena media (40%), clastos redondeados a subredondeados de andesitas de 2 a 10 mm (60%) y fábrica isótropa. Mientras que dichas grauvacas rojizas son de composición feldespáticas, tamaño de grano arena fina (30%) redondeados y matriz arena muy fina (70%), matriz soportada con laminación paralela.

Seguidamente, en contacto neto se disponen autobrechas de composición andesítica con una potencia de 40 m aproximadamente, con clastos subredondeados de andesitas de 20 a 80 mm de tamaño, fenocristales de plagioclasa de 2 a 10 mm subhedrales (15%),

hornblendas de 1 a 3 mm euhedrales (5%), amígdalas rellenas de hematita con un diámetro aproximado de 3 mm (2%), matriz epidotizada a hematitizada en algunos sectores, ambos con intensidad moderada. Presentando textura porfídica, amigdaloidal, hipocristalina, hipidiomórfica e inequigranular.

En contacto neto sobre las autobrechas, se observan nuevamente andesitas (Figura 5.4c), con una potencia de 60 m aproximadamente, incluye fenocristales de plagioclasa de 1 a 8 mm euhedrales a subhedrales (10%), hornblenda de 1 a 3 mm euhedrales (8%) y en menor proporción biotitas, de 3 mm aproximadamente subhedrales (3%), con textura porfídica, amigdaloidal, hipocristalina, hipidiomórfica e inequigranular. Igualmente, se observan enclaves redondeados de composición diorítica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de 1 a 4 mm (55%), hornblendas subhedrales de 2 a 4 mm (30%) y biotitas anhedrales de 2 a 3 mm (15%), texturas faneríticas de grano fino, equigranular, hipidiomórfica y leucocrática. En cuanto a alteraciones hidrotermales, se observa hematita masiva en la matriz de las andesitas y relleno de amígdalas con intensidad moderada a intensa.

No se observó el contacto con los depósitos piroclásticos que las sobreyacen, debido a que la zona está cubierta.

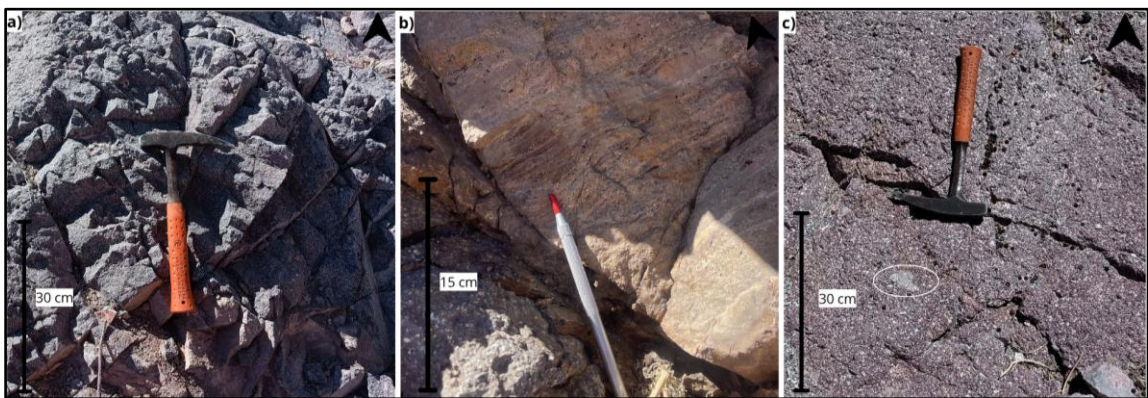


Figura 5.4 a) Andesitas con textura fluidal. b) Alternancias entre conglomerados y grauvacas en contacto erosivo con andesitas porfídicas. c) Andesitas con textura fluidal y glomeroporfídica.

Asociación piroclástica y sedimentaria B

Constituida a su vez por ocho unidades informales, agrupadas en asociaciones de litofacies sedimentarias y piroclásticas, las cuales se detallan a continuación:

Asociación piroclástica B1

Ubicado al oeste del mapa en el sector de quebrada Salto de Barraza, donde se extrajeron 25 muestras, posee una potencia de no más de 12,5 metros. Se caracteriza por presentar alternancias entre tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT), lapillitas vítreas a vítreas eutaxíticas cristalinas estratificadas (scrpeLT), tobas de ceniza estratificadas (sAT) y tobas de lapilli líticas estratificadas (slLT) (Tabla 5.1), todos en contacto neto con estratificaciones de 330/10 (Figura 5.5a).

Tabla 5.1 Litofacies presentes en quebrada Salto de Barraza, correspondientes a asociación B1.

	Código litofacies
Techo	(spLT)
	(sAT)
	(slpLT)
	(spLT)
	(spILT)
	(spLT)
	(spILT)
	(spLT)
	(spLT)
	(sAT)
	(spLT)
	(sAT)
	(sILT)
	(scrpLT)
	(sAT)
	(spLT)
	(sAT)
	(sILT)
	(sAT)
	(sILT)
	(sAT)
	(scrpeLT)
	(sAT)
Base	(scrpeLT)
	(spLT)

En términos generales, las tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT) son de composición riolítica, moderadamente seleccionadas, presentan matriz tamaño ceniza

blanquecina, con presencia de clastos oligomícticos de andesitas subangulosos a subredondeados de 20 a 10 mm (8%), fragmentos piroclásticos de pómez de 20 a 10 mm blanquecinas con algunos cloritizados (12%) y cristales fragmentados de feldespato potásico, plagioclasas y biotitas anhedrales (2%), con estructura masiva. Se observa alteración de clorita leve y a veces, hematita leve diseminada.

Las tobas de ceniza estratificadas (sAT), muchas veces con laminación paralela, presentan una potencia 8 cm y silicificación masiva con intensidad leve a moderada (Figura 5.5b).

En el caso de lapillitas eutaxíticas vítreas cristalinas estratificadas (scrpeLT), son de composición riolíticas, moderadamente seleccionadas, matriz soportada tamaño ceniza, color rojizo, fragmentos piroclásticos de pómez y fiammes cloritizados de 1 a 3 mm (8%), cristales de feldespato potásico de 1 a 3 mm subhedrales (8%) y fragmentos líticos redondeados de 1 a 2 mm (5%) donde no es posible observar la composición, Posee estructura masiva, alteración de clorita leve y a veces, hematita leve diseminada.

Las tobas de lapilli líticas estratificadas (sILT), son de composición riolítica, a veces con gradación inversa, moderadamente seleccionados, matriz soportada tamaño ceniza rojiza, con fragmentos piroclásticos de pómez de 1 a 3 mm (10%), fragmentos líticos redondeados de 1 a 3 mm de andesitas (12%) y cristales de plagioclasa de 1 mm (3%). Presenta gradación inversa hacia el techo donde se concentran fragmentos líticos de composición andesíticas, donde aumenta el tamaño de 3 a 5 mm, con alteración de clorita leve y a veces, hematita leve diseminada.

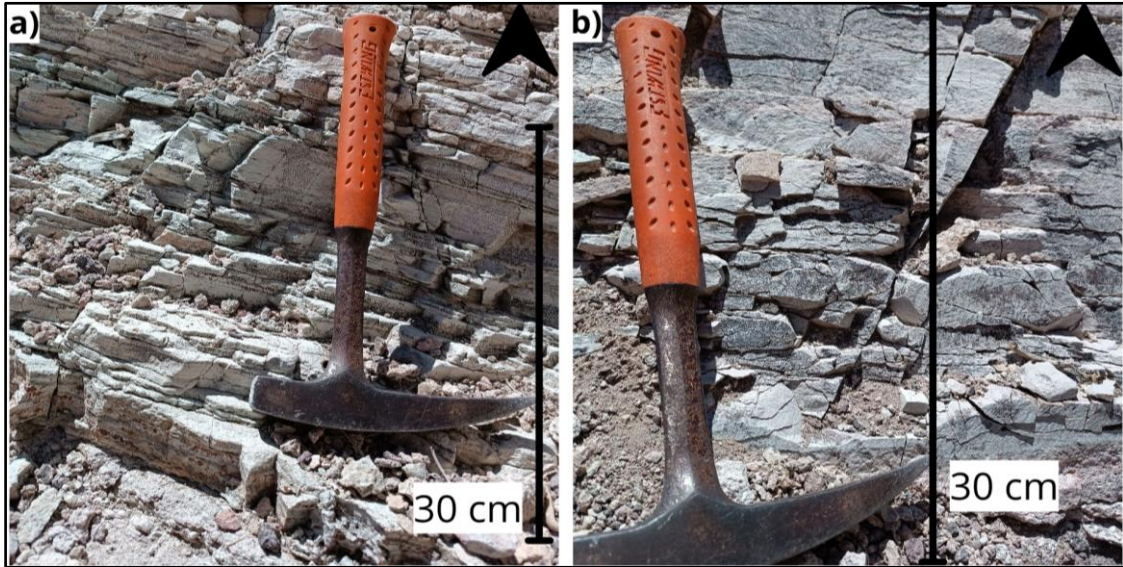


Figura 5.5 a) Alternancias entre tobas de ceniza y lapillitas vítreas cristalinas eutaxíticas. b) Tobas de ceniza estratificadas.

Asociación sedimentaria B1.1

Se encuentra en discordancia erosiva sobre la asociación piroclástica B1, con una potencia de 4,5 metros, desde el cual se extrajeron 5 muestras.

En términos generales está constituido por grauvacas (Sh), brechas, conglomerados (Gms) y grauvacas (Sh), los que se encuentran en contacto erosivo.

De base a techo se observaron grauvacas feldespáticas rojizas, matriz soportadas con laminación paralela. Su matriz está constituida por arena fina (55%), con granos redondeados tamaño arena media en rangos de 0,5 a 1 mm de feldespatos redondeados (25%), fragmentos líticos redondeados de andesitas de 0,3 a 1 mm (20%). Además, presentan estructuras de carga.

Las brechas oligomícticas en contacto erosivo, presentan estratificación 335/15, mal seleccionadas, fábrica isótropa, matriz soportadas, con una matriz de arena gruesa cloritizada moderadamente (6%), presencia de fragmentos líticos angulosos a

subangulosos de 2 a 200 mm, de andesitas (25%) y materiales tobáceos de entre 2 y 50 mm (15%).

En contacto erosivo, se observan conglomerados de grano fino oligomícticos, con estratificación 335/20, mal seleccionados, fábrica isótropa, matriz soportados, con una matriz de arena media (55%) cloritizada moderadamente, presencia de clastos redondeados a subredondeados de 3 a 10 mm con fragmentos líticos de andesitas (20%) y materiales tobáceos de entre 2 y 70 mm (25%).

Asociación piroclástica B2

Se encuentra en contacto por falla sobre la asociación piroclástica B1.1, con una potencia de 4,5 metros, desde el cual se extrajeron 5 muestras. De base a techo se observa una sucesión piroclástica de tobas de lapilli líticas (sILT), tobas de lapilli vítreas eutaxíticas (speLT), tobas de lapilli líticas (sILT), tobas de lapilli líticas (sILT), tobas de lapilli vítreas eutaxíticas (speLT) y tobas de lapilli líticas (sILT).

En términos generales, las tobas de lapilli líticas estratificadas (sILT) de composición riolítica con actitud de 350/45, presentan matriz soportada tamaño ceniza rosácea (Figura 5.6a y b), textura eutaxítica y masiva con fragmentos líticos de composición andesítica, subredondeados a subangulosos con tamaños desde 1 a 10 mm (15%), fragmentos de pómez y fiammes cloritizados de 0,5 a 25 mm (10%) y cristales de plagioclasa y feldespato potásico de 1 a 4 mm (5%).

Las tobas de lapilli vítreas eutaxíticas estratificadas (speLT), son de composición riolítica, matriz soportada rosada tamaño ceniza fragmentos líticos de andesitas hematizadas (Figura 5.6c) y cloritizadas de 2 a 10 mm subangulosos (8%), fragmentos piroclásticos de pómez argilizadas y fiammes cloritizados de 2 a 10 mm blanquecinos algunos argilizados (15%), además de cristales de plagioclasa y feldespato potásico (5%), textura eutaxítica y estructura masiva.

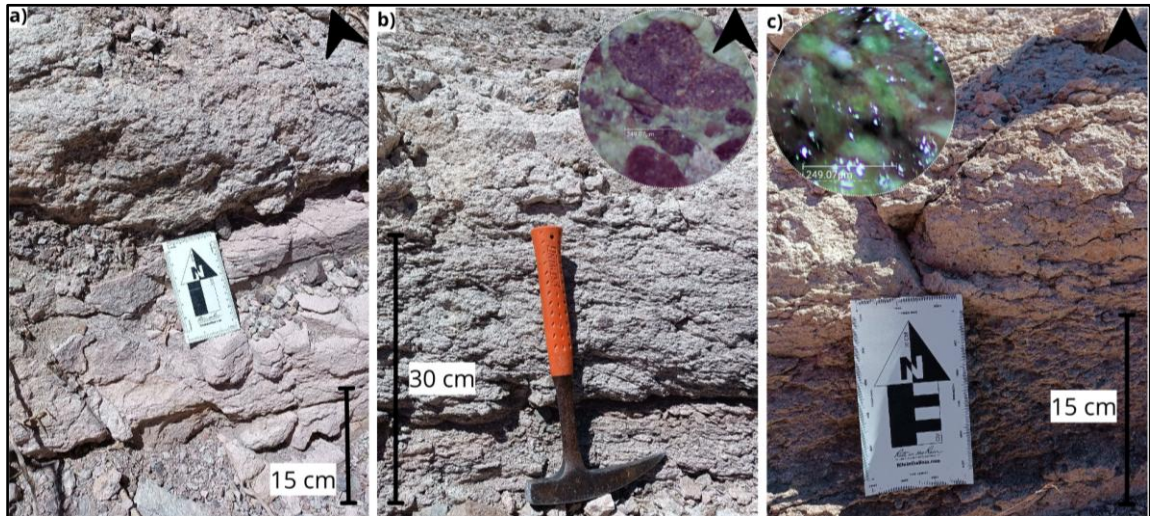


Figura 5.6 a) Contacto neto entre tobas vítreas-líticas de lapilli estratificadas y tobas de lapilli líticas. b) Tobas de lapilli vítreas-líticas estratificada. c) Tobas de lapilli líticas eutaxíticas estratificadas.

Asociación sedimentaria B3

Se encuentra en discordancia erosiva sobre la asociación piroclástica B2 que posee una potencia de 16,5 metros, desde donde se extrajeron 5 muestras. Se observaron secuencias sedimentarias (Tabla 5.2) constituidas por conglomerados y brechas sedimentarias (Gms), con estructura masiva y gradación normal a inversa.

Tabla 5.2 Litofacies y estratificación presentes en quebrada Salto de Barraza, perteneciente a la asociación sedimentaria B3.

	Código litofacie	Estratificación
Techo	(Gms)	315/25
	(Gms)	
	(Gms)	315/25
Base	(Gms)	325/25

Los conglomerados presentan estructura masiva por lo general, son mal seleccionados, de composición oligomíctica con fragmentos líticos de andesitas redondeados a subredondeados (25%), algunos de composiciones tobáceas, igualmente redondeados (20%), desde 2 a 210 mm en el rango general. En general son matriz soportados, su matriz

es tamaño arena media a gruesa (55%) cloritizada con ocurrencia masiva e intensidad moderada.

Las brechas mencionadas anteriormente, poseen características similares, sin embargo, sus clastos son angulosos a subangulosos de 3 a 260 mm, igualmente de composición andesítica (25%) y algunas tobáceas (15%), oligomícticos, inmersos en una matriz tamaño arena media cloritizada (60%) con fábrica isótropa, mal seleccionados, matriz soportados y gradación normal a inversa.

Asociación piroclástica B3.1

Sobreyaciendo la asociación piroclástica B4, donde el contacto se encontraba cubierto. Posee una potencia de 1 metro, desde donde se extrajeron 2 muestras. De base a techo, se observa una sucesión de tobas de lapilli vítreas eutaxíticas estratificadas (speLT), un nivel de brechas oligomícticas matriz soportadas (Gms), en contacto erosivo y tobas vítreas de lapilli estratificadas (spLT), en contacto neto. Donde dichas brechas oligomícticas matriz soportadas están en contacto erosivo y poseen características similares a lo observado en el miembro B3.

Las tobas de lapilli vítreas eutaxíticas (speLT) son de composición riolítica, matriz soportadas con matriz tamaño ceniza rosácea, con fragmentos piroclásticos de pómez de 2 a 4 mm en la base blanquecinos y hacia el techo fiammes cloritizados (15%), fragmentos líticos subangulosos a subredondeados de 1 a 3 mm (3%), cristales de plagioclasa y feldespato potásico de 1 a 2 mm (2%), mal seleccionado con estructura masiva y a veces, laminación paralela.

Mientras que, las tobas vítreas de lapilli estratificadas (spLT) son de composición riolítica, moderadamente seleccionadas, matriz soportado tamaño ceniza, fragmentos piroclásticos líticos de andesitas subredondeados a subangulosos de 1 a 3 mm (8%), pómez blanquecinas algunas cloritizadas de 1 a 3 mm (10%) y cristales fragmentados y subhedrales de biotita, plagioclasa y feldespato potásico 1 a 3 mm (5%), con estructura masiva.

Asociación sedimentaria B4

Se encuentra en discordancia angular erosiva sobre la asociación piroclástica B3.1, con una potencia de 4 metros, desde donde se extrajeron 2 muestras y se observa una secuencia de brechas oligomícticas matriz soportadas (Gms).

Las brechas oligomícticas matriz soportadas (Gms), posee fragmentos líticos angulosos a subangulosos de 3 a 250 mm, de composición andesítica (30%) y algunas tobáceas (15%), inmersos en una matriz tamaño arena media cloritizada (55%) con fábrica isótropa y mal seleccionados (Figura 5.7a).

Hacia el techo, se observan megabloques de andesita de hasta 600 mm de tamaño, asociado a un estrato de crecimiento con manteo hacia el este, en el que se observa un cambio de espesor de 1,37 m a 2,40 m (Figura 5.7b).

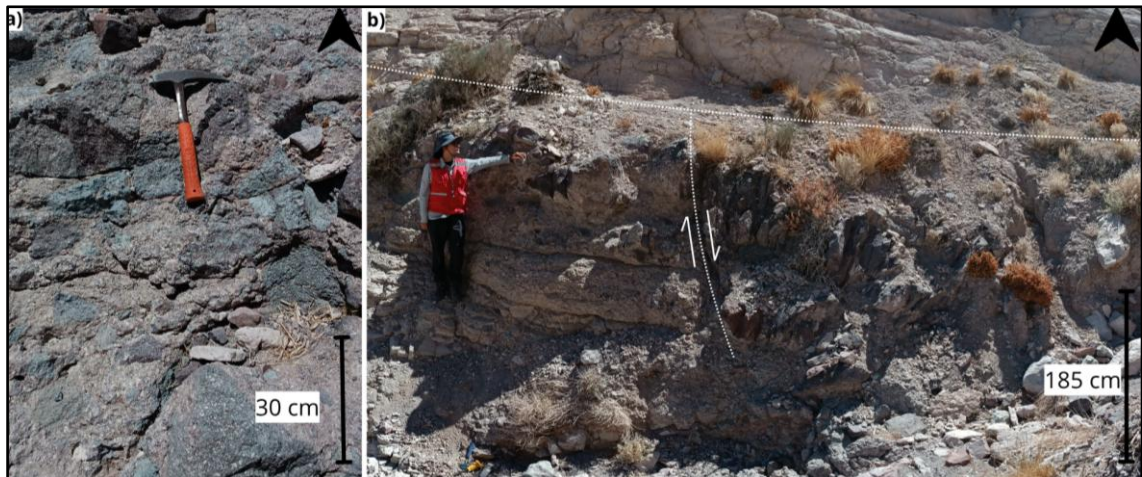


Figura 5.7 a) Brechas oligomícticas matriz a clasto soportados. b) Estrato de crecimiento con megabloques andesíticos de 600 mm.

Asociación piroclástica B5

Se encuentra en contacto por falla sobre la asociación sedimentaria B4, donde se extrajeron 10 muestras y presenta una potencia de 51 metros. Constituida por tobas de

lapilli vítreas eutaxíticas masivas (mpeLT), tobas de lapilli vítreas-líticas masivas (mlpLT), por brechas piroclásticas vítreas masiva (mBr_{rheo}), tobas de lapilli vítreas masivas (mpLT) y tobas vítreas-cristalinas de lapilli (mpcrLT), en contactos netos y en menor medida por falla y graduales (Tabla 5.3).

Tabla 5.3 Litofacies y estratificación presentes en quebrada Salto de Barraza, perteneciente a la asociación piroclástica B5.

	Código litofacie	Estratificación
Techo	(mpcrLT)	
	(mlpLT)	15/54
	(mlpLT _n)	
	(mpLT _i)	
	(mpBr rheo)	
	(mpBr rheo)	15/50
	(mpBr rheo)	
	(mpeLT)	
	(mlpLT _n)	
	(mpeLT)	
	(mlpLT _n)	50/5
	(sAT)	
	(mpBr rheo)	
	(mpeLT _n)	
	(mlpLT _n)	198/75
	(mlpLT _n)	190/5
	(mlpLT)	230/20
Base	(mpeLT)	250/5

Las tobas de lapilli vítreas eutaxíticas son matriz soportadas (mpeLT) de composición riolíticas, donde la matriz es rosada tamaño ceniza (Figura 5.8a), mal seleccionadas, con fragmentos piroclásticos de pómez y fiammes de 2 a 10 mm blanquecinos y cloritizados respectivamente (15%), fragmentos líticos de 3 a 20 mm subangulosos de andesitas (8%)

y cristales de plagioclasa y biotitas anhedrales y fragmentados de 1 a 2 mm (3%), con textura eutaxítica, gradación normal por lo general o masivos.

Las tobas de lapilli vítreas-líticas masivas (mlpLT) de composición riolíticas (Figura 5.8b y c). Su matriz es rosada tamaño ceniza, matriz soportada, mal seleccionada con fragmentos de pómez blanquecinos y cloritizados respectivamente de 3 a 10 mm (12%), poseen líticos subangulosos a subredondeados de andesitas de 1 a 3 mm (10%) y cristales de plagioclasa y feldespato potásico de 1 a 3 mm (3%), con gradación normal por lo general, a masivas.

Las brechas piroclásticas vítreas masivas (mBr_{theo}) de composición riolíticas (Figura 5.8d), si bien presentan 4 variaciones principales, en términos generales están constituidas por fragmentos de pómez blanquecinas (Figura 5.8e) a cloritizadas bandeadas que exhiben textura reomórfica de 5 a 200 mm (15%), fragmentos líticos de andesitas y de composiciones tobáceas (Figura 5.8f) subredondeados a subangulosos de 4 a 80 mm (8%) y cristales de plagioclasa, feldespato potásico y biotitas (3%) de 2 a 4 mm anhedrales, son matriz soportadas, mal seleccionadas y masivas. Las variaciones se encuentran principalmente en la alteración hidrotermal que presentan las pómez desde caolinita a clorita en la mayoría, y la matriz con alteración desde clorita a óxidos de hierro como hematita.

En el caso de las tobas vítreas de lapilli estratificadas (mpLT) de composición riolíticas, son matriz soportados, mal seleccionados, con fragmentos piroclásticos de pómez y cloritizados de 3 a 6 mm (13%), líticos subangulosos de andesitas de 1 a 3 mm (4%) y cristales de plagioclasas y biotitas de 1 a 2 mm anhedrales (3%). Su matriz es blanquecina tamaño ceniza.

Las tobas de lapilli vítreas cristalinas masivas (mpcrLT), son de composición riolítica, matriz soportados, donde su matriz es tamaño ceniza, color blanquecina. Mientras que, los fragmentos piroclásticos de pómez son cloritizados de 1 a 3 mm (10%), presenta cristales de feldespato potásico de 1 a 3 mm (10%) y fragmentos líticos redondeados de 1

a 2 mm (5%) donde no es posible observar la composición. Además, las tobas presentan alteración de clorita leve y a veces, hematita leve diseminadas.

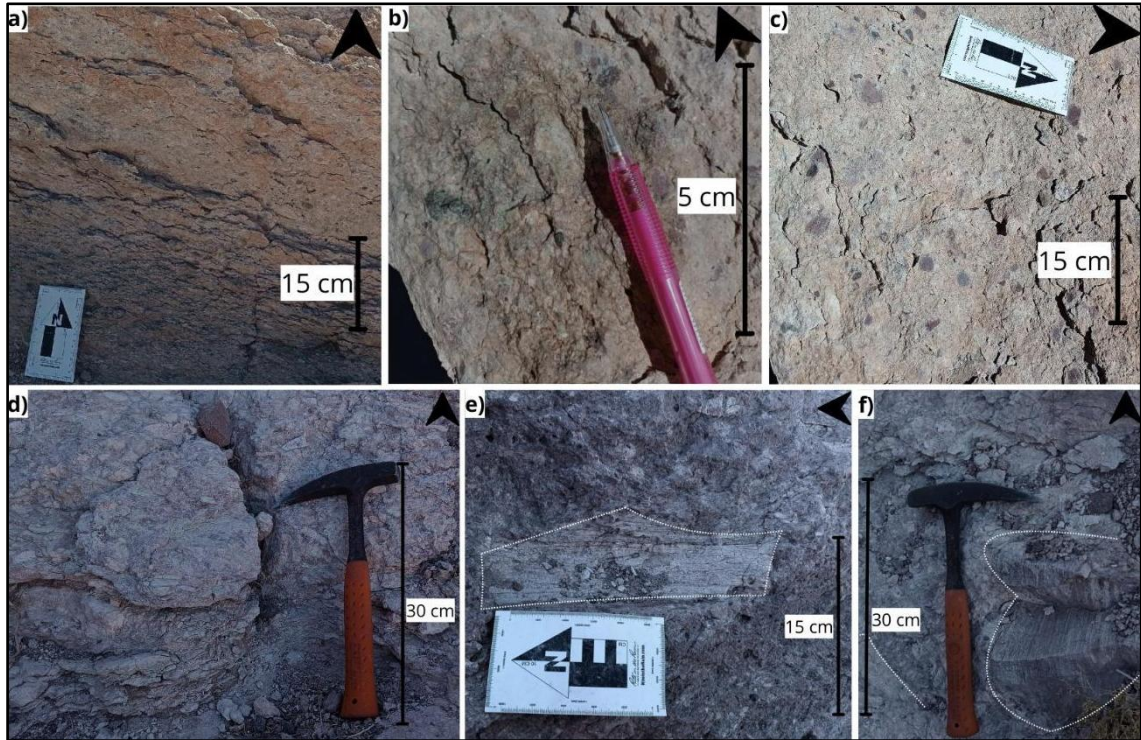


Figura 5.8 a) Tobas vítreas de lapilli masivas. b) Fragmentos líticos de tobas vítreas de lapilli masivas. c) Tobas vítreas-líticas de lapilli masivas. d) Afloramiento de brechas piroclásticas vítreas en quebrada Salto de Barraza. e) Fragmento piroclástico de pómez con textura reomórfica. f) Fragmento lítico con textura reomórfica de 250 mm.

Asociación sedimentaria B5.1

Se encuentra en discordancia angular erosiva sobre la asociación piroclástica B5 que posee una potencia de 2 metros y estratificación de 15/31. Donde se observó de base a techo conglomerados oligomícticos (Gms), grauvacas feldespáticas (Sh) y brechas oligomícticas (Gms).

Los conglomerados (Gms) son oligomícticos, matriz soportados, moderadamente seleccionados e isótropos. La matriz es tamaño arena fina blanquecina (60%) y granos tamaño arena medio a grueso de 3 a 100 mm redondeados a subredondeados de pómez (25%) y andesitas (10%).

Las grauvacas feldespáticas son pardo rojizas (Sh), anisótropas con laminación paralela y estructuras de carga, matriz soportadas, con matriz tamaño arena fina (55%) y de grano tamaño arena medio de feldespatos redondeados (30%), fragmentos líticos redondeados de andesitas (15%).

Finalmente, las brechas oligomíticas, son isótropas, matriz soportados, mal seleccionadas con gradación inversa. Su matriz es tamaño arena fina igualmente blanquecina (60%), con fragmentos de pómez (25%) y andesitas (15%) de 2 a 250 mm angulosos a subangulosos.

Asociación volcánica C

Se dispone en discordancia angular erosiva sobre la asociación sedimentaria B5.1 y posee una potencia de aproximadamente 100 m, donde se extrajeron 4 muestras. Constituida por andesitas y autobrechas andesíticas.

Las andesitas (Figura 5.9a) poseen una potencia de 80 m aproximadamente, con textura porfídica, fluidal, amigdaloidal, hipocristalina, hipidiomórfica e inequigranular, con fenocristales de plagioclasa de 1 a 10 mm euhedrales a subhedrales (12%), hornblenda euhedrales de 1 a 3 mm (10%) y en menor proporción biotitas, de 3 mm aproximadamente anhedral a subhedral (3%). En ocasiones se observan enclaves redondeados de composición diorítica (Figura 5.9b). Tal afloramiento presenta una estratificación de 10/5, en cuanto a alteraciones hidrotermales, en la zona más basal del miembro se observa hematita masiva en la matriz de las andesitas y rellenando amígdalas, con intensidad moderada, y hacia el techo cercano al contacto con diques pórfidodioríticos intensamente alterados a clorita y epidota, se encuentra de manera masiva afectando a la matriz y, a algunos fenocristales de hornblenda con intensidad moderada.

Hacia el techo, en contacto neto se disponen autobrechas de composición andesítica igualmente, con una potencia de 10 metros aproximadamente, con clastos redondeados de

andesitas de 20 a 100 mm, fenocristales de plagioclasa subhedrales de 2 a 8 mm (15%), hornblendas euhedrales de 1 a 4 mm (3%), amígdalas rellenas de hematita con un diámetro aproximado de 5 mm (2%), su matriz se observó epidotizada a hematitizada, ambos con intensidad moderada. Presentando textura porfídica, amigdaloidal, hipocrystalina, hipidiomórfica e inequigranular.

En contacto neto sobre las autobrechas, con una potencia de 10 metros aproximadamente, se observan nuevamente andesitas con fenocristales de plagioclasa de 2 a 5 mm euhedrales a subhedrales (10%), hornblenda euhedrales de 1 a 3 mm (5%) y biotitas subhedrales de 2 mm aproximadamente (3%), con textura porfídica, hipocrystalina, hipidiomórfica e inequigranular. En cuanto a alteraciones hidrotermales, se observa hematita masiva a diseminada en la matriz de las andesitas.

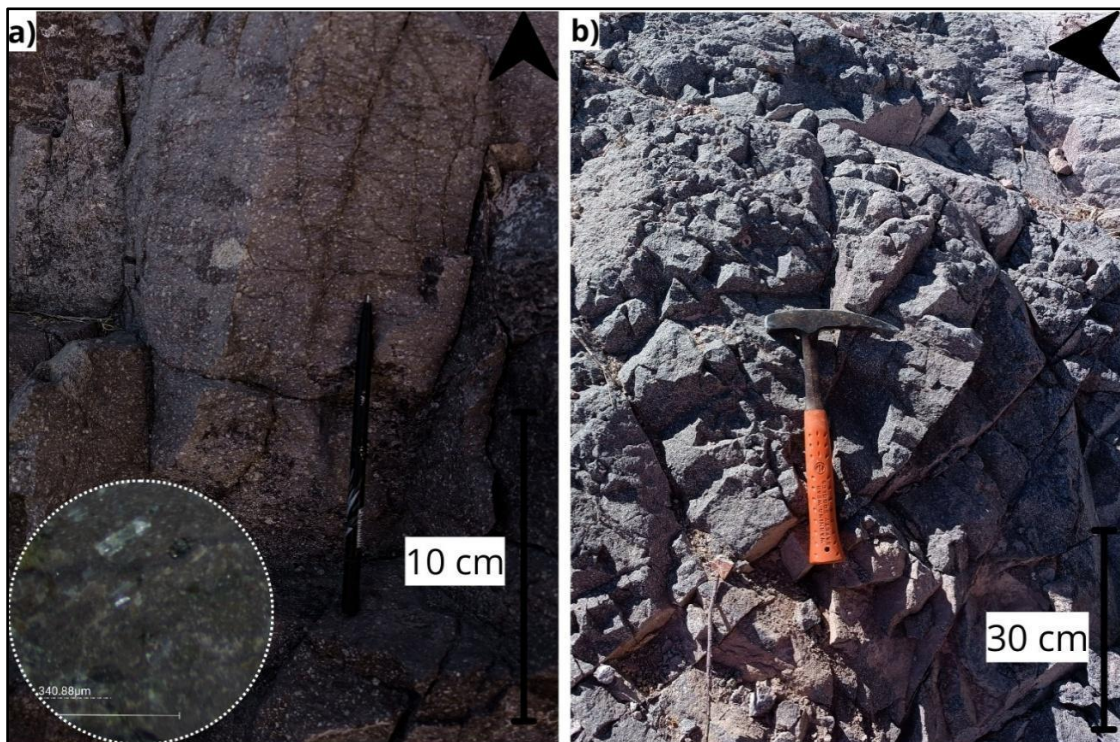


Figura 5.9 a) Lavas andesíticas con textura fluidal y enclaves microdioríticos redondeados. Acercamiento de fenocristales de plagioclasa y hornblenda en una matriz afanítica. b) Afloramiento de lavas andesíticas porfídicas.

5.2 Quebrada El Sauce

Ubicada al este de quebrada Salto de Barraza, donde se levantaron dos columnas estratigráficas a partir de la transecta en dirección NO, una a escala 1:2.000 (Figura 5.10) y otra a escala 1:525 (Figura 5.11), con potencia de 125 metros y 440 metros respectivamente. En esta sección se definieron seis unidades informales descritas en asociaciones de litofacies, las que se dividen en asociación volcánica D, asociación piroclástica y sedimentaria E (E1, E2, E2.1 y E3) y asociación volcánica F.

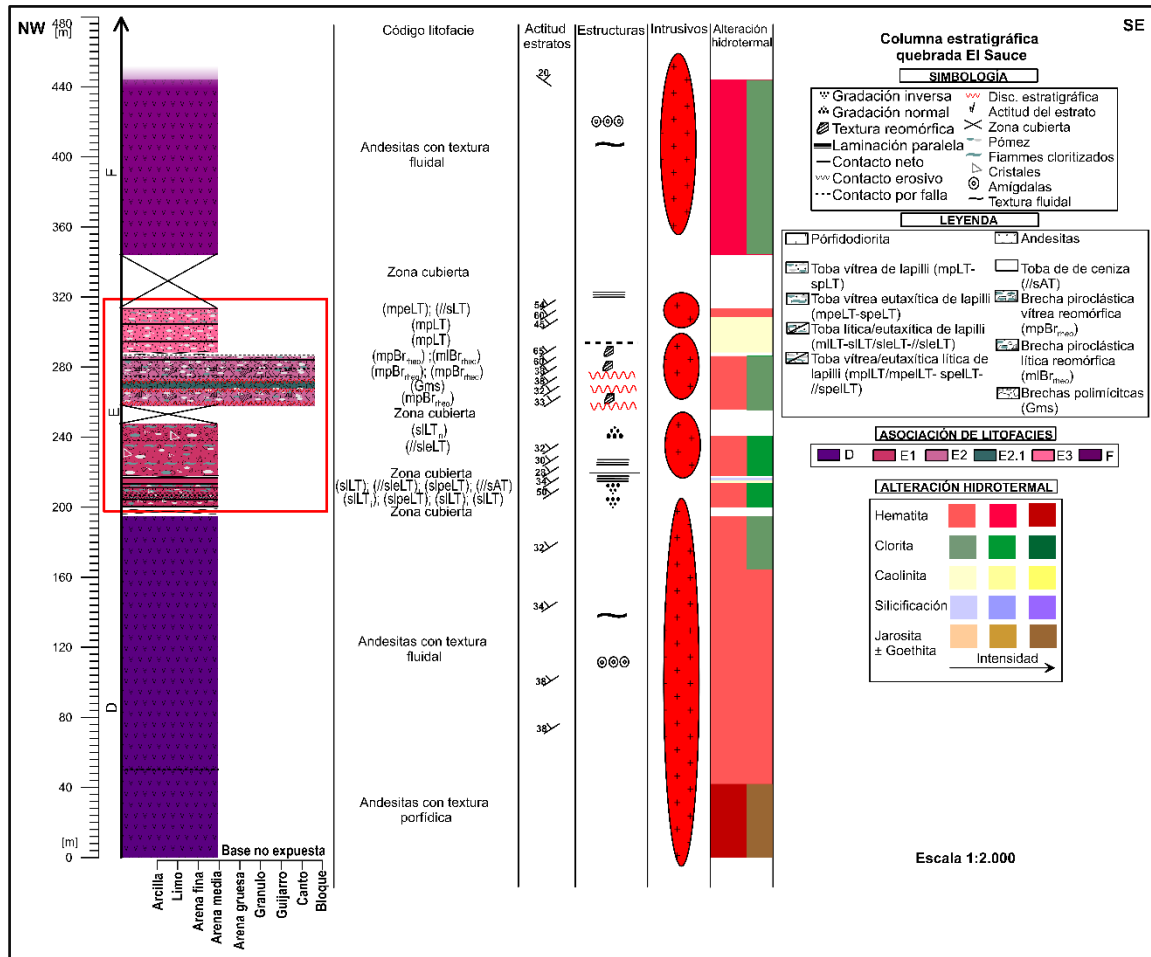


Figura 5.10 Columna estratigráfica completa en quebrada El Sauce. El recuadro rojo detalla la sucesión piroclástica a detalle (elaboración propia).

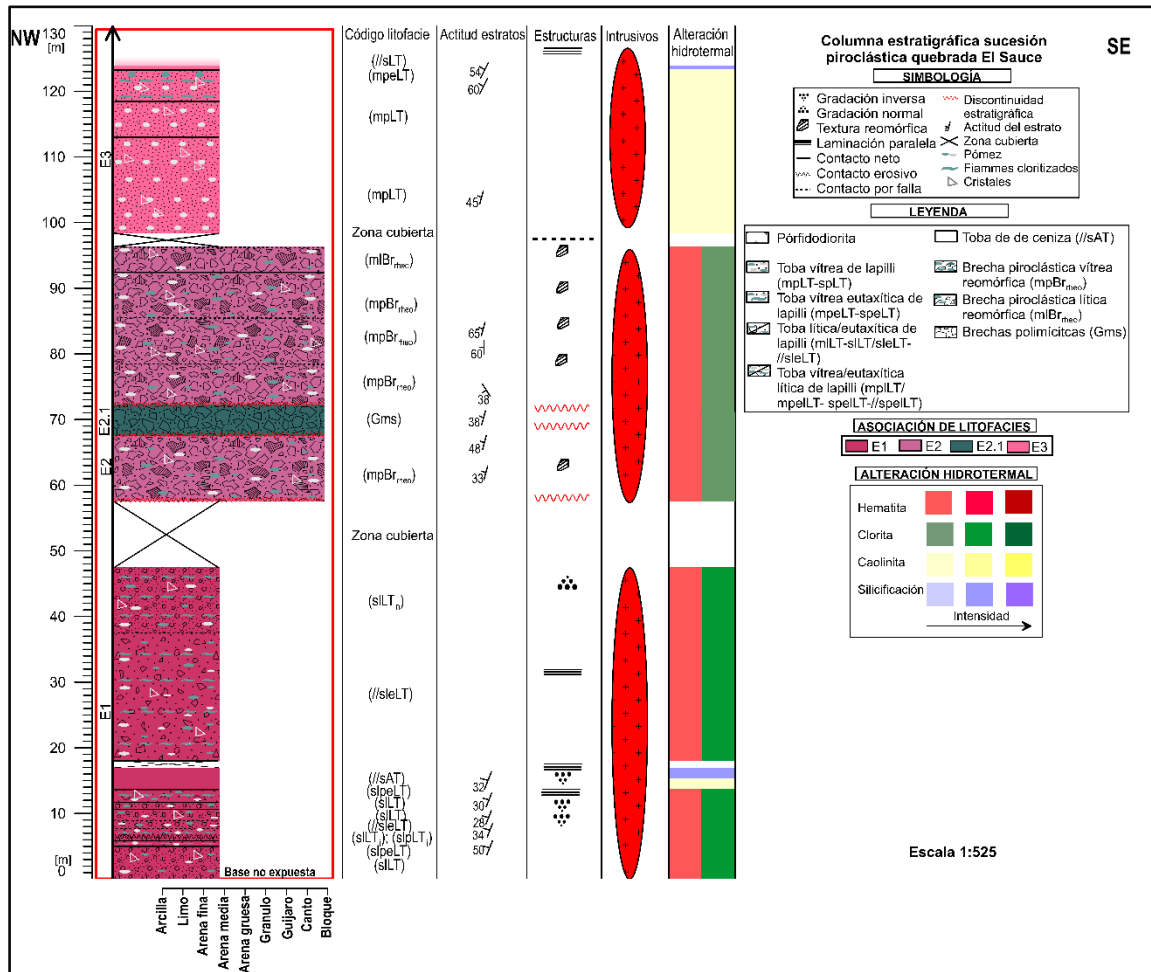


Figura 5.11 Columna estratigráfica de sucesión piroclástica en quebrada El Sauce (elaboración propia).

Asociación volcánica D

En su zona más basal, donde se extrajeron 5 muestras y está constituida por 40 metros aproximadamente de andesitas porfídicas con alteración intensa de jarosita, goethita y hematita masivas en la matriz de las andesitas, a veces se observan vetillas de alunita supérgena con potencias de 20 a 50 mm, similar a lo observado en quebrada Salto de Barraza.

Hacia el techo se observan 150 metros aproximadamente de andesitas con textura fluidal (Figura 5.12a y b), amigdaloidal, hipocrystalina, hipidiomórfica, porfídica e inequigranular, con fenocristales de plagioclasa de 1 a 25 mm euhedrales a subhedrales

(10%), ocasionalmente presentando textura glomeroporfídica, hornblenda de 1 a 4 mm euhedrales (8%), algunos cristales se observaron con tamaños de hasta 20 mm con textura poiquilítica y en menor proporción biotitas, de 3 mm aproximadamente subhedrales (7%). Ciertas veces se observan enclaves redondeados de composiciones dioríticas con bordes irregulares, con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de 1 a 4 mm (50%), hornblendas subhedrales de 2 a 4 mm (25%) y biotitas anhedrales de 2 a 3 mm (25%), texturas faneríticas de grano fino, equigranular, hipidiomórfica e índice de color leucocrático. Tal afloramiento presenta una estratificación de 266/34, 225/38, 266/34 y 270/38. En cuanto a alteraciones hidrotermales, se observa clorita y epidota masiva afectando a la matriz (Figura 5.12c), algunos fenocristales de hornblenda con intensidad moderada, y hematita masiva en la matriz de las andesitas rellenando amígdalas, igualmente con intensidad moderada.

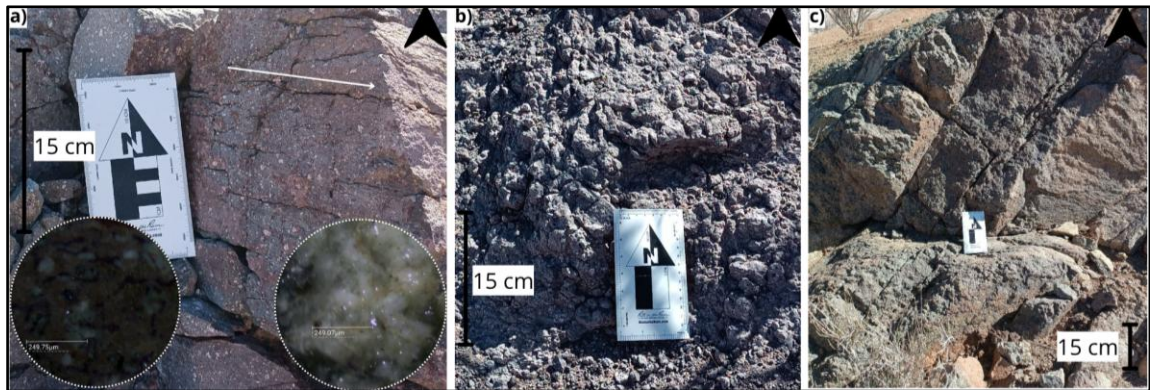


Figura 5.12 a) Andesitas porfídicas con textura fluidal. b) Andesitas porfídicas con matriz hematizada. c) Andesitas porfídicas epidotizadas y estratificadas.

Asociación piroclástica y sedimentaria E

Constituida a su vez por cuatro unidades informales, agrupadas en asociaciones de litofacies sedimentarias y piroclásticas, las cuales se detallan a continuación:

Asociación piroclástica E1

Sobreyaciendo a la asociación volcánica D, donde el contacto se observa cubierto. Se extrajeron 15 muestras representativas en este sector del área de estudio.

Posee una potencia de 48 metros, donde se perciben leves variaciones litológicas laterales, cambios en la potencia y actitud de los estratos. De manera general, se describen tobas de lapilli vítreas eutaxíticas estratificadas (speLT) (Figura 5.13a) a tobas de lapilli líticas (slLT) (Figura 5.13b y c) y en menor medida tobas de ceniza (sAT), con características texturales y composicionales similares a las descritas en quebrada Salto de Barraza, a veces se observan gradaciones normales, laminaciones paralelas y texturas eutaxíticas. Se observan estratificaciones de 206/34, 206/50, 200/28, 206/30 y 210/32, lo cual representa una variación respecto a la quebrada Salto De Barraza.

Las tobas de ceniza estratificadas (sAT) con laminación paralela, presentan silicificación masiva con intensidad leve a moderada.

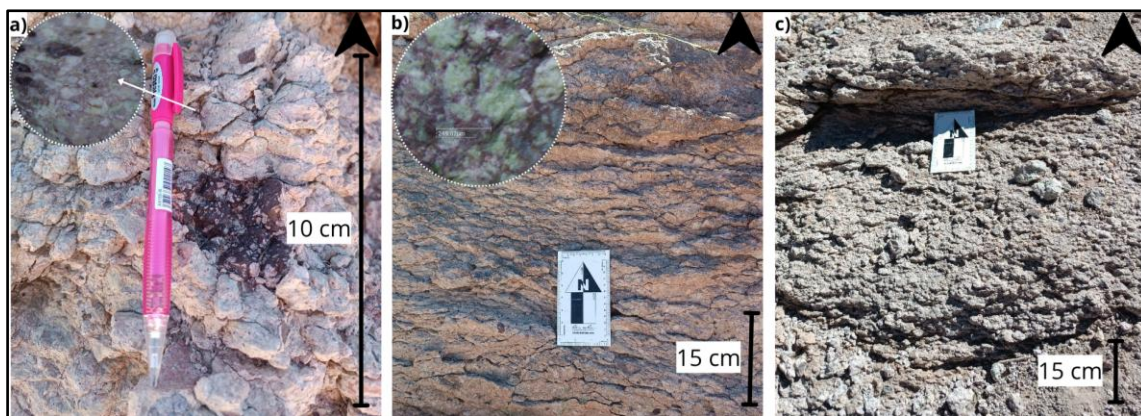


Figura 5.13 a) Toba de lapilli vítrea eutaxítica. b) Toba de lapilli lítica estratificada, con acercamiento a pómez cloritizadas. c) Toba de lapilli lítica estratificada.

Asociación piroclástica E2

Debido a que hay una zona cubierta de decenas de metros no se definió el contacto entre la asociación piroclástica E1 y E2. Presenta una potencia de 40 metros en total, donde se extrajeron 5 muestras. Además, al igual que en la asociación de litofacies anterior, presenta variaciones litológicas laterales, de potencia y actitud dentro de la sucesión piroclástica.

En términos generales, se describieron 5 tipos de brechas piroclásticas vítreas (Tabla 5.4) que presentan variaciones principalmente en la tonalidad de su matriz, tipo y tamaño de los distintos fragmentos piroclásticos (Figura 5.14a, b y c), al igual que en el sector descrito anteriormente.

Tabla 5.4 Litofacies y estratificación de la asociación piroclástica E2.

	Código litofacies	Estratificación
Techo	(mpBr _{theo})	158/38
	(mpBr _{theo})	180/60
	(mpBr _{theo})	190/65
	(mpBr _{theo})	207/48
	(Gms)	207/38
Base	(mpBr _{theo})	215/33

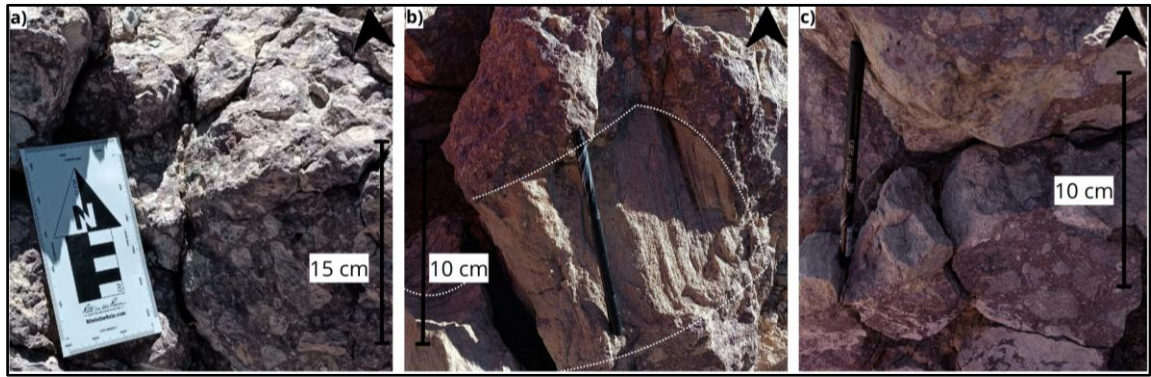


Figura 5.14 a) Brechas piroclásticas vítreas masivas con matriz hematizada. b) Fragmento piroclástico de pómez de 200 mm de ancho por 100 mm de alto. c) Brecha piroclástica masiva.

Asociación piroclástica E2.1

Dispuesta en contacto erosivo sobre brechas oligomícticas matriz soportadas (Gms), con una potencia de 5 metros y estratificación de 207/38.

Se describen brechas oligomícticas mal seleccionados, fábrica isótropa con fragmentos líticos de andesitas (25%), algunos de composiciones tobáceas, con fragmentos de pómez (15%), desde 2 a 150 mm en el rango general. Además, su matriz es tamaño arena media cloritizada levemente (60%). Asociadas a una potencia reducida y nula continuidad lateral, por lo que se determina como una capa correspondiente a esta asociación de litofacies.

Asociación piroclástica E3

No se define el contacto entre la asociación piroclástica E2 y E3 debido a que estaba cubierto. Está constituida por tobas de lapilli vítreas masivas (mpLT) y tobas de lapilli vítreas eutaxíticas masivas (mpeLT) en contactos netos, donde extrajeron 7 muestras.

Las tobas de lapilli vítreas a vítreas eutaxíticas de composición riolítica, matriz soportadas, mal seleccionadas con fragmentos piroclásticos de pómez y fiammes de 2 a 10 mm blanquecinos y cloritizados respectivamente (15%), poseen fragmentos líticos de 3 a 20 mm subangulosos de andesitas (8%) y cristales de plagioclasa y biotitas anhedrales

y fragmentados de 1 a 2 mm (3%), con textura eutaxítica y gradación normal, por lo general, o masivos. Se observan estratificaciones de 252/54, 232/60 y 200/45.

Asociación volcánica F

No se observa el contacto con la asociación piroclástica E3, posee una potencia de aproximadamente 100 m y se obtuvieron 2 muestras. Corresponden a andesitas con textura porfídica, fluidal, amigdaloidal, hipocristalina, hipidiomórfica e inequigranular, con fenocristales de plagioclasa de 1 a 10 mm euhedrales (10%), hornblenda euhedrales de 1 a 3 mm (8%) y en menor proporción biotitas, de 3 mm subhedrales (2%). En ocasiones se observan enclaves redondeados de composiciones dioríticas, con bordes irregulares, con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales de 1 a 4 mm (55%), hornblendas subhedrales de 2 a 4 mm (20%) y biotitas anhedralas de 2 a 3 mm (25%), texturas faneríticas de grano fino, equigranular, hipidiomórfica e índice de color leucocrático. Tal afloramiento presenta una estratificación de 330/20. En cuanto a alteraciones hidrotermales, en la zona más basal del miembro se observa hematita masiva en la matriz de las andesitas y rellenando amígdalas, con intensidad moderada, y hacia el techo cercano al contacto, se encuentran afectadas por diques pórfido dioríticos intensamente alterados a clorita y epidota, donde dicha alteración, se encuentra de manera masiva afectando a la matriz.

5.3 Quebrada El Indio

Ubicado al oriente del área de estudio, donde se realizaron dos columnas estratigráficas a partir de la transecta, una a escala 1:2.400 (Figura 5.15) y 1:485 (Figura 5.16). En las cuales, se identificaron nueve unidades informales agrupadas en asociaciones de litofacies, que incluyen asociación volcánica G, asociación piroclástica y sedimentaria H (H1, H1.1, H2, H3.1, H4, H5, H6 y H7).

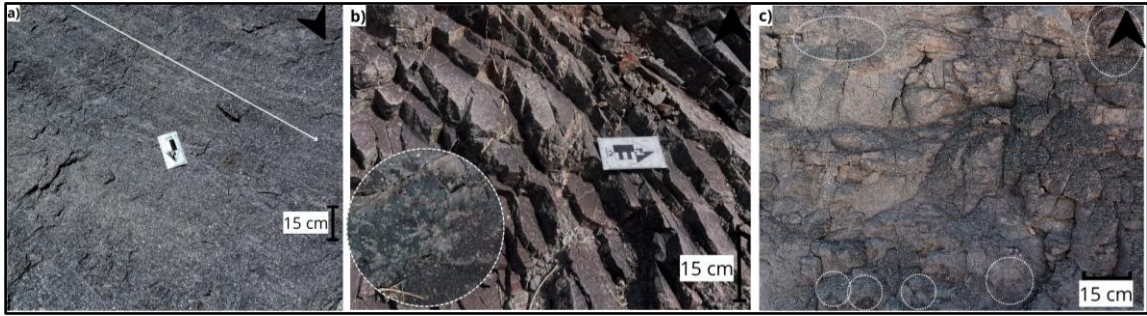


Figura 5.17 a) Andesitas con textura fluidal. b) Andesitas estratificadas con mineralización de óxidos de cobre. c) Autobrechas andesíticas.

Asociación piroclástica y sedimentaria H

Constituida a su vez por diez unidades informales, agrupadas en asociaciones de litofacies sedimentarias y piroclásticas, las cuales se detallan a continuación:

Asociación piroclástica H1

Sucesión piroclástica que al igual que en sectores anteriores, no se observa el contacto con la asociación volcánica G. De base a techo, está constituida por tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT), tobas de lapilli líticas (slLT), tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT), tobas de lapilli vítreas cristalinas (spcrLT) (Figura 5.18a), tobas de lapilli vítreas estratificadas (Figura 5.18b) (spLT), una alternancia de conglomerados oligomícticos y grauvacas feldespáticas de potencia reducida, tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT), tobas de lapilli vítreas cristalinas (spcrLT) y tobas de lapilli vítreas estratificadas (speLT), de composiciones riolíticas. En términos generales, presenta una potencia de 15 metros, con estratificaciones de 30/5 y 23/2, donde se extrajeron 10 muestras representativas.

En menor medida se observó una alternancia entre grauvacas feldespáticas y conglomerados oligomícticos con una potencia de 30 cm (Figura 5.18c), donde los conglomerados son mal seleccionados, fábrica isotropa, matriz soportados, su matriz es tamaño arena media a gruesa (65%), con fragmentos líticos angulosos a subangulosos de 3 a 10 mm, oligomícticos, que incluyen fragmentos líticos de andesitas (15%) y materiales

tobáceos de 2 a 50 mm (20%). Mientras que, las grauvacas son rojizas, matriz soportadas y su matriz es tamaño arena fina (60%), con granos redondeados tamaño arena media de feldespatos (25%) y fragmentos líticos redondeados de andesitas (15%), con laminación paralela. Además, se observaron estructuras de carga y grietas de desecación en dichas grauvacas, indicando polaridad.

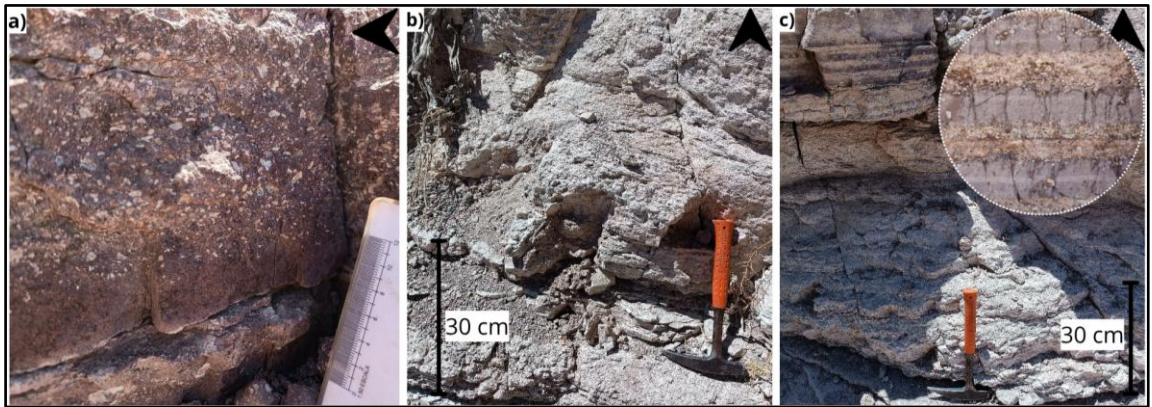


Figura 5.18 a) Tobas vítreas cristalinas de lapilli estratificadas. b) Tobas de lapilli vítreas estratificadas. c) Alternancia entre conglomerados oligomícticos y grauvacas con laminación paralela, estructuras de carga y grietas de desecación.

Asociación sedimentaria H1.1

Se encuentra en discordancia erosiva sobre la asociación H1, posee una potencia de tan solo 1 metro. Corresponde a un nivel de conglomerados oligomícticos mal seleccionados, fábrica isótropa, matriz soportados, su matriz es tamaño arena media a gruesa (60%), con fragmentos líticos angulosos a subangulosos de 3 a 10 mm, oligomícticos, que incluyen fragmentos líticos de andesitas (20%) y materiales tobáceos de 2 a 50 mm (20%).

Asociación piroclástica H2

Sucesión piroclástica que se encuentra en concordancia sobre la asociación sedimentaria H1.1. Presenta una potencia de 12 metros con estratificación de 20/5, donde se extrajeron 5 muestras representativas. De base a techo, está constituida por tobas de lapilli vítreas eutaxíticas estratificadas (speLT), tobas de lapilli líticas (sILT), tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT), tobas de lapilli líticas (sILT) y tobas de lapilli vítreas estratificadas (spLT), de composiciones riolíticas.

Asociación sedimentaria H3

En discordancia angular erosiva sobre la asociación de litofacies piroclásticas H2, donde se recolectaron 15 muestras. Se reconocen secuencias sedimentarias que incluyen brechas y conglomerados oligomícticos matriz soportados (Gms) donde se reconocen estructuras de carga y granoclasificación inversa (Figura 5.19a y b), grauvacas con laminación paralela (Sh) (Figura 5.19c) con intercalaciones menores de tobas de lapilli vítreas eutaxíticas (speLT) (Tabla 5.5), las cuales se clasificaron como unidades informales de menor jerarquía. Sin embargo, se observan cambios en la actitud de los estratos, con una orientación de 210/8.

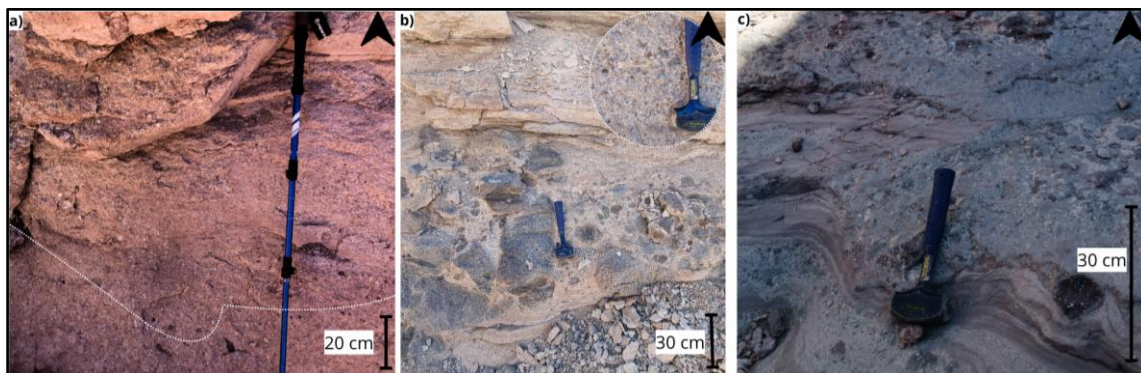


Figura 5.19 a) Estructuras de carga de tobas vítreas de lapilli en conglomerados oligomícticos de grano fino. b) Conglomerados oligomícticos con variaciones de clasto soportado a matriz soportado. c) Alternancia entre grauvacas con laminación paralela, areniscas y conglomerados de grano fino.

Tabla 5.5 Litofacies de asociación H3, en quebrada El Indio.

Techo	Código litofacie
	(Gms)
	(Sh)
	(Gms)
	(Sh)
	(Sh)
	(Gms)
	(Gms)
	(Gms)
	(spLT)
	(speLT)
	(Gms)
	(Sh)
	(speLT)
Base	(Gms)

Asociación piroclástica H3.1

Constituida por tobas de lapilli vítreas a vítreas eutaxíticas estratificadas (spLT a speLT), como se mencionó en la asociación sedimentaria H3. Se encuentra en concordancia sobre dicha asociación.

Asociación sedimentaria H4

Constituida por conglomerados matriz soportados (Gms) y grauvacas feldespáticas (Sh), en discordancia erosiva sobre la asociación sedimentaria H3 y se observan estructuras como granoclasificación normal, a inversa, y en el caso de las grauvacas, estructuras de carga y granoclasificación paralela.

Asociación piroclástica H5

En discordancia erosiva sobre la asociación sedimentaria H4, donde se extrajeron 6 muestras, se observan sucesiones piroclásticas que incluyen brechas piroclásticas vítreas (mpBr_{theo}), que contienen pómez con textura reomórfica y matriz hematizadas similares a lo que se observa en quebrada El Sauce. Además, se describen tobas de lapilli vítreas (spLT) a vítreas-líticas estratificadas (splLT), algunas igualmente con textura reomórfica y gradaciones inversas. Se midieron algunas estratificaciones donde igualmente se observan variaciones, con orientaciones de 210/7, 250/7 y 215/8.

Asociación piroclástica H6

En contacto por falla sobre la asociación piroclástica H5, en la que se describe una sucesión piroclástica masiva que incluye de base a techo tobas vítreas masivas (mpLT), tobas vítreas-líticas eutaxíticas masivas (mlpeLT) y tobas vítreas eutaxíticas masivas (mpeLT), donde se extrajeron 10 muestras.

Asociación piroclástica H7

En discordancia erosiva sobre la asociación piroclástica H6, donde se describe de base a techo brechas piroclásticas líticas masivas (mlBr rheo), tobas vítreas eutaxíticas masivas (mpLT), tobas vítreas masivas (mpLT), tobas vítreas eutaxíticas masivas (mpeLT), tobas vítreas eutaxíticas masivas (mpeLT), tobas vítreas-líticas masivas (mlpLT), tobas vítreas-líticas masivas (mlpLT) y tobas vítreas masivas (mpLT), de composición riolítica con actitud de 210/5.

Las brechas piroclásticas líticas masivas de composición riolíticas, isótropas, matriz soportadas, tamaño ceniza rosadas con fragmentos piroclásticos de pómez de 1 a 5 mm blanquecinos con textura reomórfica (10%), poseen bombas piroclásticas con un halo de alteración de hematita y clorita en algunos casos, fragmentos líticos de andesitas (15%), y

composiciones tobáceas de 1 a 70 mm, cristales de plagioclasa, feldespato potásico y biotitas de 1 a 2 mm (3%).

Intrusivos

Se encuentran intruyendo a todas las asociaciones mencionadas anteriormente. De estos intrusivos se extrajeron 3 muestras. Corresponden a cuerpos tabulares con tendencias N-S/78 y 350/75 (Figura 5.20a). Se emplazan como diques de composición diorítica, con textura porfídica a fanerítica de grano fino, holocristalina, inequigranular, hipidiomórfica y con índice de color mesocrático. Posee fenocristales de plagioclasa subhedrales a euhedrales de 1 a 4 mm (45%), hornblendas subhedrales a euhedrales de 2 a 4 mm (40%), cuarzos anhedrales de 2 a 3 mm (5%) y piroxenos subhedrales de 2 a 3 mm (10%) inmersos en una matriz crecida. En términos de alteración, se observa clorita, epidota y calcita, con ocurrencia masiva a diseminada y en los bordes hay evidencias de exsolución hacia la roca de caja, que en este caso es más permeable y son intruidas por estos cuerpos hipabisales (Figura 5.20b).

Además, se observaron cuerpos intrusivos irregulares como apófisis de composición diorítica, con textura porfídica a fanerítica de grano fino, holocristalina, inequigranular, hipidiomórfico y con índice de color mesocráticos. Posee fenocristales de plagioclasa subhedrales a euhedrales de 1 a 3 mm (45%), hornblendas subhedrales a euhedrales de 2 a 3 mm (40%), cuarzos anhedrales de 2 a 5 mm (3%) y piroxenos anhedrales a subhedrales de 1 a 2 mm (12%) inmersos en una matriz crecida, con alteraciones similares a los diques.

Se observó un *branch* en un dique principal, donde la intrusión se bifurcó en dos ramificaciones claramente definidas (Figura 5.20c). En otro sector, se identificó un dique intruido dentro de otro dique (Figura 5.20d), donde se observan diferencias texturales.

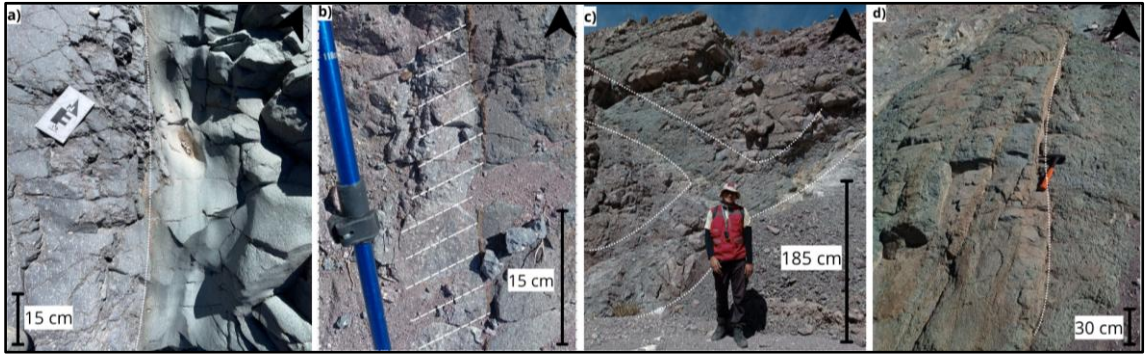


Figura 5.20 a) Dique microdiorítico con tendencia 350/75 intruyendo andesitas. b) Dique pórfidodiorítico con textura de exsolución hacia la roca de caja. c) Branch entre dos diques de composición pórfidodiorítica. d) Acercamiento del contacto N-S entre dos diques con diferentes texturas.

CAPÍTULO 6: DISCUSIONES

6.1 Estratigrafía

La determinación de la disposición estratigráfica y distribución espacial de la sucesión piroclástica, en función de sus relaciones internas permitió levantar columnas estratigráficas, que presentaron variaciones tanto laterales como verticales. Donde se aprecia cierta continuidad en las unidades informales definidas, lo que permitió hacer una correlación estratigráfica (Figura 6.1 y anexo 9.2), y distinguir dichas asociaciones de litofacies en miembros y capas, donde estas últimas corresponden a una unidad jerárquica menor.

Miembro Lavas Carrizalillo

En la unidad basal con gran extensión y continuidad a lo largo de los tres sectores donde se levantaron las columnas, se correlacionan las unidades informales volcánicas A, D y G con el miembro Lavas Carrizalillo descrito por Rodríguez et al. (2025), las cuales presentan ligeras variaciones en la potencia y actitud de los estratos. Como se mencionó anteriormente, hacia el techo del miembro Lavas Carrizalillo no fue posible observar el contacto con la sucesión piroclástica suprayacente debido a su cobertura superficial, lo cual corresponde a una de las principales problemáticas durante el levantamiento de información. Sin embargo, en base a la coherencia litológica lateral se interpretó como un contacto inferido y concordante, lo que refleja una continuidad estratigráfica. En cuanto a las variaciones de potencia y actitud del miembro Lavas Carrizalillo, se interpretó que podrían estar ligados a la subsidencia propia de la megacaldera, ya que no afecta a miembros suprayacentes o a la continuidad regional, lo que coincide con lo planteado en Lipman (1997), donde menciona que las calderas volcánicas pueden sufrir procesos de subsidencia transicionales locales. Cole et al. (2005) propone que dichas variaciones en espesor y actitud de los estratos se vincula a subsidencia de bloques internos de la caldera, sin afectar la continuidad regional.

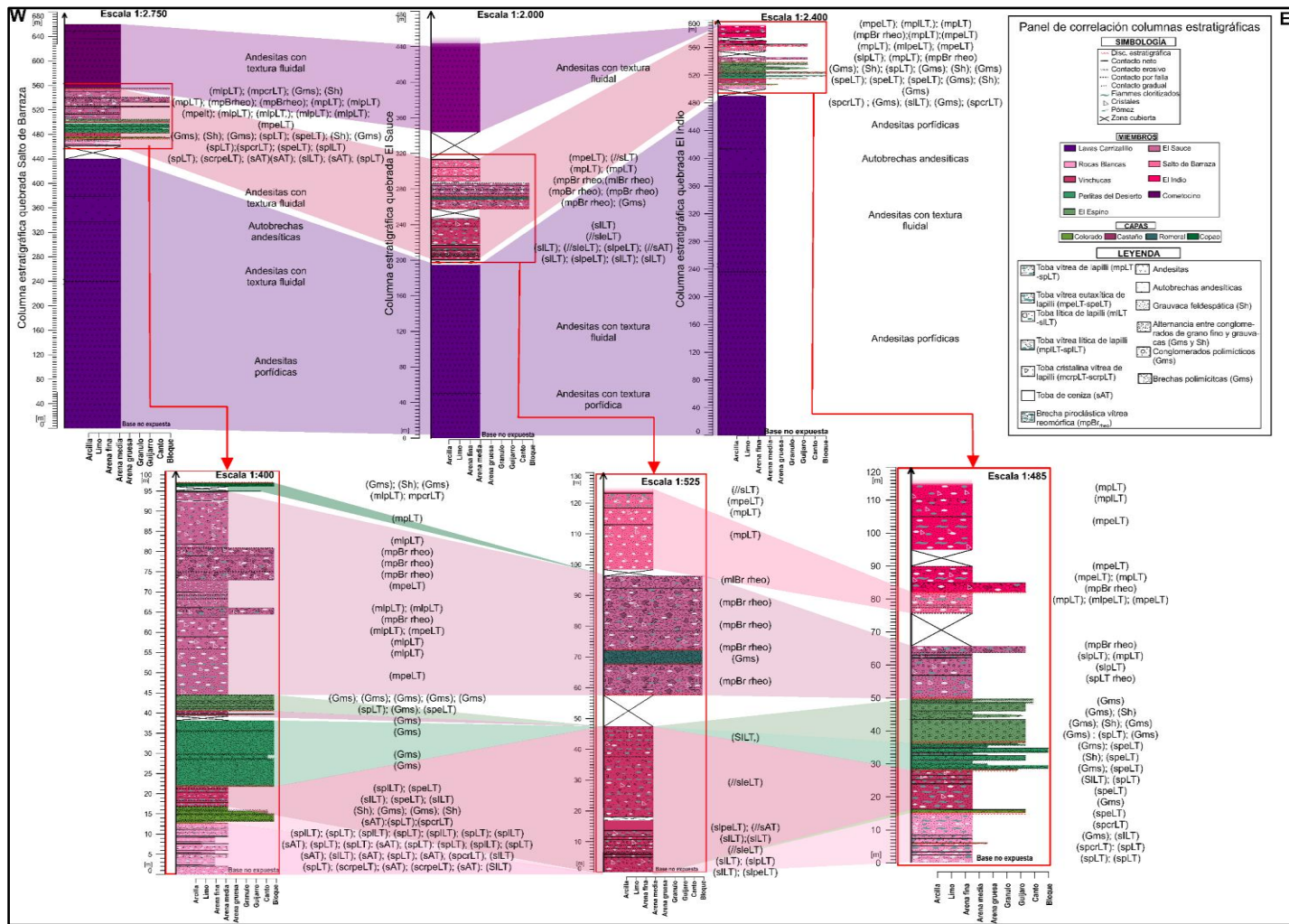


Figura 6.1 Panel de correlación de columnas estratigráficas de los tres sectores mapeados (elaboración propia).

Miembro Rocas Blancas

Sobreyace al anteriormente descrito, presenta una extensión limitada, restringido únicamente a la quebrada Salto de Barraza y El Indio, donde se correlacionan las unidades informales definidas como B1 y H1 con el miembro Rocas Blancas descrito por Rodríguez et al. (2025), con potencias similares de no más de 15 metros. Sumado a esto, en base a la litología observada en la base de este miembro, que corresponde a tobas de ceniza y lapillitas principalmente, y que hacia techo es posible observar tobas de lapilli de mayor tamaño de grano y presencia de fiammes, se interpreta como un cambio abrupto o de corta duración en la dinámica eruptiva, más que como un factor paleotopográfico o estructural. Esta interpretación se apoya en casos de estudio similares, donde el hecho de existir un control paleotopográfico, implicaría que a cotas altas se observarían solo depósitos de caída y facies diluidas, ya que los flujos piroclásticos, al ser densos no alcanzan posiciones topográficas elevadas, como es el caso del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Báez et al., 2015).

Capa Colorado

La capa Colorado, se encuentra en discordancia erosiva sobre el miembro Rocas Blancas lo que refleja una discontinuidad estratigráfica. Esta, se identificó en la quebrada Salto de Barraza y El Indio, donde se correlacionan las unidades informales definidas como B1.1 y H1.1, con potencias de 4 metros y 1 metro respectivamente, por lo que se interpreta como una unidad jerárquica menor. Se interpreta que puede estar asociado a procesos de erosión relacionados con la dinámica eruptiva de la caldera y reorganización deposicional, de acuerdo a lo propuesto por Brown et al. (2009), donde indican que existe constante interacción entre colapsos de calderas y procesos sedimentarios.

Miembro Vinchucas

Posee amplia distribución a lo largo de los tres sectores mapeados, en contacto por falla sobre el miembro Rocas Blancas en quebrada Salto de Barraza y El Indio, mientras que en quebrada el Sauce no se observa el contacto con el miembro inferior, que en este caso corresponde a Lavas Carrizalillo. Por tanto, se correlacionan las unidades informales B2, E1 y H2, con el miembro Vinchucas definido por Rodríguez et al. (2025), exhibiendo variaciones litológicas laterales y un aumento variable en su potencia, lo que se interpreta como subsidencia producto de la reorganización local de la caldera (Cole et al., 2005).

Miembro Perlitas del Desierto

Se observó en quebrada Salto de Barraza y El indio, en discordancia angular erosiva sobre el miembro Vinchucas, lo que refleja una discontinuidad estratigráfica. En este sentido, se correlacionan las unidades informales B3 y H3, con el miembro Perlitas del Desierto definido por Rodríguez et al. (2025). Al igual que la capa Colorado, se sugiere que se asocia a procesos de deformación y erosión relacionados con la dinámica eruptiva de la caldera, de acuerdo a lo propuesto por Brown et al. (2009).

Capa Castaño

La capa Castaño, aflora en quebrada Salto de Barraza y El Indio, donde se observa interdigitada con las litofacies sedimentarias del miembro Perlitas del Desierto, lo que permite correlacionar las unidades informales B3.1 y H3.1. Esto es relevante, ya que refuerza la idea de la interacción constante entre procesos sedimentarios y volcánicos dentro de un mismo sistema (Brown et al., 2009).

Miembro El Espino

El miembro El Espino, fue observado en la quebrada Salto de Barraza y El indio, en discordancia erosiva la capa Castaño y miembro Perlitas del Desierto respectivamente, lo que refleja una discontinuidad estratigráfica. En este sentido, se correlacionan las unidades informales B4 y H4. Al igual que en capas y miembros anteriores, los cambios litológicos y en la actitud de los estratos, sugiere que se asocia a procesos de deformación y erosión relacionados con la dinámica eruptiva de la caldera (Brown et al., 2009).

Miembro El Sauce

El miembro el Sauce se encuentra en los tres sectores mapeados, se reconoce en discordancia erosiva en dos de las quebradas, lo que sugiere una discontinuidad estratigráfica posiblemente asociada a cambios en la dinámica eruptiva y a eventos de erosión (Branney y Kokelaar, 2002). Se correlacionan las unidades informales B5, E2 y H5, donde se observaron variaciones litológicas laterales, que incluyen brechas piroclásticas vítreas y tobas de lapilli vítreas a vítreas-líticas, por lo que estas características, junto a las transiciones graduales y contactos erosivos entre las diferentes litologías que componen al miembro, permitió interpretar que este miembro se deposita en un contexto de subsidencia progresiva, sugiriendo una evolución eruptiva bajo condiciones de reacomodación estructural (cf. Lipman, 1997), lo que podría estar asociado a los cambios de actitud del miembro en los diferentes sectores.

Capa Romeral

Ubicado solo en quebrada El Sauce, donde se correlaciona con la unidad informal E2.1. Al tener una potencia reducida y al estar localizada a una zona acotada de la caldera, sugiere una constante interacción entre el volcanismo y procesos sedimentarios durante el colapso de la megacaldera (Brown et al., 2009).

Miembro Salto de Barraza

El miembro Salto de Barraza, distribuido en quebrada El Sauce y El Indio, donde no fue posible observar el contacto con el miembro El Sauce, debido a que se encontraba cubierto. Sin embargo, se sugiere cierta continuidad estratigráfica debido a su continuidad lateral y potencia. Se correlacionan las unidades informales E3 y H6, con aumento en su potencia de hacia el oeste, acompañado de variaciones litológicas laterales y estructura masiva. Estas características, se interpretaron como subsidencia progresiva durante la depositación del miembro (Lipman, 1997; Cole et al., 2005).

Miembro El Indio

El miembro El Indio, solo se ubica en el sector este en discordancia erosiva sobre el miembro Salto de Barraza, lo que refleja una discontinuidad estratigráfica. Se correlaciona con la unidad informal H7 y se distingue de miembros anteriores debido a las diferencias en la matriz y tipo de fragmentos piroclásticos observados, ya que contiene bombas y fragmentos líticos redondeados. Esto refuerza la idea de una constante evolución eruptiva acompañada de condiciones de acomodación estructural (Lipman, 1997).

Capa Copao

Se restringe solamente al oeste de la megacaldera, en discordancia angular erosiva sobre el miembro El Sauce, lo que refleja una discontinuidad estratigráfica. Se correlaciona con la unidad informal definida como B5.5, al igual que en capas anteriores, en base a su potencia reducida y litología primordialmente sedimentaria, se interpreta que ocurre producto de reorganización estructural local de la megacaldera (Brown et al., 2009).

Miembro Cometocino

Distribuido a lo largo de dos de los sectores, en discordancia angular erosiva sobre miembro Copao, lo que refleja una discontinuidad estratigráfica. Se correlacionan las unidades informales C y F con el miembro Cometocino definido por Rodríguez et al. (2025), donde dicha relación estratigráfica sugiere la existencia de un hiato asociado a eventos de deformación y erosión previo al emplazamiento de las lavas andesíticas. Una de las principales limitantes en cuanto a la correlación de este miembro, fue que, si bien a través de imágenes satelitales se observó que estaba presente a lo largo de toda la sucesión, en la mayoría de los sectores se encontraba con dificultades de acceso, por tanto, en la quebrada El Indio no fue posible mapear.

En base a las descripciones litológicas, geométricas y texturales descritas anteriormente, es posible correlacionar con Formación Estratos de Quebrada El Romero, del Paleoceno inferior (Iriarte et al., 1999). Los cuales, en este trabajo fueron diferenciados a su vez en nueve miembros y cuatro capas, con sutiles diferencias respecto a lo que se detalla en la estratigrafía realizada por Rodríguez et al., (2025). En el que el miembro Lavas Carrizalillo, Rocas Blancas, Vinchucas, Cometocino y en cierta medida, el miembro Perlita del Desierto se correlacionan con los miembros descritos en tal artículo. Se destacaron ciertas diferencias en las descripciones realizadas en este último miembro, ya que, además, en este trabajo se describen alternancias entre conglomerados oligomícticos, areniscas y grauvacas en mayor proporción.

Por otro lado, los miembros Salto de Barraza, El Espino, El Indio y las capas Castaño, Colorado, Romeral y Copao, no se correlacionan con ninguno de los miembros descritos en la estratigrafía realizada por Rodríguez et al., (2025). Se destaca, que en este trabajo se definen como miembros y capas distintos debido a las características petrográficas y estratigráficas que exhiben dichos depósitos, ya que se observan contactos erosivos y estructuras masivas, a diferencia de otros miembros que se encuentran principalmente estratificados. Además, la matriz de las tobas vítreas a vítreas-líticas observadas en dicho

depósito exhibieron tonalidades distintas a las observadas en los otros miembros, el tipo de fragmentos líticos y vítreos igualmente presentaron diferencias en relación a otros depósitos, por lo que se interpretó que corresponden a otros eventos eruptivos y de retrabajo según sea el caso.

Además, el miembro El Sauce se correlaciona con el miembro Barba Blanca descrito por Rodríguez et al. (2025), solo que, al realizarse un mapeo a mayor detalle, fue posible correlacionar tal miembro y los otros mencionados a las diferentes áreas de estudio y se indica que, si bien existen variaciones laterales dentro de los mismos miembros, éstas poseen continuidad lateral.

Finalmente, los cuerpos intrusivos tabulares e irregulares tipo diques y apófisis respectivamente, se correlacionaron con los Pórfidos monzoníticos y dioríticos con dataciones de $47,3 \pm 2,7$ Ma K-Ar, en roca total (Iriarte et al., 1999).

6.2 Mecanismos eruptivos

El análisis de facies realizado durante este estudio en la sucesión estratigráfica del área de investigación, permitió interpretar los distintos mecanismos y fases eruptivas asociadas al inicio del colapso de la megacaldera.

En base a esto, el miembro Lavas Carrizalillo y Cometocino, poseen características litológicas muy similares, se interpreta que poseen un estilo eruptivo semejante, esto sugiere una erupción de tipo efusiva, con dos tasas de crecimiento cristalino, una alta, que se relaciona con los fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita, asociada a tasas de enfriamiento y cristalización lenta en la cámara magmática, mientras que, asociada a la masa fundamental, se interpreta una tasa de crecimiento baja, además de tasas de enfriamiento y cristalización rápidas durante la extrusión del magma (Marsh, 1998).

En cuanto a las autobrechas observadas para ambos miembros, presentaron características similares a los flujos de lavas andesíticos, por tanto, se interpreta que se

produce una fragmentación mecánica de zonas marginales del flujo, lo que es evidencia del transporte por flujo de lava de una viscosidad intermedia a relativamente baja, en base a su mineralogía. Considerando los enclaves de composición diorítica observados en Lavas Carrizalillo y Cometocino, se sugiere interacción con niveles subvolcánicos, posiblemente asociados a zonas de mush cristalino (Cas y Wright, 1987).

Respecto al contacto erosivo observado en miembro Lavas Carrizalillo, debido a que su potencia es de 30 cm aproximadamente, dicha alternancia entre conglomerados y grauvacas se interpreta como una interrupción en la actividad efusiva breve, debido a la extensión y potencias acotadas, seguida de periodos de erosión de deposición epiclástica (McPhie et al., 1993).

Luego del volcanismo efusivo, las condiciones de la cámara magmática habrían cambiado para dar lugar a una fase explosiva y formar una sucesión de rocas piroclásticas. Intercaladas con periodos de hiatus o cese de la actividad volcánica, formando depósitos sedimentarios. El miembro Rocas Blancas, constituido por tobas de ceniza, lapillitas vítreas-cristalinas y tobas de lapilli vítreas estratificadas en su base, con buena selección, se interpreta que corresponden a depósitos de caída, generados por columnas eruptivas sostenidas, de tipo subpliniana (Cas y Wright, 1987). La presencia de tobas de ceniza estratificadas, refuerza tal interpretación, ya que son depósitos de grano fino y bajo espesor, típicos de deposición por decantación (Fisher y Schmincke, 1984). En base a lo mencionado anteriormente y su baja potencia, se interpreta que podría corresponder a una fase eruptiva temprana y explosiva, que posteriormente generaría una columna eruptiva inestable que prontamente colapsaría y generaría flujos piroclásticos densos (Sparks et al., 1978) dando formación a los siguientes depósitos piroclásticos.

Los miembros Vinchucas, El Indio, El Sauce, Salto de Barraza y la capa Castaño, al poseer facies y estructuras similares, se prevé que se depositan a través de mecanismos similares, donde al estar constituidos por tobas vítreas, vítreas-líticas a líticas estratificadas, con textura eutaxítica, y estructuras como gradaciones ya sean normales o inversas, permite interpretar que se relaciona con depósitos formados por flujos

piroclásticos, en este caso correspondientes a depósitos de ignimbritas. Estas características descritas, se correlacionan por el modelo propuesto por Branney y Kokelaar (2002), donde los depósitos de ignimbritas se generan por agradación vertical en un flujo denso cargado de partículas calientes, que decantan a partir de la base móvil del flujo. Donde las estructuras de gradación observadas y la estratificación, sugieren procesos de reorganización interna durante la deposición, en un régimen dominado por escape de gases, donde el gas intersticial asciende a través del material, reorganizando así, las partículas en función de su tamaño, densidad y forma (Branney y Kokelaar, 2002).

De manera general, y aplicable a los diferentes miembros asociado a la sucesión piroclástica, se interpreta que la variación lateral en las facies, genera una deposición secuencial de pulsos eruptivos, donde los niveles sedimentarios que se encuentran intercalados sugieren interrupciones de corta duración en la fase eruptiva. Esto se respalda en Branney y Kokelaar (2002), quienes argumentan que los depósitos de ignimbritas evidencian múltiples fases de deposición dentro de un único flujo piroclástico, el cual puede presentar pulsos internos o cambios de condiciones durante el transporte y deposición.

El miembro Perlita del Desierto, El Espino y las capas Romeral, Copao y Colorado, constituido por conglomerados y brechas sedimentarias con mala selección, clastos andesíticos y tobáceos, además de niveles de grauvacas y areniscas con laminación paralela, refleja una depositación de alta energía, controlado por procesos de remoción en masa y eventos fluviales episódicos (Miura y Tamai, 1998). Esto, es coherente con una etapa sineruptiva dominada por la reorganización topográfica interna del sistema volcánico, en respuesta al colapso de la caldera, lo cual es coherente con el modelo propuesto por Brown et al. (2009), quienes interpretan que, durante el colapso de calderas, los depósitos clásticos retrabajados y tobas intercaladas representan pulsos episódicos de deposición ligados a la inestabilidad gravitacional de la megacaldera. Además, la evidencia de estratos de crecimiento en quebrada Salto de Barraza, donde se observa un aumento de espesor y la presencia de una falla normal permitió interpretar una deposición sintectónica local asociada a subsidencia y extensión. En esta línea, Lipman (1997) asocia

la formación de estructuras extensionales acompañadas del hundimiento progresivo la caldera en etapas iniciales del colapso.

Respecto a los cuerpos intrusivos, sus composiciones dioríticas y texturas porfídicas a faneríticas de grano fino, sugieren un emplazamiento hipabisal somero de carácter subvolcánico, posiblemente vinculado a etapas postcolapso, debido a que estas estructuras suelen estar intruyendo a todos los miembros (e.g., McPhie et al., 1993). Además, la evidencia de *branch* y de un dique contenido dentro de otro, constituyen evidencias de una reinyección magmática a través de estructuras preexistentes, lo que sugiere una actividad intrusiva a través de múltiples pulsos.

En cuanto a las alteraciones hidrotermales observadas, se evidencia una cronología de hematita, goethita, jarosita, *vuggy silica*, alunita, caolinita, epidota, clorita y calcita, lo que es consistente con modelos de zonación vertical propuestos por Sillitoe (2010) y Hedenquist et al. (2000). Donde en etapas iniciales, la inyección de hematita y goethita indican condiciones oxidantes, seguidas de jarosita y alunita, asociadas a ambientes de pH ácido por condensación de gases ricos en SO₂. La evidencia de *vuggy silica* sugiere un pH extremadamente ácido, ligado a una extensa lixiviación y la ocurrencia de caolinita refuerza la idea de condiciones de pH similares (Hedenquist et al., 1996).

La presencia de epidota y clorita sugiere condiciones de pH más neutras y mayor temperatura. Se desconoce la relación de corte de epidota-clorita y los óxidos de cobre, pero la evidencia de estos refuerza la idea de un pH más neutro. Seguido a esto, la ocurrencia de calcita se interpreta como un evento de ingreso de fluidos meteóricos y cierre del sistema (White y Hedenquist, 1995). Donde la evidencia de múltiples interacciones de fluidos hidrotermales, refuerza el interés económico del área.

6.3 Evolución eruptiva

La estratigrafía levantada en este estudio, permite determinar la secuencia eruptiva y la evolución temporal para las etapas iniciales correspondientes al colapso de la Megacaldera

Carrizalillo (Figura 6.2), donde cada miembro y capa descrito anteriormente representa distintas fases eruptivas.

La etapa de precolapso (Figura 6.2a), si bien no es el objeto de este estudio, es de gran relevancia, ya que ha sido interpretada como la etapa donde se desarrollan fallas anulares, volcanismo efusivo y procesos como inflación de la cámara magmática (Rodríguez et al., 2025).

De manera posterior, el colapso comienza con una fase de volcanismo efusivo, representado por el miembro Lavas Carrizalillo, donde su amplia distribución y extensión permitió interpretar que dichas lavas marcan el comienzo de la evolución de la megacaldera (Figura 6.2b), asociado a una despresurización inicial del sistema magmático como propone Lipman (2000). Dicha evolución se correlaciona con estudios realizados por (Rivera y Mpodozis, 1991) y otros autores que estudian los complejos volcanoplutónicos del Cretácico Superior al Paleoceno. Esto, permite evaluar la hipótesis original planteada en esta investigación, la cual proponía que el volcanismo efusivo basal correspondía a una etapa precolapso. Sin embargo, el análisis estratigráfico sugiere que dicho volcanismo representa el inicio del colapso de la caldera. Aportando un ajuste significativo al modelo evolutivo propuesto.

Seguido a esto, se genera un pulso eruptivo de carácter explosivo de tipo subpliniano, donde se generan depósitos de caída (Figura 6.2c), representado por el miembro Rocas Blancas. Donde este depósito, constituido por tobas de ceniza, lapillitas y tobas de lapilli bien seleccionadas de baja potencia y extensión, sugiere una columna eruptiva sostenida de corta duración (Cas y Wright, 1987).

La deposición de la capa Colorado sugiere un cese del volcanismo de corta duración durante el colapso de la megacaldera, donde se interpretan procesos de remoción en masa asociado posiblemente a inestabilidad gravitacional durante dicho colapso, similar a lo propuesto por Yamamoto (2005).

Luego, el miembro Vinchucas y su deposición se realiza a través de flujos piroclásticos de alta temperatura, con la ocurrencia de tobas vítreas, vítreas eutaxíticas, entre otras. Donde se interpreta que la variación litológica lateral se debe a actividad eruptiva a través de múltiples pulsos, coherente con lo propuesto por Branney y Kokelaar (2002), quienes sugieren una deposición secuencial bajo un régimen de escape de gases.

De manera posterior, se evidencia una fase sinérgica durante la reorganización topográfica interna, evidenciado por la deposición del miembro Perlitas del Desierto, donde se intercalan brechas sedimentarias, conglomerados y niveles piroclásticos que en este caso corresponde a la capa Castaño, seguido de la deposición del miembro El Espino igualmente sedimentarios, acompañados de estratos de crecimiento con evidencia de fallas normales, sugiriendo deposición sintectónica local, vinculado al colapso de la caldera. De acuerdo con las litofacies presentes se interpreta un ambiente de alta energía, dominado por remoción en masa, sugiriendo inestabilidad gravitacional durante el colapso lo que es consistente con lo interpretado por Yamamoto (2005) y Brown et al. (2009). Además, en el miembro El Espino, se interpreta que hacia el este de la caldera existe una mayor tasa de erosión y transporte debido al redondeamiento de los clastos de dichos conglomerados.

Seguidamente, continúa la deposición a través de flujos piroclásticos densos, lo que está evidenciado en el miembro El Sauce y Salto de Barraza, constituido por brechas piroclásticas y tobas vítreas con texturas eutaxíticas y reomórficas, donde dichas texturas sugieren tasas de temperatura altas durante la deposición, por tanto, se interpreta un depósito de ignimbritas (Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002). Además, se destaca eventos de erosión y transporte de corta duración ligado a la deposición de las capas Romeral y Copao (Brown et al., 2009).

Localmente, hacia el este de la megacaldera ocurre la deposición de flujos piroclásticos de alta temperatura, donde se deposita el miembro El Indio con la ocurrencia de brechas piroclásticas líticas masivas, tobas vítreas eutaxíticas y líticas-vítreas, coherente con un régimen de escape de gases, interpretándose como depósitos de ignimbritas. Se sugiere que su extensión lateral es limitada, ya sea por un evento eruptivo de corta duración o

igualmente debido a la constante reorganización topográfica interna (Branney y Kokelaar, 2002).

Luego, ocurre un retorno a la actividad efusiva, evidenciado por andesitas que se depositan en discordancia angular erosiva sobre los depósitos piroclásticos previos (Figura 6.2d), que en este caso corresponde al miembro Cometocino, lo que se interpreta como un cese en la actividad explosiva y reactivación del sistema a través de un cambio en el sistema magmático de alimentación (Rodríguez et al., 2025).

Posteriormente, se interpreta que a través de fallas y fracturas ocurre la inyección de hematita y goethita, lo que sugiere el ingreso al sistema de fluidos hidrotermales oxidantes, seguidas de jarosita y alunita, asociadas a ambientes de pH ácido por condensación de gases ricos en SO₂. La evidencia de alteración *vuggy silica* sugiere un pH extremadamente ácido, ligado a una extensa lixiviación y la ocurrencia de caolinita refuerza la idea de condiciones de pH similares (Hedenquist et al., 1996), los cuales se mantienen presentes a lo largo de toda la secuencia, pero en menor intensidad.

Además, se propone un ingreso tardío de alteración hidrotermal de epidota y clorita, a través de los distintos cuerpos hipabisales que intruyen a Formación Estratos de Quebrada El Romero. La mineralización de óxidos de cobre igualmente se propone de manera tardía, principalmente a través de fracturas y alojada en la matriz de algunas lavas andesíticas. Esto culmina con la interacción de fluidos meteóricos y la ocurrencia de calcita, que se interpreta como el cierre del sistema (White y Hedenquist, 1995). Sin embargo, se requieren estudios que involucren dataciones geocronológicas absolutas, por ejemplo, en alunita con datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar, los cuales serían clave a la hora de realizar estudios de exploraciones mineras a futuro.

Finalmente, se interpreta que el colapso de la megacaldera se desarrolló bajo un régimen tectónico transtensional, donde dicho entorno favorece el desarrollo de zonas de debilidad cortical y cámaras magmáticas someras, lo que sumado a procesos de sobrepresurización gatilló el colapso de la megacaldera. Además, se sugiere un control

estructural activo durante el colapso asociado a fallas regionales que son aquellas que influyen la geometría de la megacaldera (Rivera y Mpodozis, 1994).

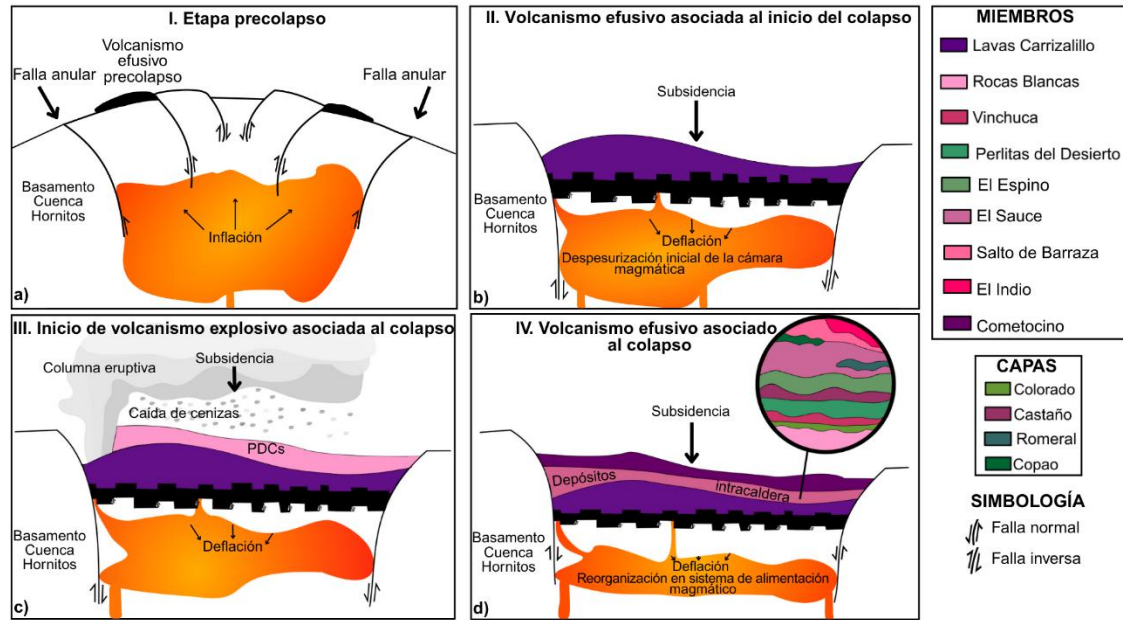


Figura 6.2 Evolución eruptiva propuesta para el colapso inicial de la Megacaldera Carrizalillo (elaboración propia).
 a) Etapa precolapso donde se desarrollan fallas anulares. b) Volcanismo efusivo marcando el inicio del colapso.
 c) Volcanismo explosivo asociado a la deposición del miembro Rocas Blancas. d) Cese del volcanismo explosivo y comienzo del volcanismo efusivo.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El análisis litoestratigráfico realizado en la sucesión basal de la Megacaldera Carrizalillo, permitió reconstruir la evolución eruptiva y dinámica volcánica asociada al inicio del colapso de esta, mediante la caracterización de nueve miembros, que se corresponden con Lavas Carrizalillo, Rocas Blancas, Vinchucas, Perlitas del Desierto, El Espino, El Indio, El Sauce, Salto de Barraza y Cometocino y cuatro capas, que incluyen Colorado, Castaño, Romeral y Copao las cuales se correlacionan con Estratos Quebrada El Romero. Para mayor detalle de las columnas estratigráficas y panel de correlación, se recomienda revisar Anexo 9.2.

La evolución de la megacaldera está constituida por una etapa efusiva que marca el inicio del colapso de la megacaldera (miembro Lavas Carrizalillo), seguida de una explosiva de tipo pliniana asociada a depósitos de caída (miembro Rocas Blancas), seguida de flujos piroclásticos (miembro Vinchucas, El Indio, El Sauce, Salto de Barraza y capa Castaño), donde se interpretan depósitos de ignimbritas generadas bajo un régimen de escape de gases. Entre estos pulsos, el miembro Perlitas del Desierto, El Espino y capas Colorado, Romeral y Copao representan una fase sinéruptiva, de reorganización topográfica con depósitos clásticos de alta energía y deposición sintectónica local. Luego, el miembro Cometocino evidencia nuevamente actividad efusiva y un cambio en el sistema de alimentación. Finalmente, los distintos miembros y capas son intruidos por los intrusivos hipabisales correlacionados con los Pórfidos monzoníticos y diacríticos.

La arquitectura de la caldera, las evidencias de subsidencia, reorganización topográfica interna y discordancias angulares erosivas complementan la interpretación de que dichos miembros se correlacionan con etapas del colapso de la megacaldera.

Adicionalmente, la secuencia de alteración hidrotermal observada se relaciona con una zonación vertical asociada a depósitos epitermales de alta sulfuración, desde condiciones de pH básica a ácidas, hasta un cierre del sistema relacionado al aporte de fluidos

meteóricos. En base a esta evolución, se sugieren estudios de exploraciones mineras donde se realice una datación de las alteraciones hidrotermales, tales como, en alunita con datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Además, se sugiere una caracterización de alteraciones hidrotermales detallada mediante espectrometría de rayos x, u otras medidas analíticas, con el fin de determinar con precisión zonas de potencial mineralización.

Si bien, en este estudio se propone una evolución eruptiva coherente del colapso de la megacaldera, éste se realizó en base netamente a un análisis litoestratigráfico relativo, el que carece de dataciones geocronológicas absolutas, lo cual sería esencial a la hora de respaldar dichas observaciones y establecer una cronología absoluta de los eventos eruptivos y pulsos de alteración hidrotermal. Por otra parte, existieron limitaciones en cuanto a los accesos al área, ya que se enfrenta una gran dificultad en cuanto al tiempo y alcance de dichos afloramientos, lo que restringe el levantamiento de información de algunos sectores.

CAPÍTULO 8: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alquinta Herrera, F. A. (2025). *Estudio petrográfico de la unidad de colapso de la caldera Agua Nueva en la pre-cordillera de Copiapó (27°35' – 27°43' S), Región de Atacama (Tesis de pregrado, Universidad de Atacama).*

Arévalo, C. (1994). La Cuenca Hornitos: Un hemigraben extensional del Cretácico Superior–Paleoceno Inferior en la Precordillera de Copiapó. En *Actas del 7º Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 397–401). Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra.

Arévalo, C. (2005). *Carta Los Loros, Región de Atacama* (Mapa M26, escala 1:100 000) [Carta geológica]. Servicio Nacional de Geología y Minería (Serie Geología Básica, No. 92). Santiago, Chile.

Arévalo, C., Rivera, O., Iriarte, S., y Mpodozis, C. (1994). Cuencas extensionales y campos de calderas del Cretácico Superior–Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó (27°–28°S), Chile. En *Actas del 7º Congreso Geológico Chileno* (Vol. II, pp. 1288–1292). Universidad de Concepción.

Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañes, A., Viramonte, J. G., Bustos, E., Giordano, G., y López, J. F. (2015). Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 29–49. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742015000100004&lng=es&tlng=es

Branney, M. J., y Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54, 504–520. <https://doi.org/10.1007/BF00301396>

Branney, M. J., y Kokelaar, P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites* (Vol. 27). Geological Society of London, Memoirs.

Branney, M. J., y Acocella, V. (2015). Calderas. En H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (2.^a ed., pp. 299–315). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00016-X>

Brown, D. J., Holohan, E. P., y Bell, B. R. (2009). Sedimentary and volcano-tectonic processes in the British Paleocene Igneous Province: A review. *Geological Magazine*, 146(3), 326–352. <https://doi.org/10.1017/S0016756809006232>

Cas, R. A. F., y Wright, J. V. (1987). *Volcanic successions: Modern and ancient*. London: Allen & Unwin.

Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En T. Moreno & W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile* (pp. 21–114). The Geological Society, London.

Cole, J. W., Milner, D. M., y Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: A review. *Earth-Science Reviews*, 69(1–2), 1–26.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>

Cornejo, P., Matthews, S., y Pérez de Arce, C. (2003). The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S). *Actas del 10° Congreso Geológico Chileno*, Concepción.

Fernández-Turiel, J. L., Rodríguez-González, A., Navarro, J. M., y García-Valles, M. (2014). Caldera La Peligrosa: litofacies e interpretación estratigráfica. *Geogaceta*, 56, 115–118.

Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews*, 1(4), 287-298.

Fisher, R. V., y Schmincke, H. U. (1984). *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag.

Fortt Araya, M. E. (2024). *Geología, petrografía y estilos de alteración Paleocenos en el sector de Quebrada Carrizalillo, Tierra Amarilla, Región de Atacama* [Tesis de pregrado, Universidad de Atacama].

Hedenquist, J. W., Arribas, A., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245–277.

Gerding Barudi, V. F. (2019). *Petrología de los depósitos asociados a la Megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama* (Tesis de pregrado, Universidad de Atacama).

Godoy, E., y Davidson, J. (1976). Evolución geológica de la Cuenca Hornitos, III Región. *Revista Geológica de Chile*, 3, 21–36.

Gómez-Vasconcelos, M. G., Oros Pantoja, U., Garduño-Monroy, V. H., Hernández-Madrigal, V. M., y Layer, P. W. (2015). La Caldera de Villa Madero: vulcanismo explosivo del cuaternario en el borde sureste del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. *Ciencia Nicolaita*, 65, 12–35.
<https://www.researchgate.net/publication/283645460>

Gooday, R. J., Brown, D. J., Goodenough, K. M., y 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>

Hedenquist, J. W., Aoki, M., y Shinohara, H. (1996). Flux of volatiles and ore-forming metals from magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4), 951–966.

Hedenquist, J. W., Arribas, A., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245–277.

Hildreth, W., y Fierstein, J. (2000). *Katami volcanic cluster and the great eruption of 1912*. Geological Society of America Bulletin, 112(10).

Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., y Rivera, O. (1996). *Mapa Geológico de la Hoja Carrera Pinto, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Mapas Geológicos* N° 3, escala 1:100.000.

Iriarte, S., Arévalo, C., y Mpodozis, C. (1999). *Hoja La Guardia, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Mapas Geológicos* N° 13, escala 1:100.000.

Lipman, P. W. (1984). The roots of ash flow calderas in the western U.S.: Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8801–8841.

Lipman, P. W. (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. W. (2000). Calderas. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 643–662). Academic Press.

Marsh, B. D. (1998). On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology*, 39(4), 553–599.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., y Deckart, K. (2013). The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 1–16.

Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Deckart, K., y Charrier, R. (2016). Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes “Pampean” flat-slab segment in northern Chile (27°–29°S). *Tectonophysics*, 667, 144–162.

McPhie, J., Doyle, M., y Allen, R. (1993). *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, University of Tasmania.

Miura, H., y Tamai, Y. (1998). Sediment gravity flow and reworking processes in volcanoclastic turbidites. *Sedimentary Geology*, 117(1–2), 81–102.

Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261–308.

Mpodozis, C., y Allmendinger, R. W. (1992). Extensión cretácica a gran escala en el norte de Chile (Puquios–Sierra Fraga, 27°S). *Revista Geológica de Chile*, 19(2), 103–119. <https://doi.org/10.5027/andgeov19n2-a02>

Norini, G., Arce, J. L., Capra, L., y Zanchi, A. (2014). Estructura y evolución de calderas volcánicas activas. *Geos*, 34(2), 83–98.

Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233–248.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., y Siever, R. (1987). Introduction and Source Materials. In *Sand and Sandstone* (pp. 1-21). Springer, New York, NY.

Rivera, O. M., y 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. *Actas del 9° Congreso Geológico Chileno*, 67–71.

Rivera, O. M., y Mpodozis, C. (1991). Volcanismo explosivo del Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile: Las calderas Lomas Bayas y El Durazno. En *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 1, pp. 213–216). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

Rivera, O. M., y Mpodozis, C. (1994). La Megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico Superior–Terciario Inferior en la Precordillera de Copiapó. *Actas del 7° Congreso Geológico Chileno*, 149–153.

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Fuentes, P., y Sepúlveda, M. (2016). Nuevos antecedentes geológicos de la caldera Bellavista: Discusión sobre sus etapas de evolución y relación con el régimen tectónico Paleoceno–Eoceno, norte de Chile. Universidad de Atacama. *[Informe interno no publicado]*.

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Fuentes, P., y Torres, F. A. (2025). Geología de la caldera El Durazno: Sistema de calderas de colapso Paleoceno–Eoceno durante la reactivación del magmatismo asociado a la megacaldera Carrizalillo, precordillera del norte de Chile. Universidad de Atacama. [Informe interno].

Ross, C. S., Smith, R. L., y Bailey, R. A. (1961). *Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification*. U.S. Geological Survey Professional Paper.

Schmidt, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic rocks. *Bulletin of Volcanology*, 44(2), 1–15.

Sillitoe, R. H. (1993). Giant and bonanza gold deposits in the epithermal environment: Assessment of potential genetic factors. En B. H. Whiting, R. Mason, & C. J. Hodgson (Eds.), *Giant ore deposits* (pp. 125–156). Society of Economic Geologists.

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41.

Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. L. (1978). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 6(12), 579–582.

Streckeisen, A. L. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1–33.

Sulpizio, R., y Dellino, P. (2008). Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. En R. Sulpizio, L. Dellino, D. Doronzo, & S. Sarocchi (Eds.), *Developments in Volcanology* (Vol. 10, pp. 57–96). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00002-2](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00002-2)

Torres Zepeda, F. A. (2018). *Petrología, estructura y evolución de la caldera El Durazno. Sistemas de calderas de colapso Paleoceno–Eoceno. Precordillera de Copiapó, Región de Atacama, Chile* [Tesis de pregrado, Universidad de Atacama].

White, N. C., y Hedenquist, J. W. (1995). Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, 23, 1–13.

White, J. D. L., y Houghton, B. F. (2006). Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, 34(8), 677–680.

Wright, J. V., y Walker, G. P. L. (1981). Eruption, transport and deposition of ignimbrite: A case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11(1), 1–65.

Yamamoto, T. (2005). Pyroclastic density current deposits and caldera-forming eruptions in the Aira caldera, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1–2), 123–138.

CAPÍTULO 9: ANEXOS

Anexo 9.1 Registro de muestras representativas obtenidas en terreno, con sus respectivos códigos y coordenadas Este y Norte.

Código muestra	Coordenada norte	Coordenada este	Código muestra	Coordenada norte	Coordenada este
ICZ-01	6940903	409791	ICZ-02	6943097	414444
ICZ-03	6943097	414444	ICZ-04	6943097	414444
ICZ-05	6939702	410891	ICZ-06	6939786	410885
ICZ-07	6939874	410888	ICZ-08	6939880	410829
ICZ-09	6939888	410833	ICZ-10	6939896	410833
ICZ-11	6939896	410834	ICZ-12	6939896	410835
ICZ-13	6939898	410838	ICZ-14	6939899	410839
ICZ-15	6939899	410833	ICZ-16	6939891	410796
ICZ-17	6939897	410793	ICZ-18	6939897	410791
ICZ-19	6939925	410785	ICZ-20	6939960	410760
ICZ-21	6940007	410780	ICZ-22	6940017	410796
ICZ-23	6940015	410791	ICZ-24	6940026	410786
ICZ-25	6940021	410806	ICZ-26	6940032	410791
ICZ-27	6940046	410786	ICZ-28	6939853	411077
ICZ-29	6939866	411015	ICZ-30	6939889	411009
ICZ-31	6941369	415490	ICZ-32	6942974	414149
ICZ-33	6942996	414241	ICZ-34	6939134	410005
ICZ-35	6939339	409316	ICZ-36	6939339	409316
ICZ-37	6939508	409405	ICZ-38	6939540	409402
ICZ-39	6939602	409405	ICZ-40	6939710	409494
ICZ-41	6939822	409634	ICZ-42	6939839	409650
ICZ-43	6939859	409664	ICZ-44	6939854	409677
ICZ-45	6939690	409472	ICZ-46	6940825	409641
ICZ-47	6940825	409641	ICZ-48	6940825	409641

ICZ-49	6940864	409611	ICZ-50	6940853	409678
ICZ-51	6940861	409696	ICZ-52	6940921	409830
ICZ-53	6940931	409835	ICZ-54	6940933	409840
ICZ-55	6940927	409834	ICZ-56	6940920	409832
ICZ-57	6940920	409832	ICZ-58	6940924	409827
ICZ-59	6940932	409846	ICZ-60	6940927	409845
ICZ-61	6940927	409845	ICZ-62	6940930	409841
ICZ-63	6940932	409839	ICZ-64	6940932	409839
ICZ-65	6940932	409839	ICZ-66	6940932	409839
ICZ-74	6940934	409853	ICZ-75	6940935	409855
ICZ-76	6940939	409855	ICZ-77	6940938	409851
ICZ-78	6940938	409851	ICZ-79	6942989	414234
ICZ-80	6942987	414235	ICZ-81	6942997	414235
ICZ-82	6942997	414235	ICZ-83	6942997	414235
ICZ-84	6942999	414225	ICZ-85	6942999	414225
ICZ-86	6940225	410702	ICZ-87	6940226	410697
ICZ-88	6940266	410619	ICZ-89	6940953	409869
ICZ-90	6940948	409871	ICZ-91	6940950	409880
ICZ-92	6940950	409880	ICZ-93	6940948	409871
ICZ-94	6940948	409871	ICZ-95	6940952	409872
ICZ-96	6940952	409872	ICZ-97	6940959	409895
ICZ-98	6940948	409882	ICZ-99	6940948	409882
ICZ-100	6940959	409895	ICZ-101	6940760	409573
ICZ-102	6940950	409894	ICZ-103	6940950	409894
ICZ-104	6940950	409894	ICZ-105	6940962	409902
ICZ-106	6940962	409902	ICZ-107	6940962	409902
ICZ-108	6940962	409902	ICZ-109	6940970	409930
ICZ-110	6940970	409930	ICZ-111	6940970	409930
ICZ-112	6940973	409933	ICZ-113	6940973	409933
ICZ-114	6942992	414219	ICZ-115	6942992	414219

ICZ-116	6942992	414219	ICZ-117	6942992	414215
ICZ-118	6942998	414211	ICZ-119	6942998	414211
ICZ-120	6942979	414205	ICZ-121	6942979	414205
ICZ-122	6942979	414205	ICZ-123	6940979	409956
ICZ-124	6940985	409952	ICZ-125	6941000	409956
ICZ-126	6940990	409972	ICZ-127	6940988	409974
ICZ-128	6940989	409979	ICZ-129	6940991	409993
ICZ-130	6940991	409993	ICZ-131	6940988	409992
ICZ-132	6940988	409992	ICZ-133	6940985	410008
ICZ-134	6940987	410027	ICZ-135	6940990	410066
ICZ-136	6940987	410073	ICZ-137	6940960	410210
ICZ-138	6940953	410203	ICZ-139	6940953	410203
ICZ-140	6942983	414200	ICZ-141	6942978	414192
ICZ-142	6942978	414192	ICZ-143	6942978	414189
ICZ-144	6942973	414173	ICZ-145	6942973	414173
ICZ-146	6942972	414176	ICZ-147	6942972	414176
ICZ-148	6942971	414137	ICZ-149	6942969	414124
ICZ-150	6942987	414105	ICZ-151	6943080	414041
ICZ-152	6943089	414028	ICZ-153	6943089	414028