

GEOLOGÍA DEL SECTOR MEDIO DE LA QUEBRADA DE HUALCUPÉN, COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE-COPAHUE, PROVINCIA DE NEUQUÉN



Trabajo Final de Licenciatura

Autora: Florencia Natali Lopez

Directores: Dr. Alejandro D. Báez; Dr. Alberto T. Caselli

2025

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Introducción	3
1.2 Ubicación y vías de acceso.....	4
1.3 Objetivos	5
1.4 Materiales y métodos	5
2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOTECTÓNICO.....	8
2.1 Marco geotectónico.....	8
2.2 Control estructural regional.....	10
2.3 Estratigrafía del Complejo Volcánico Caviahue Copahue.....	11
2.3.1 Formación Hualcupén.....	13
2.3.2 Formación Las Mellizas.....	14
2.3.3 Formación Riscos Bayos.....	14
2.3.4 Lavas Trolope.....	16
2.3.5 Volcán Copahue.....	16
2.3.6 Domo Cerro Bayo.....	17
2.3.7 Domo Pucón Mahuida.....	18
3. RESULTADOS.....	19
3.1 Mapeo Geológico	19
3.2 Análisis de facies.....	23
3.2.1 Formación Hualcupén	23
3.2.1.1 Facies de ignimbritas grises.....	23
3.2.1.2 Facies de ignimbritas rojas.....	26
3.2.1.3 Facies de lavas	29
3.2.2 Formación Riscos Bayos.....	31
3.2.2.1 Facies de Ignimbritas negras.....	31
3.2.2.2 Facies de ignimbritas amarillas.....	35
3.2.3 Ignimbrita Carreri.....	39
3.2.3.1 Facies de ignimbritas blancas.....	39
4. DISCUSIONES.....	43
4.1 Estratigrafía	43
4.2 Evolución geológica del área	45
5. CONCLUSIONES.....	48
6. AGRADECIMIENTOS	50
7. BIBLIOGRAFÍA.....	51

RESUMEN

Este trabajo final de grado tiene como objetivo analizar la geología del sector medio de la quebrada de Hualcupén, perteneciente al Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, ubicado en la Zona Volcánica Sur de la cordillera de los Andes. A través del mapeo geológico y el análisis petrográfico se identificaron y describieron seis facies volcánicas y volcanoclásticas, que permitieron reconstruir la evolución geológica del área de estudio. Los resultados incluyen la caracterización de facies pertenecientes a la Formación Hualcupén, la Formación Riscos Bayos y la Ignimbrita Carreri. Estas unidades se relacionan con distintos tipos de actividad volcánica: la Formación Hualcupén por su parte está relacionada a eventos de carácter más efusivos vinculados a un sistema de estrato volcán, mientras que la Formación Riscos Bayos y la Ignimbrita Carreri corresponden a eventos de carácter explosivos relacionados con la formación de la caldera Las Mellizas y la erupción del domo Cerro Bayo. A partir de dicho estudio, se identificaron tres eventos principales que caracterizaron la zona de estudio: un primer estadio con el desarrollo de la erupción de un estrato volcán que dio origen a la Formación Hualcupén; un segundo estadio vinculado a la formación de la caldera Las Mellizas, que dio origen a las facies que conforman la Formación Riscos Bayos; y un tercer estadio marcado por un evento explosivo del domo Cerro Bayo que depositó a la facies correspondiente a la Ignimbrita Carreri.

ABSTRACT

This final degree project aims to analyze the geology of the middle sector of the Hualcupén ravine, part of the Caviahue-Copahue Volcanic Complex, located in the Southern Volcanic Zone of the Andes. Through geological mapping and petrographic analysis, six volcanic and volcanoclastic facies were identified and described, enabling the reconstruction of the geological evolution of the study area. The results include the characterization of facies belonging to the Hualcupén Formation, the Riscos Bayos Formation, and the Carreri Ignimbrite. These units are associated with different types of volcanic activity: the Hualcupén Formation is related to more effusive events linked to a stratovolcanic system, while the Riscos Bayos Formation and the Carreri Ignimbrite correspond to explosive events related to the formation of the Las Mellizas caldera and the eruption of the Cerro Bayo dome, respectively. Based on this analysis, three main geological stages were identified: the first corresponds to the development of a stratovolcano that gave rise to the Hualcupén Formation; the second is associated with the collapse of the Las Mellizas caldera, which produced the facies of the Riscos Bayos Formation; and the third is marked by an explosive event of the Cerro Bayo dome that led to the deposition of the Carreri Ignimbrite.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC) se encuentra ubicado en el extremo centro-oriental de la provincia de Neuquén, a aproximadamente 30 km al este del frente volcánico principal, y forman parte de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS) (Fig.1). Este es uno de los centros volcánicos más activos del cinturón andino, el cual registra varios eventos eruptivos en el último siglo, caracterizado por un volcanismo extenso de variada composición, que fluctúan entre magmas basálticos a riolíticos (Melnick *et al.*, 2006; Caselli *et al.*, 2016). El CVCC incluye todos los depósitos volcánicos, de edad pliocena-holocena, asociados con la caldera Caviahue y el volcán Copahue (Varekamp *et al.*, 2006; Melnick *et al.*, 2006). Los depósitos del CVCC, especialmente aquellos más friables, fueron fuertemente afectados por las glaciaciones del Pleistoceno, lo que limitó su registro dentro del área de estudio (Haag *et al.*, 2021).

El rasgo morfoestructural más importante del CVCC es la caldera Caviahue (Fig. 1), una depresión con forma rectangular a elipsoidal de 20 km de largo en su eje principal (Folguera y Ramos, 2000), la cual ha sido utilizada por diversos autores para ordenar y referir los depósitos y la historia evolutiva del complejo. En este sentido, la evolución del complejo, fue tradicionalmente dividida en unidades volcánicas asociadas a estadios pre-caldera, sin-caldera y post-caldera (Pesce, 1989; Linares *et al.*, 1999; Varekamp *et al.*, 2006). Las unidades pertenecientes al estadio pre-caldera conforma la base del complejo y están caracterizadas por las rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Hualcupén (Linares *et al.*, 1999; Mazzoni y Licitra, 2000). Por otro lado, las unidades sin-caldera corresponden a las lavas e ignimbritas de la Formación Las Mellizas y a las ignimbritas extracaldera de la Formación Riscos Bayos (Mazzoni y Licitra, 2000), aunque el origen y posición estratigráfica de estas unidades todavía es discutido (Haag *et al.*, 2021; Hernando *et al.*, 2022). Por último, las unidades que conforman el estadio post-caldera están representada principalmente por las rocas correspondientes a las Lavas Trolope, ubicadas en el sector norte de la caldera, y a las secuencias que conforman el volcán Copahue (Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli 2011 a).

Los depósitos aflorantes en el área de estudio y estudiados en este trabajo final corresponderían principalmente a las formaciones Hualcupén y Riscos Bayos.



Figura 1. Ubicación del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue en el arco volcánico Andino. a) Imagen satelital que exhibe la ubicación del área de estudio (rectángulo blanco), en el contexto del CVCC, extraída de Google Earth. b) Tomado y modificado de Stern, (2004), en rojo se ubica el CVCC.

1.2 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio de este trabajo final de grado se encuentra en el departamento de Ñorquín, en el extremo centro-oriental de la provincia de Neuquén (Fig. 2 a). Localmente se ubica en la quebrada de Hualcupén, entre las coordenadas $37^{\circ}55'42''$ / $37^{\circ}57'54''$ de latitud sur y $70^{\circ}51'17''$ / $70^{\circ}49'09''$ de longitud oeste, abarcando un área de 11.6 km^2 a unos $\sim 15 \text{ km}^2$ al sureste del borde de la caldera Caviahue (Fig.1).

Para acceder a esta región partiendo desde la localidad de General Roca, provincia de Río Negro, se debe recorrer la Ruta Nacional 22 por 236 km hasta la localidad de Zapala, en la provincia de Neuquén, donde se debe tomar la primera rotonda con dirección noroeste por Ruta Nacional 40 por 57 km hasta la localidad de Las Lajas. Desde allí, se debe desviar por la Ruta Nacional 242 unos 11 km para empalmar con la Ruta Nacional 21 por 52 km hasta llegar a la localidad de Loncopué, desde la cual se toma la Ruta Provincial 26 por unos 27 km hasta finalmente llegar a la zona de estudio (Fig. 2 b).

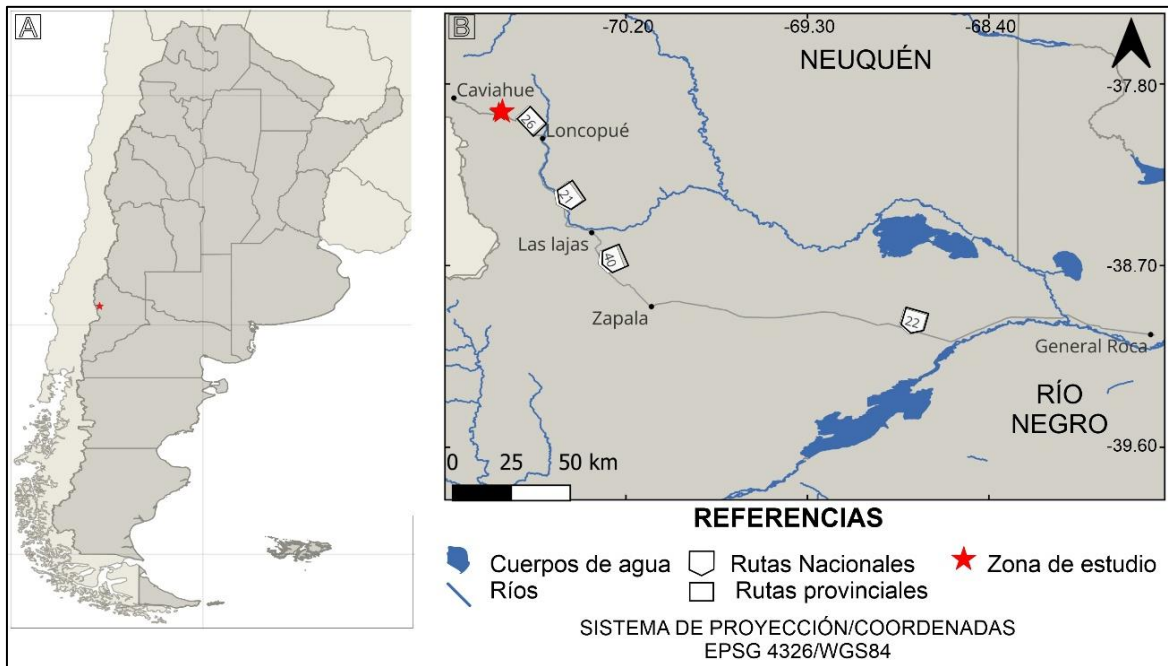


Figura 2. A) Ubicación general de la zona de estudio dentro del contexto regional. B) Se destacan las principales vías de acceso y localidades cercanas.

1.3 Objetivos

El objetivo general de este trabajo final de grado es aportar al conocimiento geológico general del CVCC, especialmente en aquellas áreas que han sido poco estudiadas. Para ello, se llevará a cabo un mapeo geológico detallado y una descripción completa de los depósitos del sector medio de la quebrada de Hualcupén. A través del mapeo geológico y el análisis estratigráfico de la zona, se busca caracterizar las facies e interpretar su origen, con el fin de estimar la evolución de los eventos eruptivos en el área.

1.4 Materiales y métodos

La metodología aplicada se divide en tres etapas: trabajo de gabinete previo al campo, trabajo de campo y trabajo de gabinete y laboratorio.

El trabajo de gabinete, previo al trabajo de campo, consistió en la revisión y recopilación de estudios previos y bibliografía relacionada al CVCC, en particular al área de estudio. Para complementar esta información, se llevó a cabo una recopilación de imágenes satelitales obtenidas a través del software libre *Google Earth*. Con el fin de mejorar la interpretación de las unidades geológicas observadas en las imágenes, se creó un proyecto en el software *QGIS 3.34.7*, que

facilita la creación y visualización de información geoespacial. Esto permitió la elaboración de un mapa preliminar de los depósitos presentes en el área de estudio.

El trabajo de campo se llevó a cabo en abril del año 2023 y consistió principalmente en visitar puntos de interés previamente identificados en las imágenes satelitales (Fig. 3). En cada uno de los puntos visitados, se tomaron muestras de roca para un posterior análisis en laboratorio, se realizó una descripción detallada de las facies volcánicas/volcanoclásticas y se levantaron perfiles estratigráficos. Además, se tomaron una serie de fotografías por medio de un drone tipo “DJI phantom 3” que permitieron mejorar la interpretación de las relaciones de campo entre las distintas unidades, particularmente aquellas expuestas en las paredes de la quebrada.

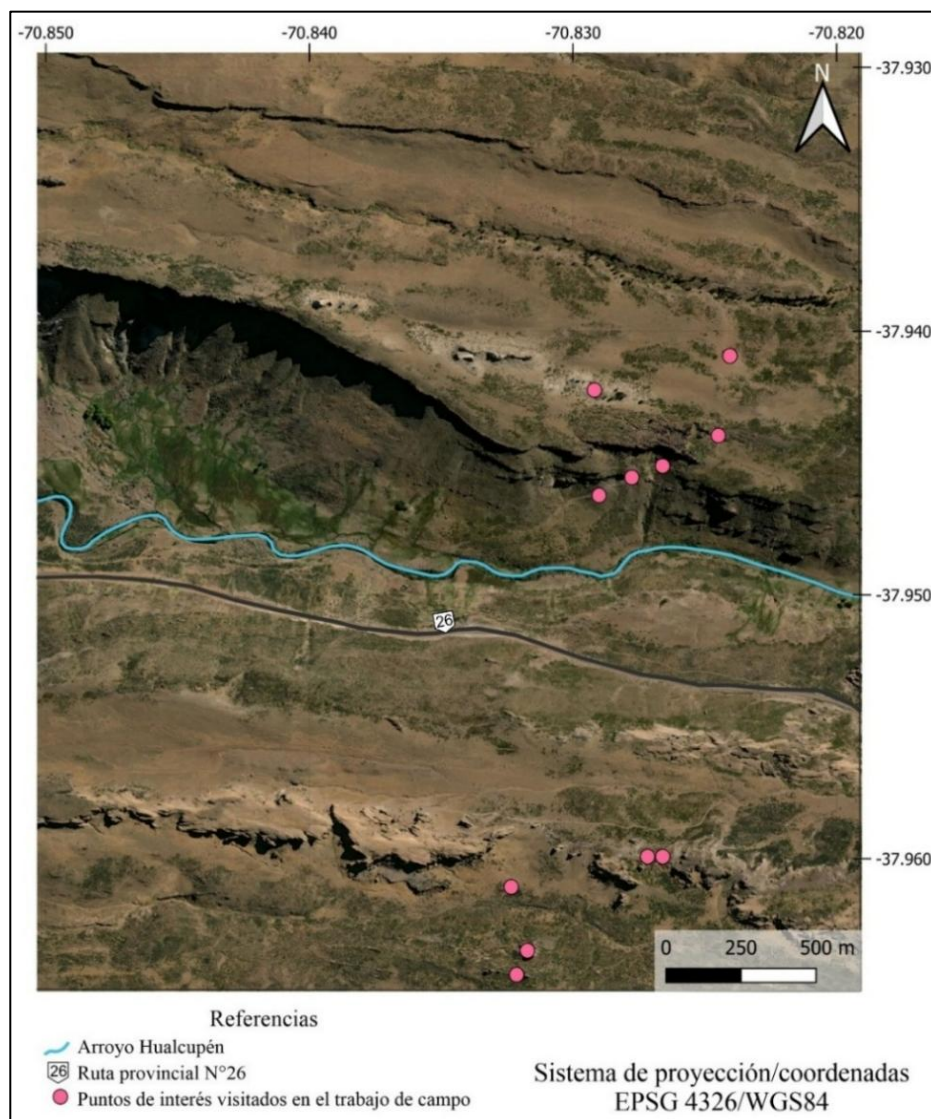


Figura 3. Imagen satelital de la zona de estudio, la ubicación regional del área de estudio se encuentra marcado con rectángulo blanco en la figura 1. Los marcadores de color hacen referencia a los puntos de interés visitados en el trabajo de campo.

El trabajo de laboratorio comenzó con una revisión de la cartografía preliminar, realizada previamente en el software *QGIS 3.34.7*, en la que se ajustó y corrigió el mapeo preliminar, en base a las observaciones realizadas en el terreno. La digitalización de los perfiles estratigráficos y la edición de fotografías fueron confeccionados utilizando el software *CorelDRAW 2021*.

Con las muestras de roca recolectadas, especialmente de los depósitos volcaniclásticos, se confeccionaron cortes delgados, con los cuales se logró realizar una descripción micropetrográfica detallada de dichos depósitos. El estudio de las unidades comenzó con una descripción macropetrográfica detallada de las muestras de mano, utilizando lupas binoculares marca *Melth*, modelo *ZTX 1:4*. Luego, se procedió a la descripción de los cortes delgados mediante microscopios petrográficos marca Nikon, modelo Eclipse E200. Ambos análisis se realizaron en el Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (IIPG; CONICET-Universidad Nacional de Río Negro), ubicado en la ciudad de General Roca, Río Negro.

El criterio utilizado para la descripción textural, incluyendo parámetros como el tamaño y la forma de los componentes, se basó principalmente en los trabajos de White y Houghton (2006) y de Murcia *et al.*, (2013), mientras que para la clasificación de las rocas volcaniclásticas se utilizó el diagrama propuesto por Fisher (1966), que se basa en la granulometría de los fragmentos (Fig. 4).

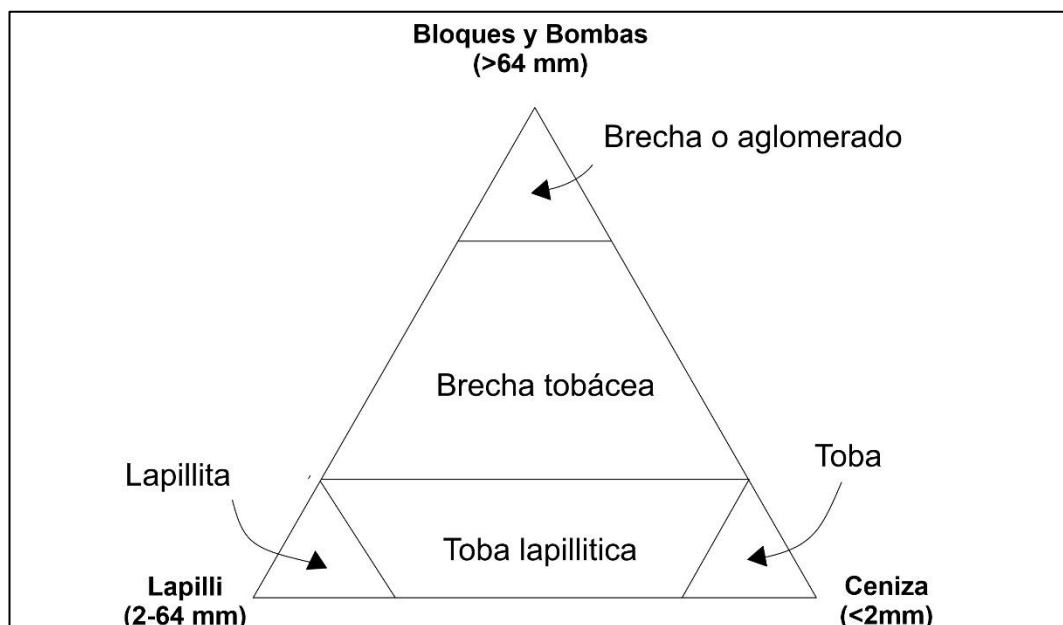


Figura 4. Diagrama ternario para clasificación granulométrica de las rocas piroclásticas. Modificado de Fisher (1966).

2. ANTEDECENTES Y MARCO GEOTECTÓNICO

2.1 Marco geotectónico

El arco volcánico de los Andes se extiende a lo largo del margen occidental de América del sur y se divide en cuatro regiones denominadas Zona Volcánica Norte, Zona Volcánica Central, Zona Volcánica Sur y Zona Volcánica Austral (Fig. 5). Estas se encuentran limitadas por segmentos de subducción sub-horizontal (*flat-slab*) caracterizadas por la ausencia de un vulcanismo activo. Estas zonas volcánicas se diferencian entre sí por una serie de variables geodinámicas y geológicas, incluyendo la edad del basamento preandino, la evolución geológica mesozoica y cenozoica, el espesor cortical, las tendencias estructurales regionales, así como también el régimen tectónico activo y los estilos de actividad volcánica (Stern, 2004). Cada una de estas zonas volcánicas se subdivide en una serie de segmentos más pequeños, los cuales se definen en función de la distribución espacial de los centros volcánicos activos y la variabilidad composicional de los magmas. Estas divisiones reflejan la segmentación geológica y tectónica del arco volcánico de los Andes (Stern, 2004).



Figura 5. Segmentación del arco volcánico andino a nivel continental. Tomado de Stern, 2004.

El CVCC se encuentra ubicado en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes (Fig. 6), la cual se extiende desde los 33° y los 46° de latitud sur. En este sector, la placa de Nazca se subduce por debajo del continente sudamericano a una velocidad de aproximadamente 7–9 cm/año, con una dirección de convergencia orientada entre 22° y 30° al noreste respecto de la ortogonal a la fosa (Stern, 2004). A su vez, la ZVS se subdivide en cuatro segmentos (norte, transicional, central y sur), en base a las características del vulcanismo, el espesor cortical, la velocidad y ángulo de convergencia, las características litosféricas, entre otros elementos (Fig. 6) (Stern, 2004).

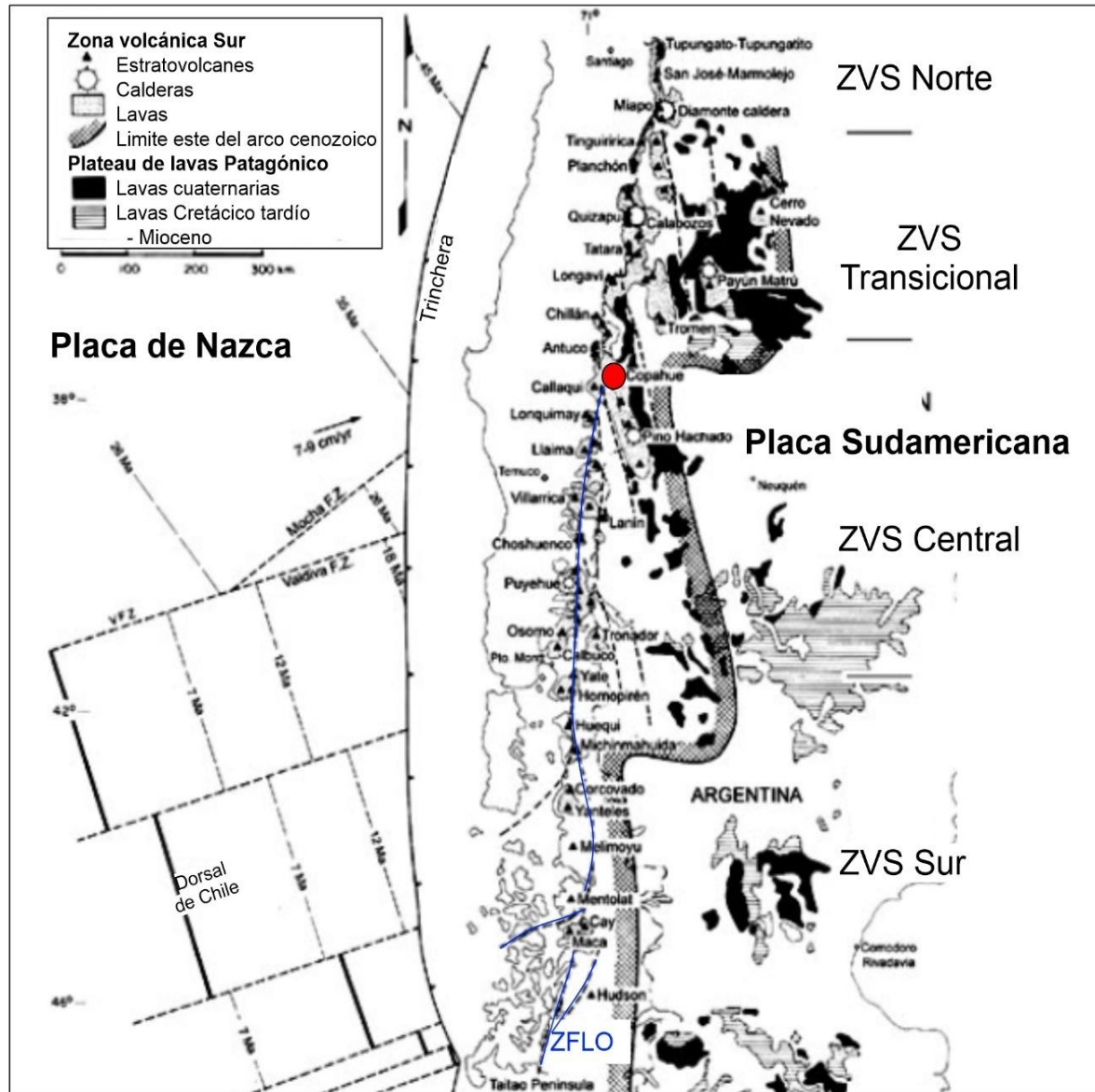


Figura 6. Segmentación del arco volcánico en la Zona Volcánica Sur. En rojo se ubica el CVCC. Tomado y modificado de Stern, 2004.

2.2 Control estructural regional

Desde el Plioceno hasta el Pleistoceno inferior, el arco volcánico se desplazó hacia el oeste, dejando inactivos los centros volcánicos de la ZVS, excepto el CVCC (Muñoz y Stern, 1988). La continuidad de la actividad volcánica en el CVCC, a pesar de la migración del arco volcánico, ha sido atribuida a la interacción de tres sistemas estructurales regionales: el lineamiento volcánico-tectónico Callaqui-Copahue-Mandolegüe (CQ-CP-CM), el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y el sistema de fallas Copahue-Antiñir (SFCA) (Fig.7) (Melnick *et al.*, 2006).

El lineamiento volcánico tectónico Callaqui-Copahue-Mandolegüe, es rasgo lineal de escala regional con orientación NE-SO y una longitud de 60-70 km, definido por la alineación de siete centros volcánicos poligenéticos y monogenéticos: volcán Callaqui, volcán Copahue, Centro volcánico Las Mellizas, volcán Trolón, domo Cerro Bayo y los campos basálticos monogenéticos de Huecú y Mandolegüe. Esta estructura se generó a partir de una zona de transferencia durante las fases de rift y de inversión de la cuenca de Cura Mallín (Melnick *et al.*, 2002; Radic *et al.*, 2002). Durante el Pleistoceno-Holoceno continuó como una zona de transferencia de la deformación, facilitando el acoplamiento y la redistribución de los diferentes regímenes cinemáticos entre el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui y el sistema de fallas Copahue-Antiñir (Melnick *et al.*, 2006).

El sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) es un sistema de desplazamiento lateral dextral de intra-arco de 1200 km de longitud que se ubica al sur del CVCC (Fig. 6), el cual acomoda parte del componente paralelo al margen de la subducción oblicua (Vigide 2021). A lo largo de 1200 km, la SFLO muestra diferentes regímenes de deformación y cinemática. El segmento sur se caracteriza por ser sistema transpresivo, relacionado con la colisión de la Dorsal de Chile, mientras que en el segmento central predomina la deformación transcurrente (Cembrano *et al.*, 2000, 2002; Melnick *et al.*, 2006). Por su parte, el segmento norte se caracterizó por un régimen de deformación transtensional, caracterizada por fallas ramificadas, estructuras de tipo graben y una estructura negativa en forma de cola de caballo (Fig. 7) (Melnick *et al.*, 2006).

El sistema de falla Copahue-Antiñir (SFCA) corresponde a un sistema de rumbo dextral vinculado a un régimen de deformación transpresivo y transtensivo, ubicado al norte del CVCC, con una longitud aproximada de 90 km, dividido en tres secciones de 30 km cada uno (Folguera *et al.*, 2004). El segmento norte está caracterizado por una transpresión dextral activa, lo que genera pliegues y fallas con componentes transcurrentes. El segmento central se encuentra en un régimen de transtension dextral, caracterizado por el desarrollo de fallas normales con componentes de rumbo y la formación de la depresión nororiental de Loncopué. Finalmente, el

segmento sur presenta una configuración compleja, controlada por una serie de fallas de transferencia que conecta al SFCA con el extremo norte del SFLO, e incluye estructuras transpresivas menores, como la estructura en flor positiva de Chanco-Co, junto con grandes depocentros transtensivos, como la caldera del Agrio y los grabens de Caviahue y Trolope (Fig. 7) (Folguera *et al.*, 2004).

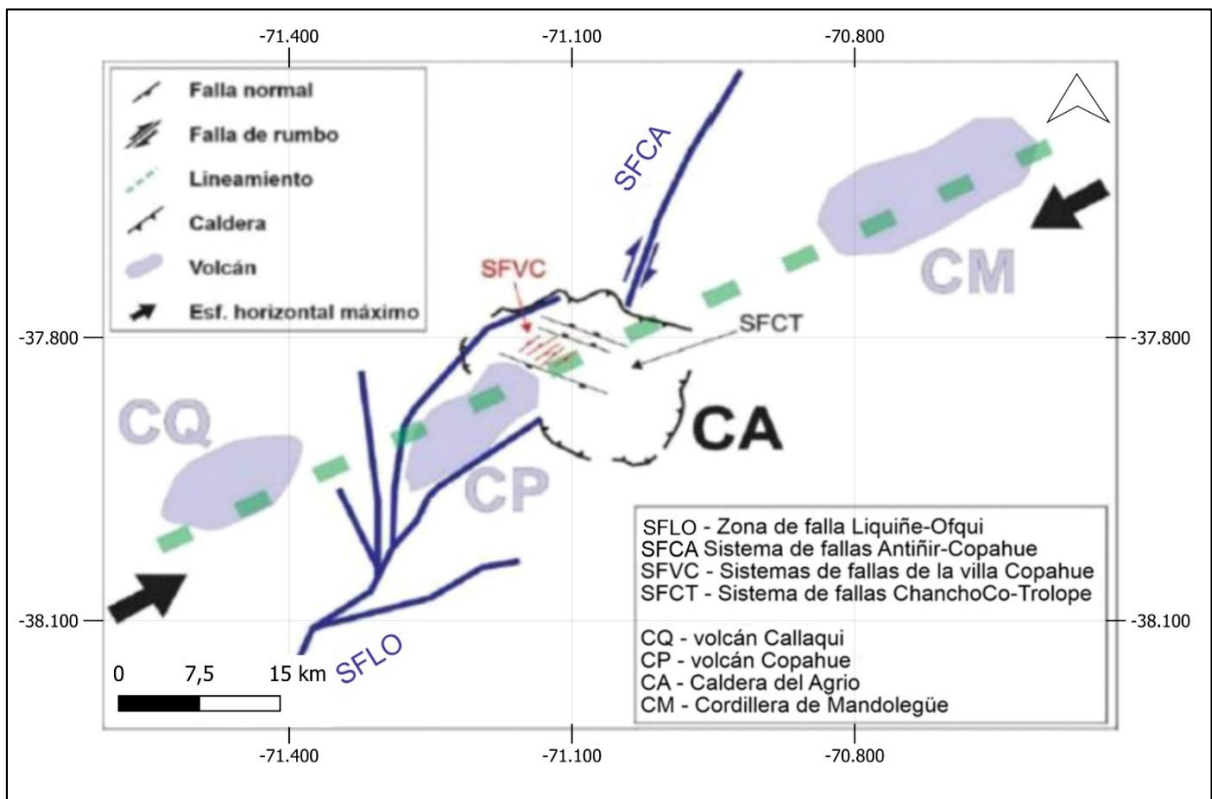


Figura 7. Modelo estructural regional de los sistemas de fallas asociados al CVCC. Tomado de Vigide, (2021).

2.3 Estratigrafía del Complejo Volcánico Caviahue Copahue

El CVCC registra una extensa actividad desde el Plioceno (Sruoga y Consoli, 2011; Melnick *et al.*, 2006; Linares *et al.*, 1999), con erupciones frecuentes en tiempos recientes asociadas a la actividad del volcán Copahue (Caselli *et al.*, 2016). Estas unidades han sido caracterizadas por diferentes autores como Pesce (1989), Linares *et al.*, (1999), Melnick *et al.*, (2006), Varekamp *et al.*, (2006), y Sruoga y Consoli 2011, entre otros. Con el fin de sintetizar esta información, se presenta a continuación una tabla (Tabla 1), que resume las principales unidades que conforman el CVCC (Fig. 8), ordenadas de más jóvenes a las más antiguas.

Unidad	Litología	Edad	Características principales
Secuencia volcán Copahue	Lavas andesitas a basalto-andesitas, flujos piroclásticos. Melnick <i>et al.</i> , (2006); Sruoga y Consoli (2011)	< 125 Ka. Sruoga y Consoli (2011)	Tres etapas de acuerdo a la interacción con los cuerpos de hielo; preglacial; singlacial; postglacial. Melnick <i>et al.</i> , (2006); Sruoga y Consoli (2011)
Domo Púcon Mahuida	Lavas riolíticas con texturas porfíricas (Pesce, (1989); Varekamp <i>et al.</i> , 2006)	1 Ma. Linares <i>et al.</i> , (1999)	Morfología domica de pequeña dimensión emplazado en el extremo sudoeste de la caldera Caviahue. (Pesce, (1989); Varekamp <i>et al.</i> , 2006)
Domo Cerro Bayo	Lavas riolíticas con texturas porfíricas (Varekamp <i>et al.</i> , 2006)	0.6 Ma. Linares <i>et al.</i> , (1999)	Cuerpo dómico situado en el flanco norte de la caldera Caviahue. Varekamp <i>et al.</i> , (2006)
Lavas Trolope	Lavas andesíticas/traquiandesíticas calcoalcalinas de alto potasio. (Melnick <i>et al.</i> , 2006)	1.4 Ma. Linares <i>et al.</i> , (1999)	Relleno de fondo de valle al noreste de la caldera Caviahue. Melnick <i>et al.</i> , (2006)
Formación Riscos Bayos	Ignimbritas no soldadas de composición riolíticas y traquiandesitas. Varekamp <i>et al.</i> , (2006)	2.6 Ma. Linares <i>et al.</i> , (1999)	Morfología dominada por diaclasamiento. Gonzales Diaz (2005)
Formación Las Mellizas	Lavas andesíticas-basálticas, ignimbritas soldadas. Melnick <i>et al.</i> , (2006); Sruoga y Consoli (2011)	2.6 Ma. Linares <i>et al.</i> , (1999) 125±9 Ka. Sruoga y Consoli (2011)	Tres litofacies: lavas inferiores, ignimbritas soldadas; lavas superiores. Melnick <i>et al.</i> , (2006); Sruoga y Consoli (2011)
Formación Hualcupén	Lavas andesíticas basálticas, andesitas potásicas, volcánicas, diques máficos. Pesce (1989); Rovere <i>et al.</i> , (2004); Linares <i>et al.</i> , (1999)	4.5 Ma Linares <i>et al.</i> , (1999)	Unidad pre-caldera, distribuida en extensos mantos lávicos, cuyo foco de emisión es un estrato volcán situado en las máquinas. Pesce (1989); Rovere <i>et al.</i> , (2004); Linares <i>et al.</i> , (1999)

Tabla 1. Resumen de las principales características litológicas, edades absolutas y relaciones estratigráficas del CVCC.

A continuación, se describen detalladamente las principales unidades que constituyen al CVCC, siguiendo el esquema estratigráfico general propuesto por Melnick *et al.*, (2006) y Sruoga y Consoli (2011). En la figura 8 se presenta el mapa geológico del CVCC, donde se indican las principales unidades que afloran, lo que permite contextualizar espacialmente la descripción estratigráfica que se desarrolla a continuación:

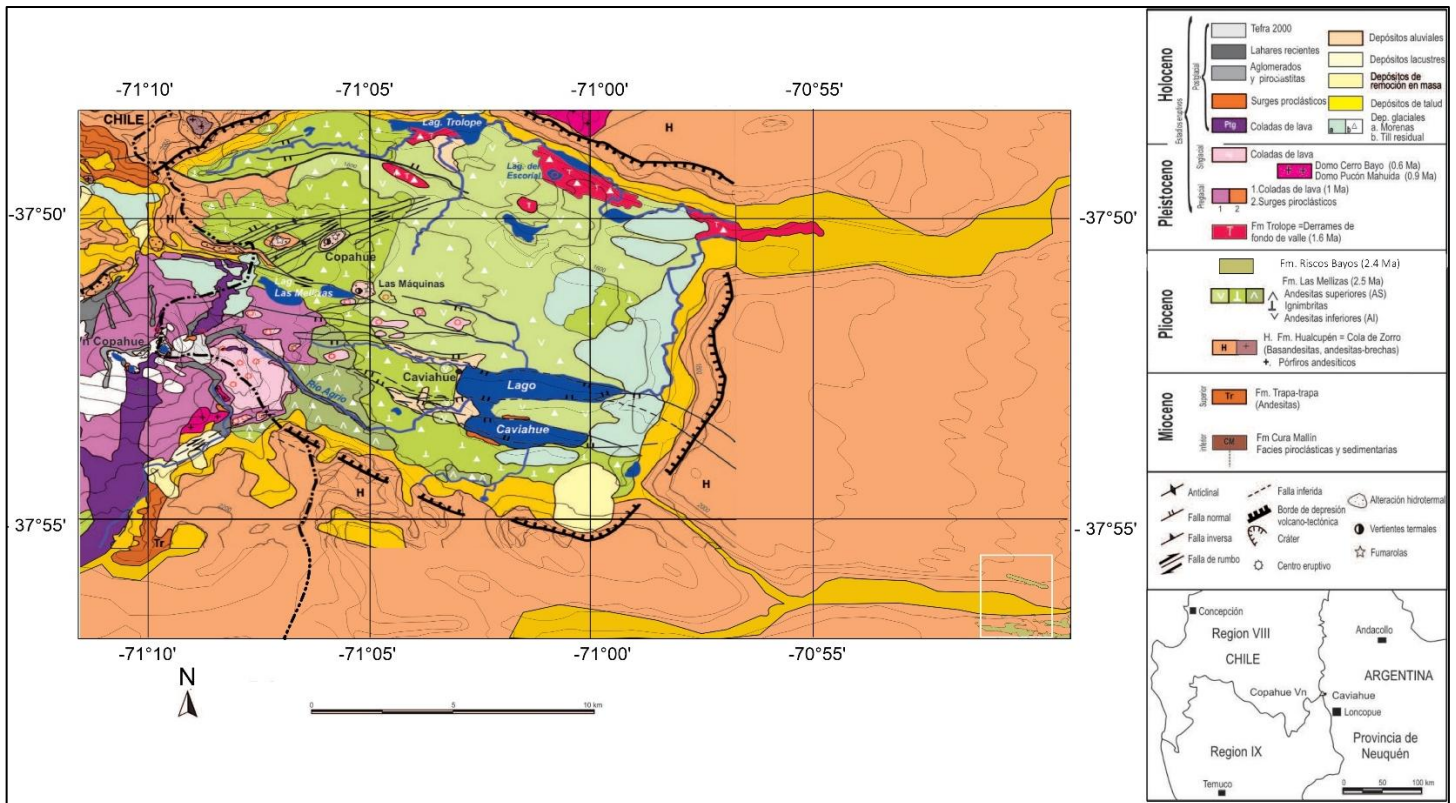


Figura 8. Mapa geológico del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, tomado y modificado de Sruoga y Consoli 2011. En blanco se marca el área de estudio.

2.3.1 Formación Hualcupén:

Esta unidad fue definida inicialmente en territorio chileno por González y Vergara (1962), bajo la denominación Formación Cola de Zorro, la cual agrupa un conjunto de volcanitas andesítico-basálticas. En Argentina, Pesce (1989) le atribuyo el nombre de Formación Hualcupén y la interpreto como un evento efusivo cuyo principal foco de emisión estuvo asociado a un estratovolcán ubicado en la zona de Las Maquinas (Fig. 1), dentro de la actual caldera Caviahue. Esta unidad, datada entre 4.5 Ma según el método K-Ar en plagioclasas y biotitas (Linares *et al.*, 1999), se había generado en el marco de un régimen tectónico extensional, con anterioridad a la apertura de la caldera Caviahue (Folguera *et al.*, 2003).

Los afloramientos de la Formación Hualcupén constituyen los bordes, tanto de la caldera Caviahue como de los valles de los ríos Hualcupén y Trollope, donde conforman una sucesión de andesitas basálticas y andesitas potásicas de colores grises a pardo oscuro con intercalaciones de rocas volcanoclásticas intruidas por filones capa y diques máficos (Pesce, 1989; Mazzoni y Licitra, 2000). Por su parte, Rovere *et al.*, (2004) mencionan que esta unidad se distribuye en forma de extensos mantos lávicos lobulados cuyos ejes mayores alcanzan unos 30 km de extensión y que divergen a partir de un centro caldérico.

Además, señalan que esta unidad presenta un tramo inferior constituido por aglomerados volcánicos y un tramo superior caracterizado por lavas de variado espesor. Los extensos afloramientos de estos depósitos se encuentran tanto en la pared oriental de la caldera como en sección del río Agrio, donde se observan andesitas, basaltos, brechas, tobas, ignimbritas, entre otras rocas.

2.3.2 Formación Las Mellizas:

Esta unidad fue descrita inicialmente por Pesce (1989) como centro efusivo Las Mellizas. Según los datos radiométricos propuestos por Linares *et al.*, (1999), basados en el método K-Ar en plagioclasas y biotitas, esta formación se depositó en el Pleistoceno temprano, hace aproximadamente 2.6 Ma. Posteriormente, Sruoga y Consoli (2011), utilizando nuevas dataciones geocronológicas mediante el método Ar/Ar, asignaron a esta secuencia una edad de 125 ± 9 Ka.

Los depósitos de la Formación Las Mellizas se limitan al interior de la caldera Caviahue y se subdividen en tres litofacies: lavas inferiores, ignimbritas y lavas superiores (Melnick *et al.*, 2006). Las lavas inferiores constituyen una sucesión espesa de coladas de composición andesítica, con un notable desarrollo de disyunciones columnares. Estas coladas alcanzan un espesor de hasta 100 metros y están compuestas principalmente por lavas andesíticas y basálticas (Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli, 2011). Por su parte, las ignimbritas están compuestas por litoclastos de composición andesítica a dacítica con un alto grado de soldadura. Su espesor varía desde 200 a 10 metros, y exhiben variaciones texturales laterales que van desde eutaxíticas hasta vitrofírica, debido a la homogeneización del vidrio, y pseudofluidales en la variedad reoignimbrítica (Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli 2011). Finalmente, las lavas superiores suprayacen las ignimbritas y constituyen la facies dominante de esta secuencia, alcanzando espesores de hasta 200 metros. Estas están compuestas por lavas andesíticas, con una lajosidad característica y texturas homogéneas (Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli 2011).

2.3.3 Formación Riscos Bayos:

Los afloramientos correspondientes a la Formación Riscos Bayos se ubican fuera de la caldera Caviahue, aproximadamente a 20 km al sureste de la misma, principalmente en el valle de Hualcupén, donde adquieren formas de cordones blanquecinos y amarillentos (Rovere *et al.*, 2004). Esta unidad está compuesta por ignimbritas predominantemente no soldadas, de composiciones variadas que van desde dacítica y traquiandesítica hasta riolítica (Varekamp *et al.*,

2006). Linares *et al.*, (1999) describieron estas rocas como tobas pumíceas y las dataron mediante el método K-Ar en plagioclasas, obteniendo una edad estimada de 2.6 Ma (Plioceno Tardío).

González Díaz (2005) caracterizó la geomorfología del CVCC y describió a las ignimbritas ácidas de la Formación Riscos Bayos, que se superponen a la Formación Hualcupén por sus cuerpos alargados y paralelos con orientación este-oeste donde se observa un diaclasamiento denso y múltiple con predominio vertical. Esta morfología refleja la influencia de la erosión sobre el diseño paralelo del drenaje. La baja resistencia a la erosión de estas rocas favorece el desarrollo de dicho patrón. Por otro lado, en otras áreas, estas ignimbritas presentan una tonalidad más amarillenta, con mayor contenido de litoclastos y con morfología de lomadas con suaves pendientes.

Varekamp *et al.*, (2006) describieron esta unidad como parte del relleno del valle de Hualcupén relacionado con la erupción del Cerro Bayo, un cuerpo dómico ubicado en el flanco norte de la caldera Caviahue. Estos autores realizaron una descripción detallada de la formación y la dividen en varias unidades depositacionales, que se enumeran de menor a mayor altitud topográfica como: RB0) una capa basal de grano fino, de color rojo, con escorias que presentan bordes de enfriamiento y una matriz que estaba húmeda en el momento de su depositación; RB1) un depósito de color gris, compuesta por pómez blanca y gris, junto con obsidiana negra y clastos líticos alterados, en una matriz de ceniza y cristales; RB2) un depósito de color amarillo, con pómez oscuras y fragmentos líticos de rocas volcánicas que cubren el depósito gris, aunque ambas pertenecen a la misma secuencia de enfriamiento y; RB3) la unidad superior, formada por una ceniza blanca con cristales y pómez rosada. Estos autores argumentan que, aunque la facies RB3 se encuentre topográficamente en una posición superior, probablemente sean la más antigua, sugiriendo que ocurrió una inversión del relieve. Esto se debe a que los valles fueron llenados posteriormente por los flujos de los depósitos RB0, RB1 y RB2. Los estudios geoquímicos realizados por estos autores, permitieron definir los flujos RB0, RB1 y RB2 como traquiandesíticos y la unidad RB3 como riolítica, las cuales exhiben características químicas e isotópicas típicas de procesos de asimilación cortical. Zanettini *et al.*, (2010) le atribuyeron el nombre de Ignimbrita Carreri a los depósitos tabulares de ignimbritas riolíticas a mesosilícicas, de color blanco grisáceo con cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y biotita, con litoclastos de andesitas y óxidos de hierro, que probablemente serían equivalentes a los depósitos descritos como RB3 por Varekamp *et al.*, (2006).

Esta unidad fue interpretada inicialmente como depósitos de flujos piroclásticos extracaldera asociados al colapso de la caldera Caviahue (Pesce, 1989; Linares, 1999), aunque el

origen de estas ignimbritas extracaldera aún no está claro y existen diferentes propuestas. Mazzoni y Licitra (2000) también describieron estos depósitos como las facies extracaldera de los flujos piroclásticos del Lago Caviahue asociados al colapso de la caldera Caviahue. Por su parte, Varekamp *et al.*, (2006) postulan que las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos no podrían explicarse como el producto del colapso de la caldera de Caviahue, ya que las ignimbritas intracalderas son mineralógica y químicamente diferentes a estas, y además el volumen total estimado de rocas es de aproximadamente 7 km³, muy inferior al volumen estimado para la caldera, que es de 160 km³. Por su parte, Hang *et al.*, (2021) realizaron un estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) estimando la orientación de las partículas magnéticas, lo que puede ser utilizado para determinar paleocorrientes, deformación, etc. A partir de los datos obtenidos estos autores determinaron la dinámica del flujo y el área de emisión de estos depósitos piroclásticos, y argumentan que estos depósitos provienen de la caldera Las Mellizas, ubicada donde se encuentra actualmente el volcán Copahue.

2.3.4 Lavas Trollope:

Esta unidad fue denominada originalmente por Pesce (1989) como "Derrames de Fondo de Valle", quien las describió como lavas de composición intermedia dispuestas de manera pseudoconcordante sobre las rocas que componen a la Formación Las Mellizas. Aflora en la zona noreste de la caldera de Caviahue, donde rellena una depresión plana y se presenta como una sucesión de aproximadamente 200 metros de espesor, abarcando un área de 50 km². Está constituida por flujos de lavas andesíticas/traquiandesíticas calcoalcalinas de alto potasio y metaluminosas, y en menor medida brechas asociadas (Melnick *et al.*, 2006; Albite, 2020). La edad de esta formación fue determinada por Linares *et al.*, (1999) mediante el método K-Ar en plagioclasas y biotitas, en 1,4 Ma.

2.3.5 Volcán Copahue:

El volcán Copahue es un volcán poligenético ubicado en el margen occidental de la caldera Caviahue que tiene una altura aproximada de 3025 m.s.n.m., y representa la actividad volcánica más reciente del CVCC (Melnick *et al.*, 2006). Inicialmente, Pesce (1989) describió a estas rocas como centro efusivo Copahue, el cual estaría emplazado dentro del antiguo cráter del centro efusivo Las Mellizas (Caldera Las Mellizas). Las edades de estas rocas fueron determinadas por Linares *et al.*, (1999) mediante el método K-Ar en plagioclasas y biotitas, en 1 Ma, aunque algunas lavas basales arrojaron una edad de 0,76 Ma. No obstante, Sruoga y Consoli (2011a) restringieron

la edad del volcán a los últimos 125 Ka mediante nuevas dataciones con el método Ar/ Ar, sobre la subyacente formación Las Mellizas.

Según la literatura geológica, las rocas del volcán Copahue representarían tres etapas principales de evolución, basadas en la interacción con cuerpos de hielo durante un único evento de glaciación pleistoceno (Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli, 2011a): en primer lugar, una etapa preglacial que incluye lavas andesíticas y flujos piroclásticos basales con evidencia de erosión glacial generalmente cubiertos por una fina capa de drift. Esta etapa es la más importante en términos volumétricos, ya que es responsable de la construcción del cono volcánico (González Díaz 2003, Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli, 2011). La segunda etapa singlacial representada por numerosos centros eruptivos de pequeño volumen, alineados a lo largo de fracturas con direcciones ENE-OSO y ONO-ESE. Los depósitos correspondientes a esta etapa son lavas andesíticas a dacíticas superpuestas a los depósitos previos, con características texturales y estructurales que indican interacción con hielo, como bordes vítreos, lóbulos almohadillados y fracturas poliédricas debidas al enfriamiento súbito (Melnick *et al.*, 2006; Sruoga y Consoli, 2011). Finalmente, la etapa postglacial incluye lavas y flujos piroclásticos basáltico-andesíticos homogéneos que se encuentran estratigráficamente por encima de los depósitos anteriores, sin evidencia de erosión glaciaria (Melnick *et al.*, 2006). Sin embargo, Báez *et al.*, (2020) describieron evidencias de interacción con hielo en gran parte de las rocas que integran la columna estratigráfica del volcán Copahue, lo que indicarían que la evolución del edificio volcánico estuvo fuertemente influenciada por, al menos, dos periodos de avance glacial durante el Pleistoceno superior.

2.3.6 Domo Cerro Bayo:

Este domo se encuentra localizado en el flanco norte de la caldera de Caviahue, suprayace las rocas de la Formación Hualcupén, con una altitud aproximada de 2500 m.s.n.m. (Albite, 2020). Pesce (1989) describió inicialmente esta unidad como el centro efusivo Cerro Bayo, compuesto por rocas claras de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasas inmersos en una matriz vítrea, formado por múltiples coladas. Linares *et al.*, (1999), mediante el método K-Ar en plagioclasas, le atribuyeron una edad de 0,6 Ma. Por su parte, Varekamp *et al.*, (2006) lo caracterizaron como un cuerpo dómico cuyo emplazamiento ocurrió posteriormente a la formación de la caldera de Caviahue, con una composición riolítica similar a las ignimbritas RB3 de la Formación Riscos Bayos.

2.3.7 Domo Pucón Mahuida:

Este domo se encuentra emplazado en el extremo sudoeste de la caldera Caviahue, y presenta una morfología dómica de pequeñas dimensiones (Melnick *et al.*, 2006). Pesce (1989) lo describió como un domo de composición ácida, emplazado en la parte basal del edificio volcánico del Copahue, y compuesto por rocas de tonalidades blanco-grisáceas, con texturas porfíricas y fenocristales de plagioclasa en una matriz vítrea. Su composición es riolítica, similar a la del Cerro Bayo y a las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos (Varekamp *et al.*, 2006). Linares *et al.*, (1999), utilizando el método de datación K-Ar en plagioclasas, le atribuyeron una edad de 1 Ma.

3. RESULTADOS

3.1 Mapeo Geológico

Utilizando los datos obtenidos en el trabajo de campo, junto con el análisis detallado de imágenes satelitales y la revisión de estudios bibliográficos previos, se confeccionó un mapa geológico de la zona de estudio, entre las coordenadas 37°55'42" /37°57'54" de latitud sur y 70°51'17" /70°49'09" de longitud oeste, con una escala de 1:15000 (Fig. 9).

Se lograron identificar al menos cinco depósitos de origen volcánico, con algunas intercalaciones de lavas, los cuales se describirán en detalle en el apartado siguiente. Los depósitos más antiguos que se encontraron en la zona de estudio corresponden a depósitos de flujos piroclásticos con intercalaciones de lavas asignados a la Formación Hualcupén. Esta sucesión es sobrepuesta por depósitos volcánicos correspondientes a la Formación Riscos Bayos. Finalmente, en la parte superior, se encuentra una facies volcánica perteneciente a la unidad denominada Ignimbrita Carreri.

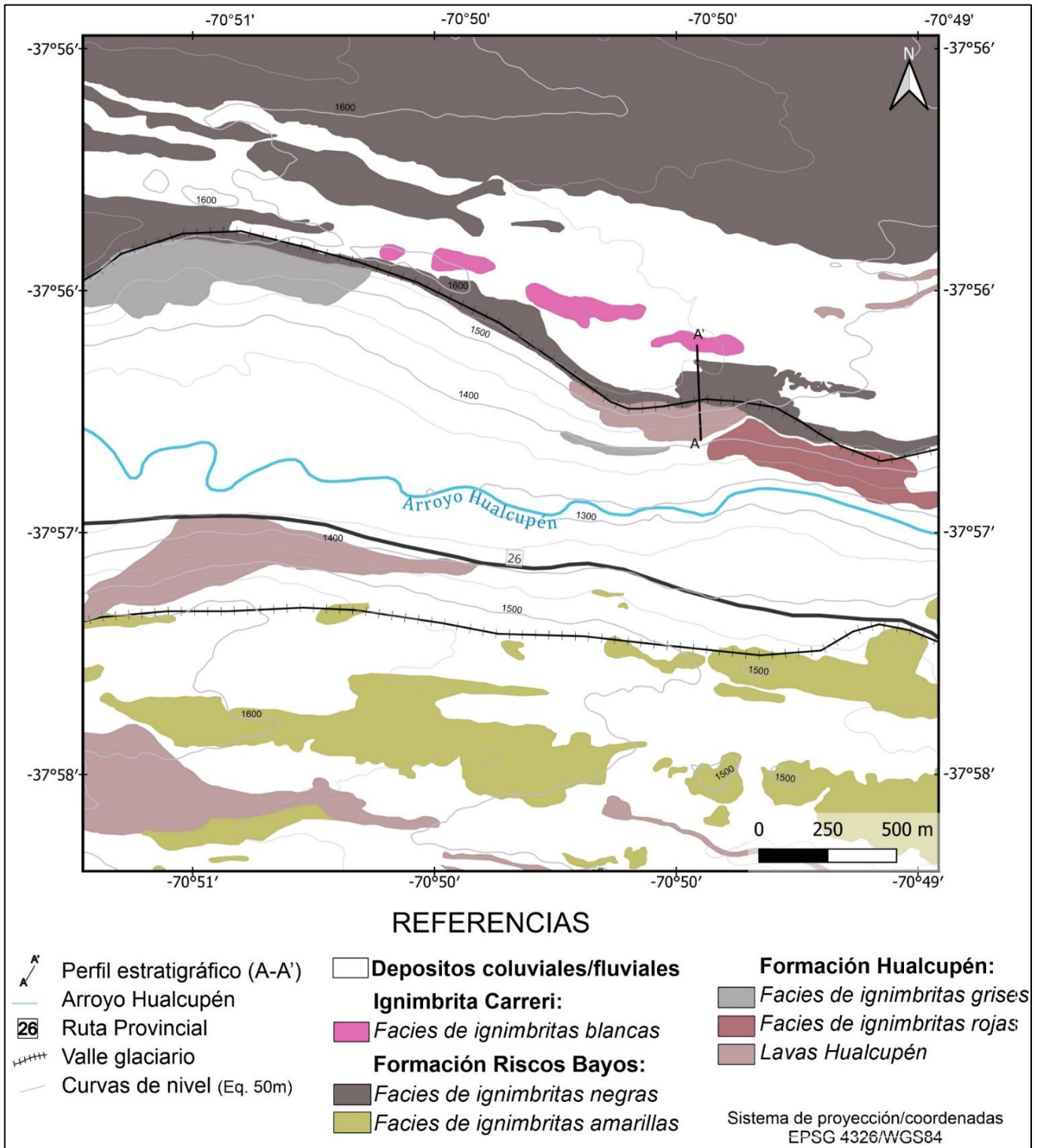


Figura 9. Mapa geológico a escala 1:15000 del sector medio de la quebrada de Hualcupén, Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, mostrando unidades volcanoclásticas y volcanoclásticas que afloran en la zona de estudio.

Las secuencias más completas y mejor expuestas de la zona de estudio son aquellas exhibidas en las paredes de la quebrada del arroyo Hualcupén, en particular la correspondiente a la pared norte (Fig. 10 y 11). Allí se levantó el perfil estratigráfico A-A' (Fig. 12), cuya ubicación exacta es indicada en el mapa geológico (Fig. 9). En este sector se identificaron al menos cuatro niveles de ignimbritas no soldadas con algunas intercalaciones de lavas. De menor a mayor altitud topográfica, se observa la Formación Hualcupén, conformada por una facies de ignimbritas grises, seguida de una facies de ignimbritas rojas. A continuación, se observa una intercalación de lavas grises oscuras con una marcada disyunción columnar y textura porfírica, compuesta por fenocristales subhedrales de plagioclasa y piroxeno de entre 1 y 2 mm, inmersos en una pasta afanítica. Por encima se presentan lavas lajadas con textura porfírica formadas por fenocristales de olivino y minerales incoloros y máficos, sumergidas en una pasta afanítica gris. La secuencia continúa con la Formación Riscos Bayos, conformada por una facies de ignimbritas negras con una marcada disyunción columnar. Por último, en la parte superior de la secuencia se encuentra una ignimbrita blanca de composición riolítica correspondiente a la ignimbrita Carreri.

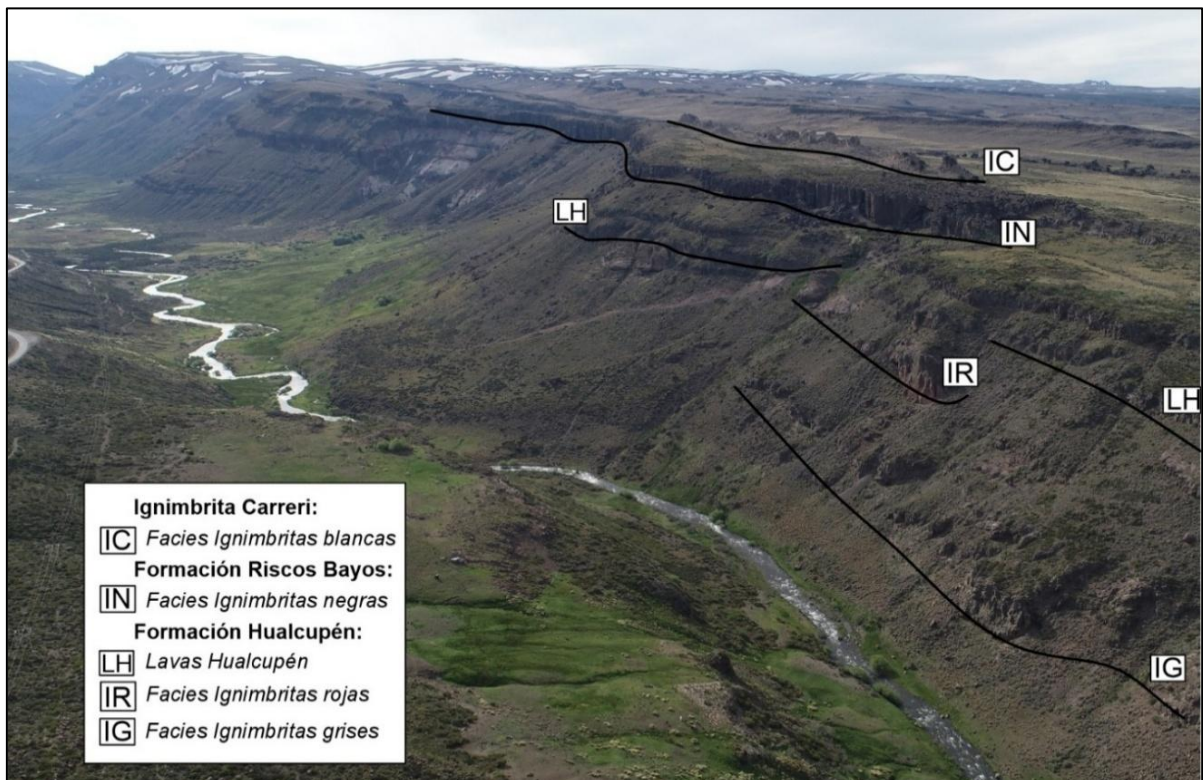


Figura 10. Fotografía panorámica del paredón norte de la quebrada del arroyo Hualcupén, tomada con drone tipo “DJI phantom 3”.

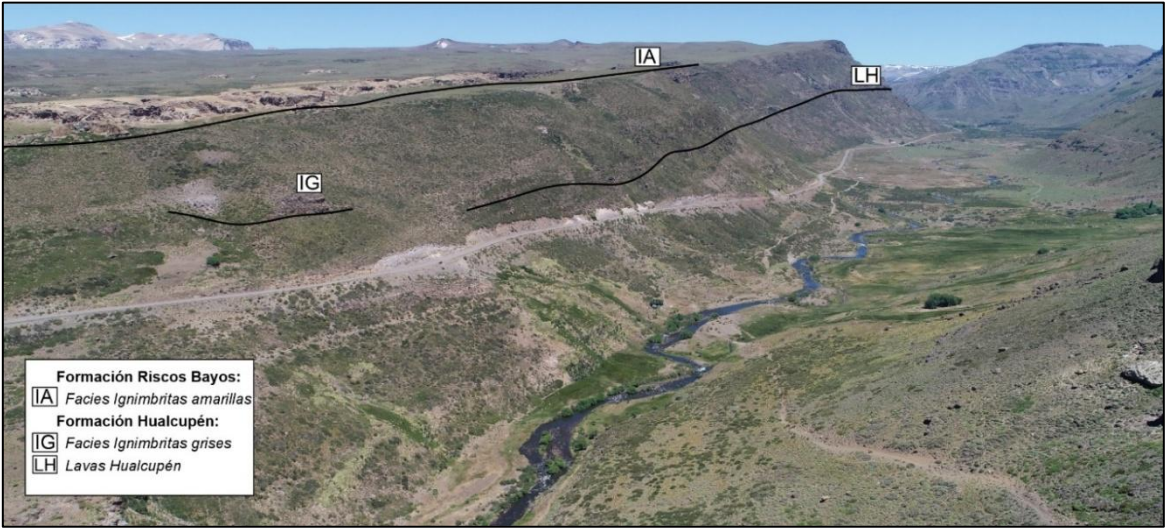


Figura 11. Fotografía panorámica del paredón sur de la quebrada del arroyo Hualcupén, tomada con drone tipo “DJI phantom3”.

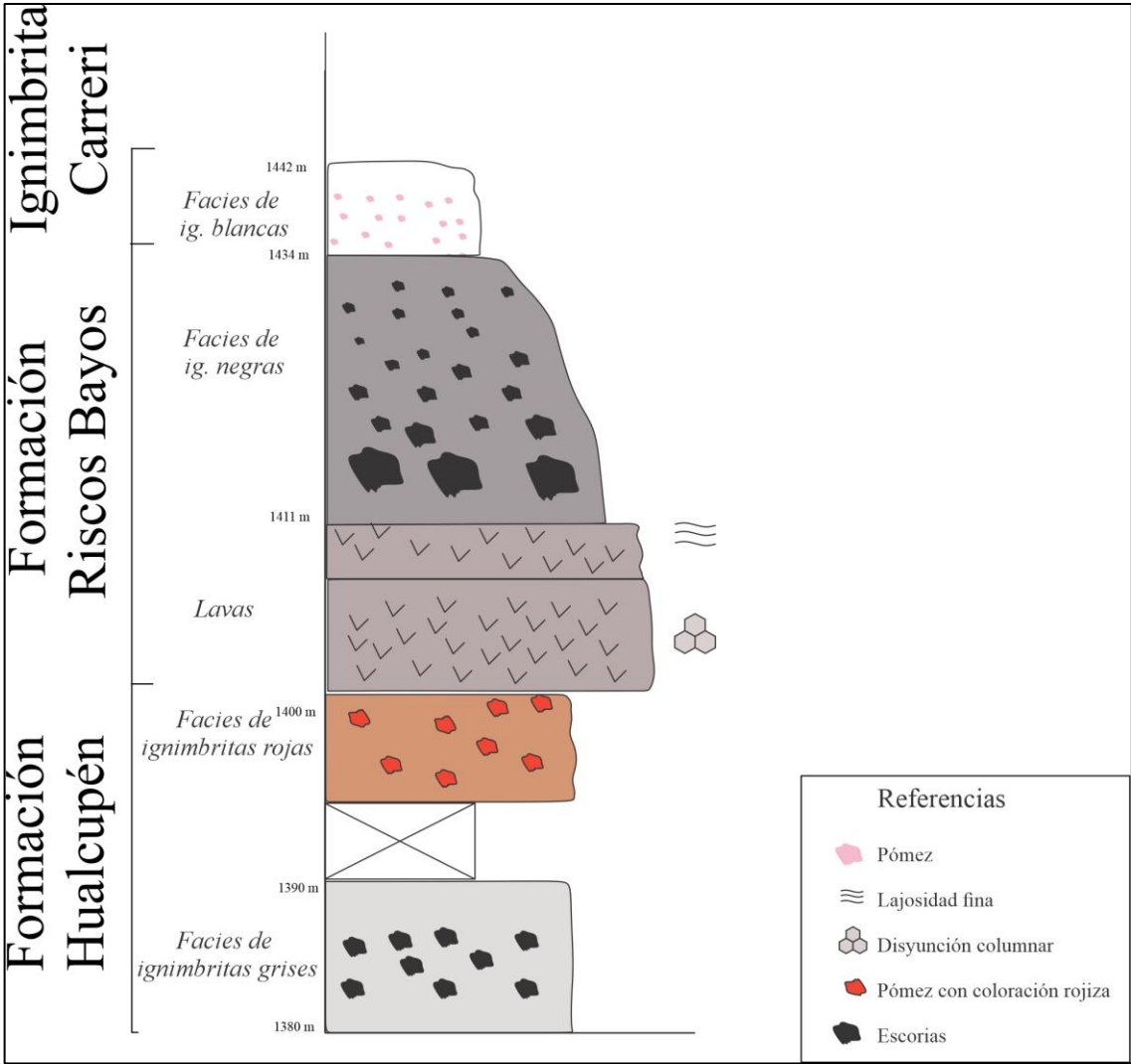


Figura 12. Perfil estratigráfico A-A’ del paredón norte del arroyo Hualcupén.

3.2 Análisis de facies

3.2.1 Formación Hualcupén:

3.2.1.1 Facies de ignimbritas grises:

Esta facies corresponde a tobas lapillíticas vítreas masivas de color gris, que se localizan al norte del arroyo Hualcupén, en la secuencia exhibida en la pared de la quebrada. Estas se encuentran estratigráficamente en una posición inferior al resto de las facies observadas en el área, si bien no se pudo observar la base de esta unidad, se estimó un espesor de 10 m. A escala macroscópica la roca presenta una mala selección y textura fragmentosa. Está compuesta por un 20% de fragmentos juveniles de pómez, de color negro a gris, con tamaños mayores a 5 cm; y por un 15% de componentes accesorios, representados por litoclastos de rocas volcánicas, de tamaños de 2 mm a 5 mm (Fig. 13). Todos esos fragmentos se encuentran inmersos en una matriz vítrea de color gris y tamaño ceniza gruesa (Fig. 13).

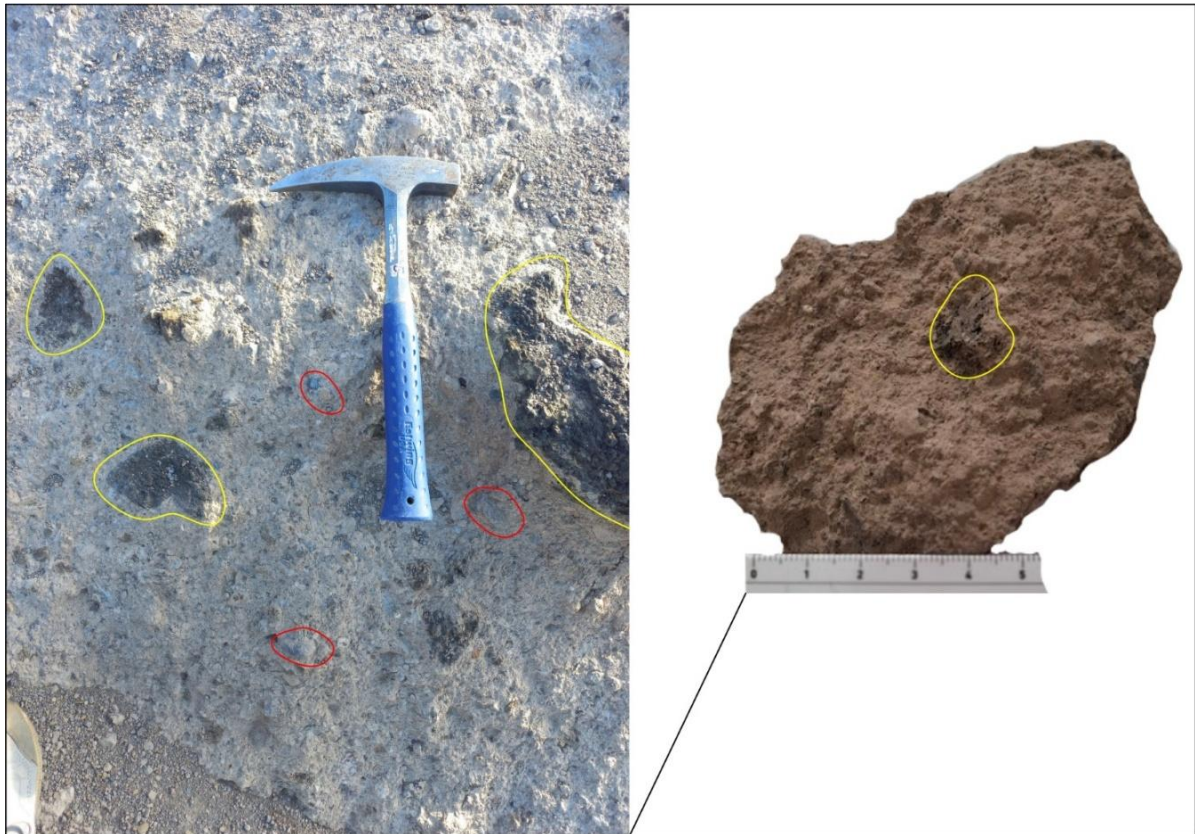


Figura 13. Fotografía del afloramiento y muestra de mano de la facies de ignimbritas grises correspondiente a la formación Hualcupén. En amarillo se indican fragmentos vítreos vesiculados; en rojo se observan litoclastos de rocas volcánicas.

A partir del análisis de cortes delgados se identificó que está compuesta por fragmentos juveniles vítreos vesiculados de color gris a negro con un tamaño inferior a 20

mm y morfología alargada, cuyas vesículas son redondeadas y presentan bordes de enfriamiento (Fig. 14 a). También se observan fragmentos vítreos masivos de color castaño con un tamaño inferior a 2 mm, los cuales presentan fracturas perlíticas (Fig. 14 b).

Entre los componentes accesorios se encuentran fragmentos líticos de rocas volcánicas de tamaño inferior a 5 mm, con texturas intersertales y vitrofíricas, compuestos principalmente por plagioclasas (Fig. 14 c). Además, se observan cristaloclastos de plagioclasas con tamaños que varían entre 0.5 mm y 1 mm y morfología subhedral a euhedral (Fig. 14 d). En menor proporción, se identificaron cristaloclastos de piroxenos, con tamaños similares, de entre 1 mm y 1,5 mm, y morfología subhedral a anhedral. Todos estos componentes están inmersos en una matriz fina, compuesta por fragmentos menores a 0.3 mm de trizas pumíceas, líticos y cristaloclastos.

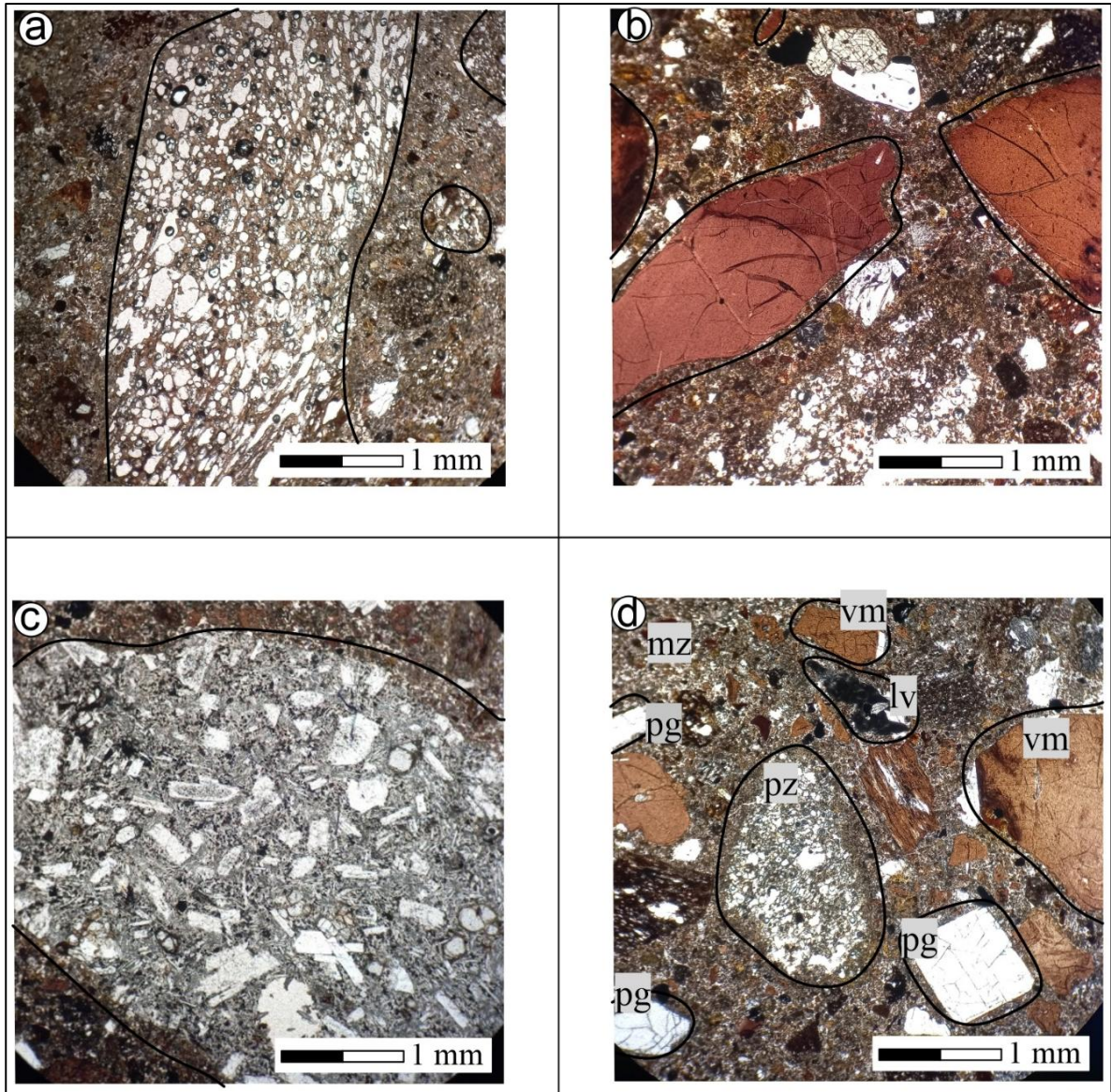


Figura 14. Fotomicrografías de la facies de ignimbritas grises de la formación Hualcupén. a) Fragmentos vitreos vesiculados de pómez. b) Fragmentos vitreos masivos en color castaño. c) Fragmentos líticos de rocas volcánicas. d) Se observan cristaloclastos de plagioclasa, además de mostrar una sección general del corte, donde se ven la mayoría de los componentes (mz: matriz; vm: vidrio masivo; pz: pómez; lv: líticos volcánicos; pg: plagioclasa).

Interpretación: esta facies volcánica gris, caracterizada por su mala selección y ausencia de estratificación se interpreta como un depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada, vinculado al colapso de una columna eruptiva o al desarrollo de una fontana piroclástica. La acumulación del depósito está asociada a un flujo dominado por el escape de fluidos, en el cual el soporte de los clastos es principalmente resultado de la expulsión ascendente de fluidos durante la depositación. Este mecanismo es favorecido por altas

concentraciones de clastos y bajas tasas de cizalla, lo que inhibe la segregación traccional y favorece la generación de depósitos masivos (Branney y Kokelaar, 2002).

3.2.1.2 Facies de ignimbritas rojas:

Esta facies corresponde a tobas lapillíticas vítreas, masivas y no soldadas de coloración rojiza (Fig. 15), localizadas estratigráficamente por encima de la facies de ignimbritas grises. El contacto entre ambas no pudo identificarse, ya que se encontraba cubierto, por ello, se estimó un espesor de 7 m. A escala macroscópica, la roca presenta una mala selección y una textura fragmentosa, compuesta por fragmentos juveniles que representan el 20 % de la muestra, correspondientes a pómez de coloración rojiza, con tamaños de hasta 5 cm (Fig. 15). Como componentes accesorios, se observa un 15% de litoclastos de rocas volcánicas, de tamaños de hasta 2 cm, inmersos en una matriz vítrea de coloración rojiza y tamaño ceniza gruesa, que constituye el 65% restante de la muestra (Fig. 15).



Figura 15. Fotografía del afloramiento y muestra de mano de la facies de ignimbritas rojas correspondientes a la Formación Hualcupén. En amarillo se indican pómez de coloración rojiza; en rojo se indican algunos litoclastos de rocas volcánicas.

En secciones delgadas, esta unidad está compuesta por fragmentos juveniles vítreos vesiculados, principalmente de pómez y escorias, con tamaños que oscilan entre 1 mm y 2 mm (Fig.16 a). Los fragmentos presentan vesículas redondeadas y bordes de enfriamiento.

Los componentes accesorios incluyen fragmentos líticos subangulosos de rocas volcánicas de entre 1 mm y 2 mm, que exhiben texturas intersertales y vitrofíricas formadas por cristales de plagioclasa y piroxeno (Fig. 16 b). También se observan cristaloclastos de plagioclasa con tamaños que varían entre 0.3 mm y 0.5 mm, con morfología euhedral a subhedral y bordes fracturados (Fig. 16 c). En menor proporción se encuentran cristaloclastos de piroxeno de tamaños similares (0.3-0.5 mm), y morfología subhedral a anhedral. Todos estos componentes están inmersos en una matriz rojiza de tamaño ceniza, con fragmentos menores a 0.2 mm, formada por fragmentos vítreos, líticos y cristaloclastos (Fig. 16 d).

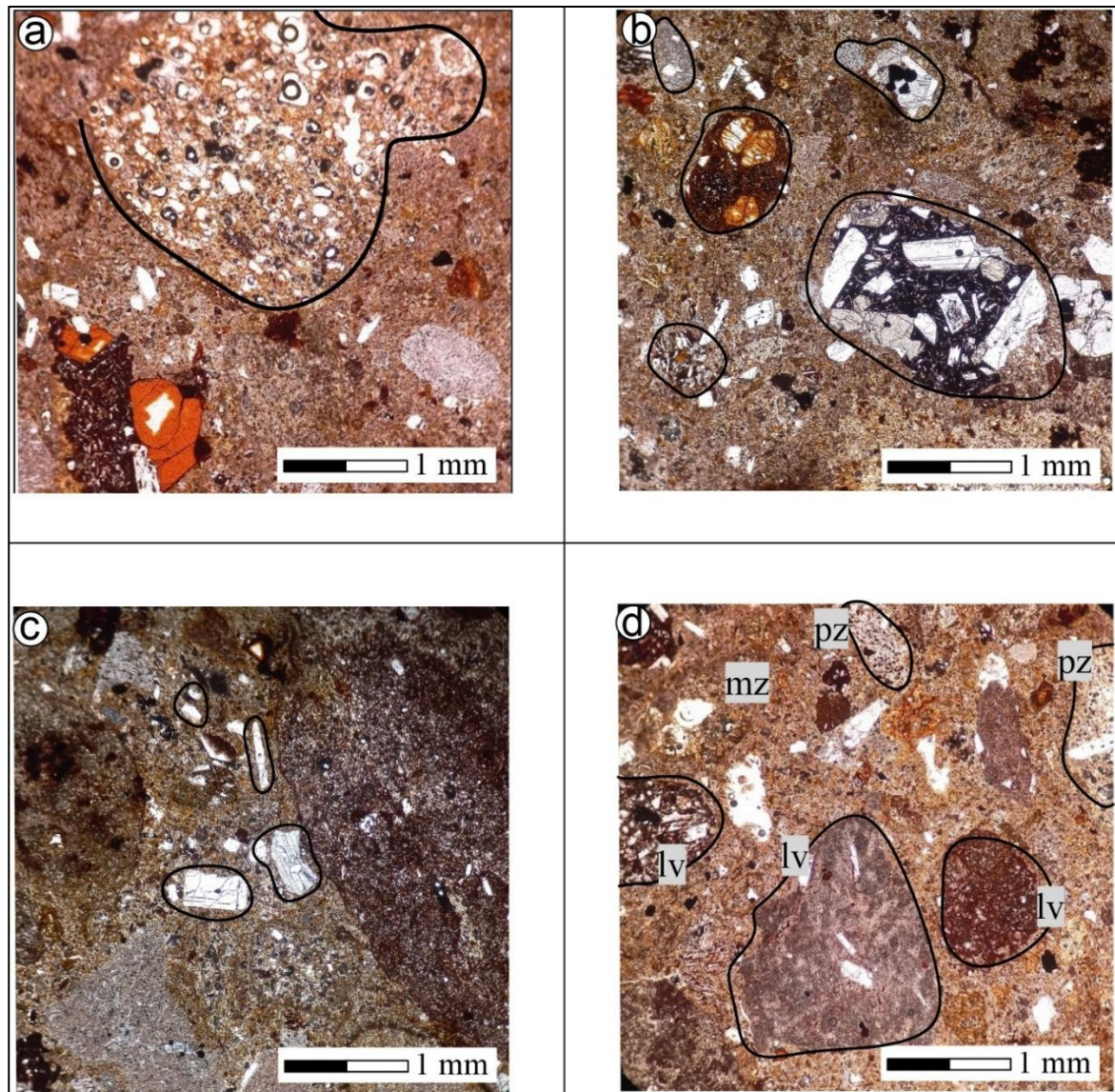


Figura 16. Fotomicrografías de la facies de ignimbritas rojas de la formación Hualcupén. a) Fragmentos vitreos vesiculados; b) Componentes líticos de rocas volcánicas; c) Cristaloclastos de plagioclasa; d) Sección general del corte, donde se observa la matriz (mz: matriz; pz: pómez; lv: líticos volcánicos).

Interpretación: Esta facies de ignimbritas rojas fueron interpretadas como un depósito de corriente de densidad piroclástica concentrada, asociado al colapso de una columna eruptiva o al desarrollo de una fontana piroclástica. Su mala selección, ausencia de estratificación, sugieren que su depositación estuvo controlada por una acumulación dominada por el escape de fluidos, donde el soporte de los clastos resulta principalmente de la expulsión ascendente de fluidos durante la depositación. Este proceso, favorecido por altas concentraciones de clastos y bajas tasas de cizalla, inhibe la segregación traccional y promueve la generación de

depósitos masivos, lo cual es consistente con la ausencia de estratificación, característica de esta facies (Branney y Kokelaar, 2002).

3.2.1.3 Facies de lavas

Esta facies comprende una sucesión de lavas de color gris oscuro con textura porfíricas. Estas lavas están compuestas principalmente por un 30% de fenocristales subhedrales de plagioclasa, de color blanco a incoloros y tamaños entre 1 y 3 mm, junto con el 5% de fenocristales subhedrales de piroxeno de tamaños entre 1 y 2 mm. En algunas muestras también se observaron cristales aislados de olivino con tamaños menores a 2 mm, todos inmersos en una pasta afanítica color gris oscuro que conforma el 65% de la muestra (Fig. 17 a y b). En ciertos sectores se observaron vesículas redondeadas a alargadas de 2 mm de tamaños, y amígdalas rellenas de carbonatos secundarios (Fig. 17 c).

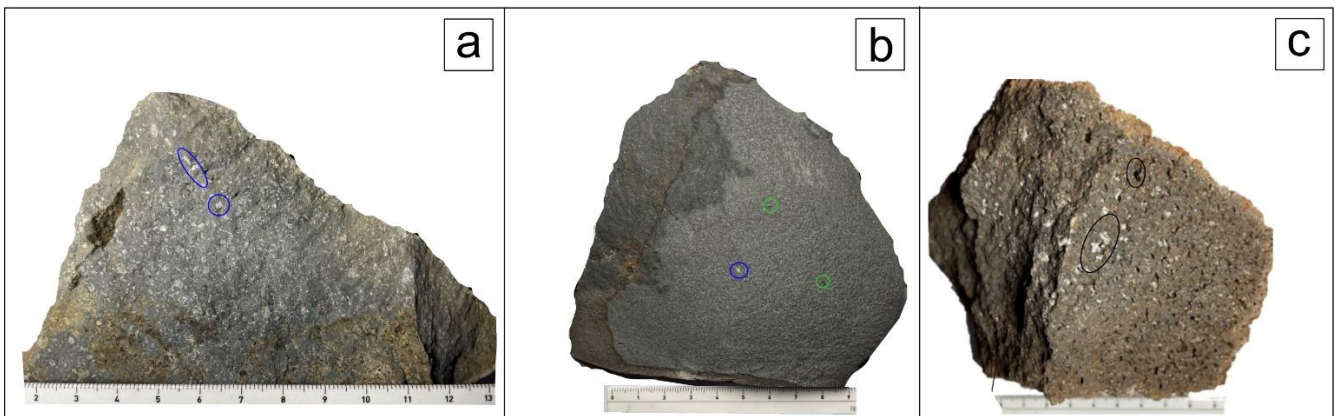


Figura 17. Muestras de mano representativas de la facies de lavas. a) Muestra de lava en azul se marcan fenocristales de plagioclasa. b) Muestra de lava en azul se marcan fenocristales de plagioclasas, en verde fenocristales de piroxeno. c) Muestra de lava en negro se marcan las vesículas y amígdalas.

Entre estos depósitos se observaron variaciones estructurales: en el paredón norte del arroyo Hualcupén se observó una lava con disyunción columnar desarrollada con un espesor de 7 m aproximadamente (Fig. 18 a). En el mismo sector se observó por encima lavas con lajosidad fina con un espesor aproximado de 1.30 m (Fig. 18 b). Finalmente, en sectores más distales, al norte y sur de la zona de estudio se reconocen lavas masivas (Fig. 18 c).

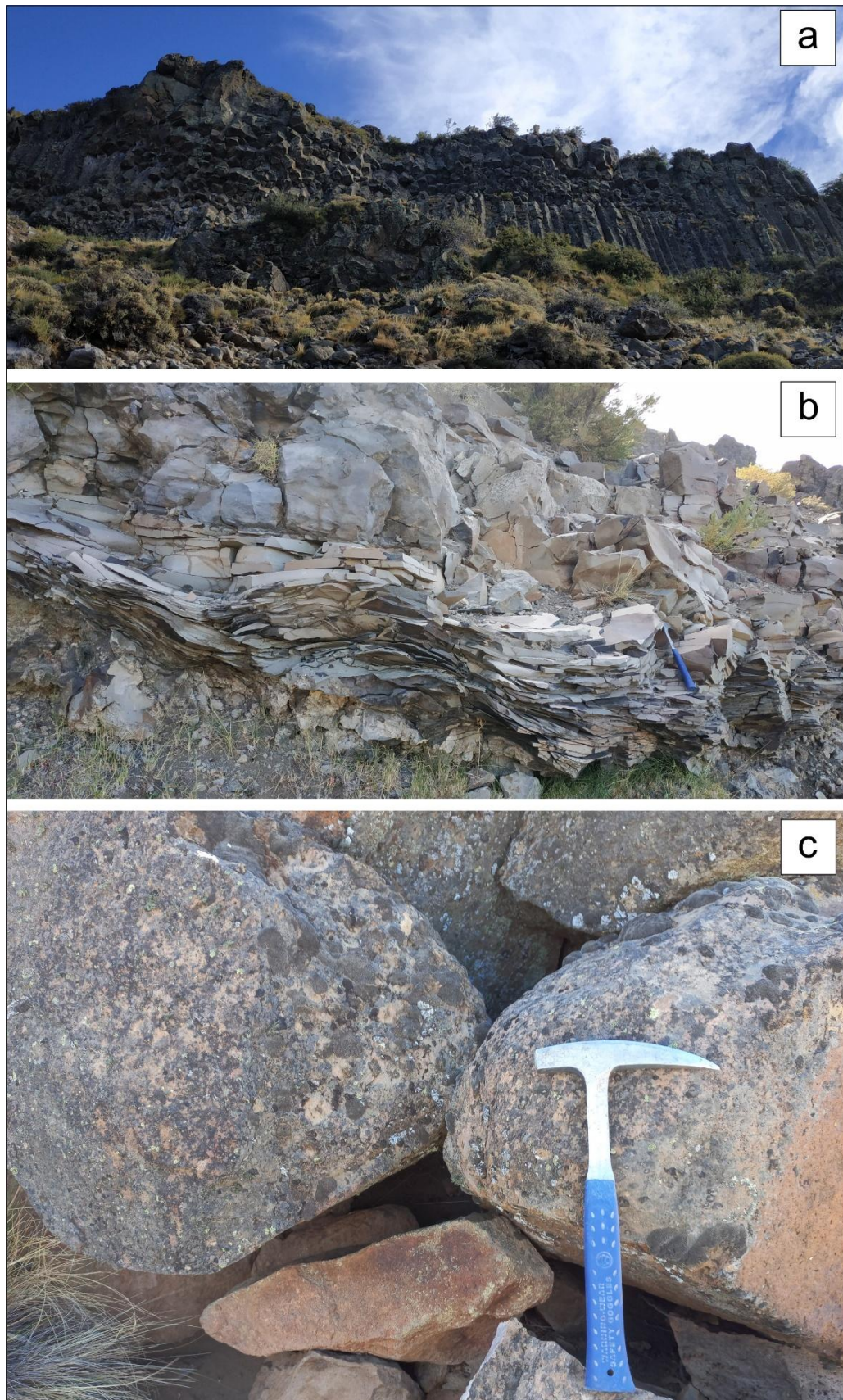


Figura 18. Afloramientos representativos de las distintas estructuras de enfriamiento observadas dentro de la facies de lavas. a) Lava con disyunción columnar. b) Lava con lajosidad fina. c) Lava masiva.

Interpretación: Esta facies está asociada a un evento eruptivo efusivo que depositó las lavas, seguido de un enfriamiento relativamente rápido, que generó diversas estructuras de enfriamiento. Estas diferencias estructurales reflejan distintas condiciones de enfriamiento y dinámica del flujo, aunque la mineralogía y la textura pertenecen homogéneas dentro de la misma facies. Las estructuras de disyunción columnar son el resultado de la contracción térmica durante el enfriamiento y solidificación de la lava (Aydin y DeGraff, 1988; Budkewitsch y Robin, 1994). Por otro lado, las estructuras de lajosidad pueden atribuirse al cizallamiento interno durante la etapa final del flujo y a la contracción térmica asociada al enfriamiento progresivo (Bonnichsen y Kauffman, 1987; Lescinsky y Fink, 2000).

3.2.2 Formación Riscos Bayos:

3.2.2.1 Facies de Ignimbritas negras:

Esta facies corresponde a un depósito de brechas lapillíticas vítreas que, hacia el techo, pasan transicionalmente a tobas lapillíticas vítreas. Estas rocas afloran en el paredón norte del arroyo Hualcupén, donde presentan una coloración gris oscura y se destacan por su gran espesor de aproximadamente 20 m, y por exhibir una marcada disyunción columnar (Fig. 19 a). Dentro de esta unidad se observa una abundante cantidad de escorias, cuyos tamaños disminuyen gradualmente hacia el techo, definiendo una clara gradación normal (Fig. 19 b).

A escala de afloramiento, esta facies presenta una mala selección, conformada de base a tope, por escorias de tamaños de 4 mm a 1 m en la base. A escala macroscópica esta roca gris oscura exhibe una textura fragmentosa, compuesta por fragmentos juveniles de escorias con tamaños de hasta 5 cm conformando un 15% de la muestra y un 5% de fragmentos de vidrio volcánico masivo (Fig. 19 b). Como componentes accesorios, se observa un 10% de litoclastos de rocas volcánicas de color gris oscuro y rojizo, con tamaños que oscilan entre 2 mm a 4 mm, y un 2% de cristaloclastos de plagioclasa y piroxeno de aproximadamente 1 mm (Fig. 19 b). Todos los componentes se encuentran inmersos en una matriz vítrea de tamaño ceniza, que conforma el 68% de la muestra (Fig. 19 b).

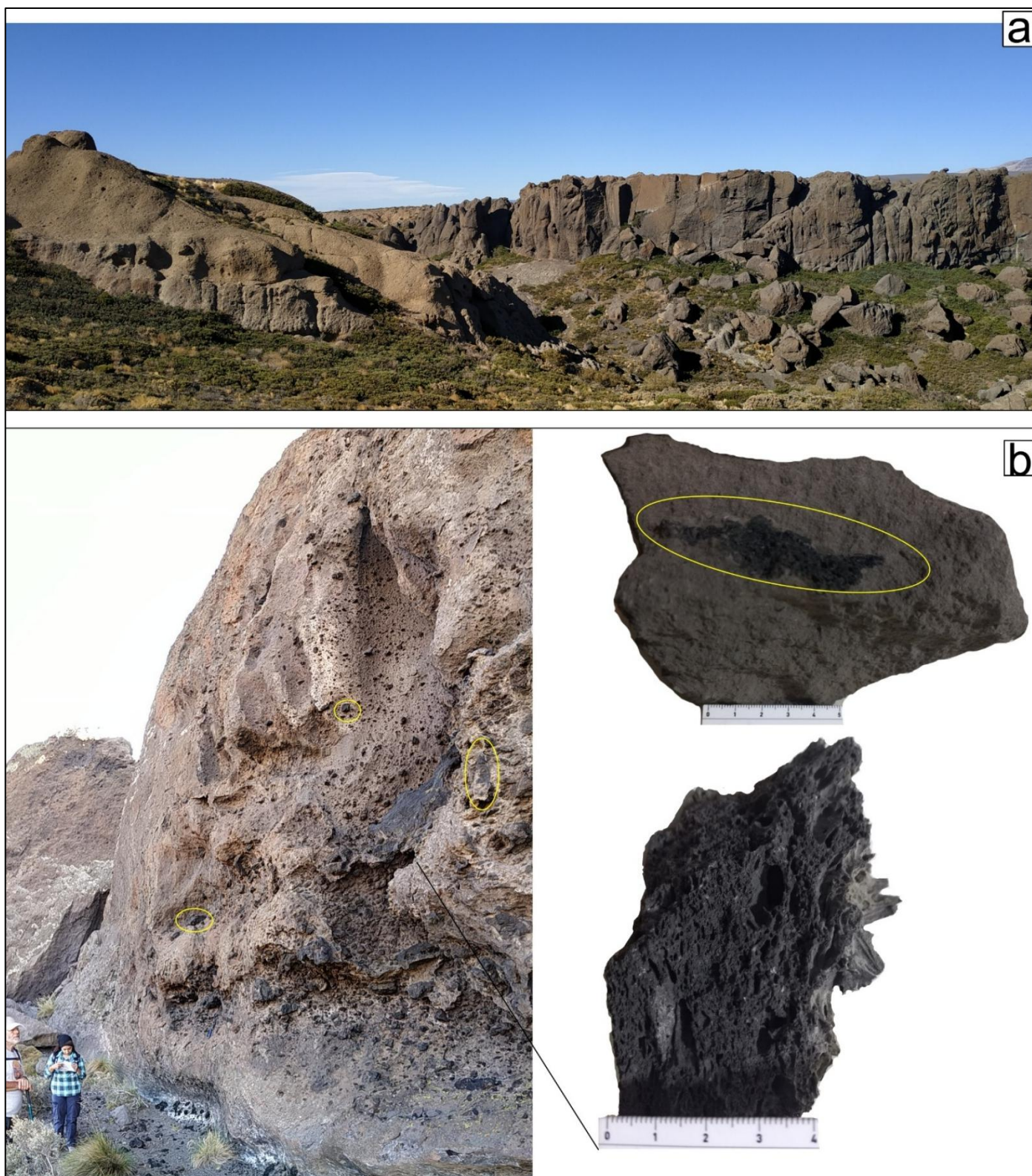


Figura 19. a) Fotografía de afloramiento y muestra de mano de la facies de ignimbritas negras correspondiente a la Formación Riscos Bayos (en amarillo se indican fragmentos de escorias); b) Fotografía general del depósito, donde se observa la disyunción columnar.

En corte delgado esta facies está constituida por componentes juveniles, principalmente fragmentos vítreos vesiculados de pómez y escoria de color castaño, con tamaños menores a 2 mm (Fig. 20 a). Las vesículas de estos fragmentos son predominantemente redondeadas. Además, se encuentran fragmentos vitreos masivos, de color castaño con tamaño menor a 0.5 mm.

En cuanto a los componentes accesorios, predominan fragmentos líticos angulosos a subangulosos de rocas volcánicas con texturas intersertales y vitrofíricas, que contienen principalmente cristales de plagioclasas (Fig. 20 b). También se observaron cristaloclastos de plagioclasas con morfologías subhedrales a euhedrales y tamaños que oscilan entre 1 mm y 1,5 mm (Fig. 20 c). En menor cantidad, se encuentran cristaloclastos anhedrales a subhedrales de piroxenos, con tamaños que varían entre 1 mm y 1,2 mm.

Todos estos componentes están inmersos en una matriz de grano fino, con componentes menores a 0.3 mm, formada por fragmentos vítreos de trizas de pómez cuspidas y en plato, así como por líticos y cristaloclastos (Fig. 20 c).

Las escorias en esta facies contienen vesículas redondeadas de diferente tamaño, superiores a 1 mm, y también presenta cristales de plagioclasa y piroxeno de tamaño menor a 1 mm (Fig. 20 d).

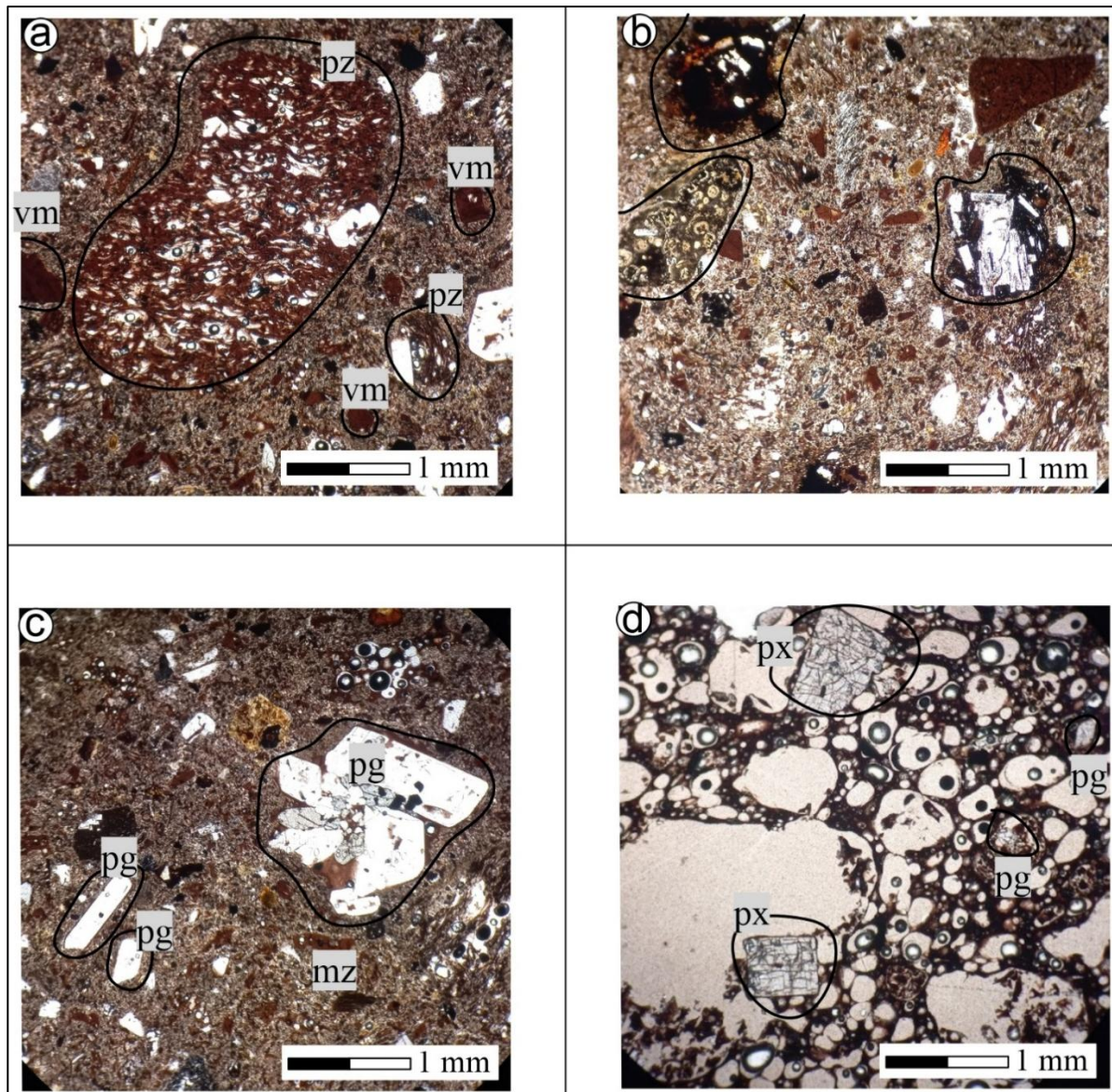


Figura 20. Fotomicrografías de la facies de ignimbritas negras de la Formación Riscos Bayos; a) Fragmentos vesiculados (pz) y vítreos masivos color castaño (vm); b) Fragmentos líticos de rocas volcánicas; c) Fragmentos de plagioclasa (pg) y la matriz de la ignimbrita (mz); d) Corte delgado de las escorias con cristaloclastos de plagioclasa (pg) y piroxenos (px).

Interpretación: esta facies negra representada en la base por brechas lapillíticas vítreas con transición a tobas lapillíticas vítreas podrían ser producto de una corriente de densidad piroclástica de alta energía asociados al colapso de una columna eruptiva o al desarrollo de una fontana piroclástica. El depósito presenta una gradación normal definida por la variación vertical de los tamaños de las escorias lo que indicaría un cambio en el régimen del flujo, posiblemente asociado a una disminución en la carga de partículas gruesas. La estructura de disyunción columnar indica que el material experimentó un enfriamiento y consolidación

relativamente rápida, característico de flujos piroclásticos de alta temperatura y suficiente espesor como para retener el calor durante periodos prolongados (Branney y Kokelaar, 2002).

3.2.2.2 *Facies de ignimbritas amarillas:*

La facies corresponde a un depósito de tobas lapillíticas vítreas de coloración amarilla que se distribuyen principalmente en la zona al sur de la ruta provincial n°26 (Fig. 9).

Los afloramientos de los depósitos de esta facies se observan masivos, mal seleccionados, con un espesor estimado de 15 m (Fig. 21 a). Localmente se observó que la base de esta facies presenta laminación paralela, mientras que, hacia el techo, el depósito es masivo y presenta una gradación inversa respecto a la concentración de pómez (Fig. 21 b y c). A escala macroscópica la roca presenta una textura fragmentosa, compuesta por aproximadamente el 15% de fragmentos juveniles de pómez de tamaños que varían entre 3 cm a 10 cm; componentes accesorios que representan el 20%, conformados por litoclastos de rocas volcánicas de tamaños entre 6 mm a 20 mm. Todos los componentes se encuentran inmersos en una matriz vítrea tamaño ceniza media que conforma el 65% del total (Fig. 21 c).

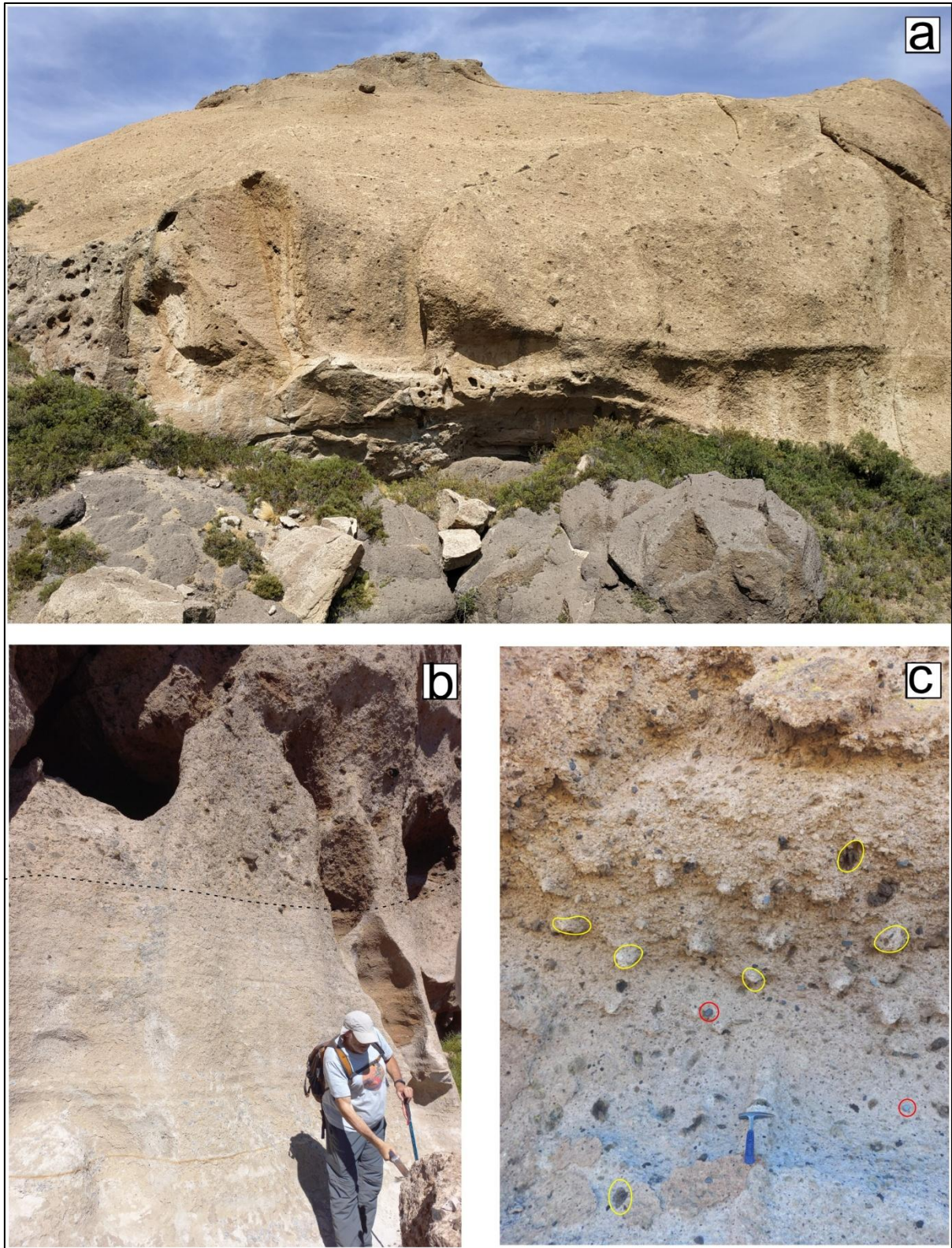


Figura 21. a) Fotografía del afloramiento de la facies de ignimbritas amarillas correspondiente a la Formación Riscos Bayos; b) Fotografía del afloramiento de la facies de ignimbritas amarillas donde se observa una base con estructuras de laminación (flujo diluido) y hacia el techo una sección masiva. La línea punteada indica la transición entre la laminación y el depósito masivo; c) Fotografía de la facies de ignimbritas amarillas masivas donde se observan los fragmentos vitreos vesiculados (en color amarillo) y litoclastos (en color rojo).

En corte delgado, se observó que la facies de ignimbritas amarillas está compuesta por fragmentos juveniles vítreos vesiculados de tamaños mayores a 1 mm (Fig. 22 a), cuyas vesículas presentan formas predominantemente redondeadas. Además, se observan fragmentos vítreos masivos de color castaño con tamaños de 1 mm aproximadamente (Fig. 22 b).

Los componentes accesorios incluyen litoclastos de rocas volcánicas vítreas con texturas intersertales, con tamaños que varían entre 1,5 mm y 2 mm (Fig. 22 c). También se observaron cristaloclastos de plagioclasa subhedrales, cuyo tamaño es de aproximadamente 1 mm. En menor proporción, se observan cristaloclastos de piroxeno subhedrales, con tamaños de hasta 0,3 mm. Todos estos componentes están inmersos en una matriz de grano fino (menor a 0.2 mm), que contiene fragmentos vítreos, litoclastos y cristaloclastos.

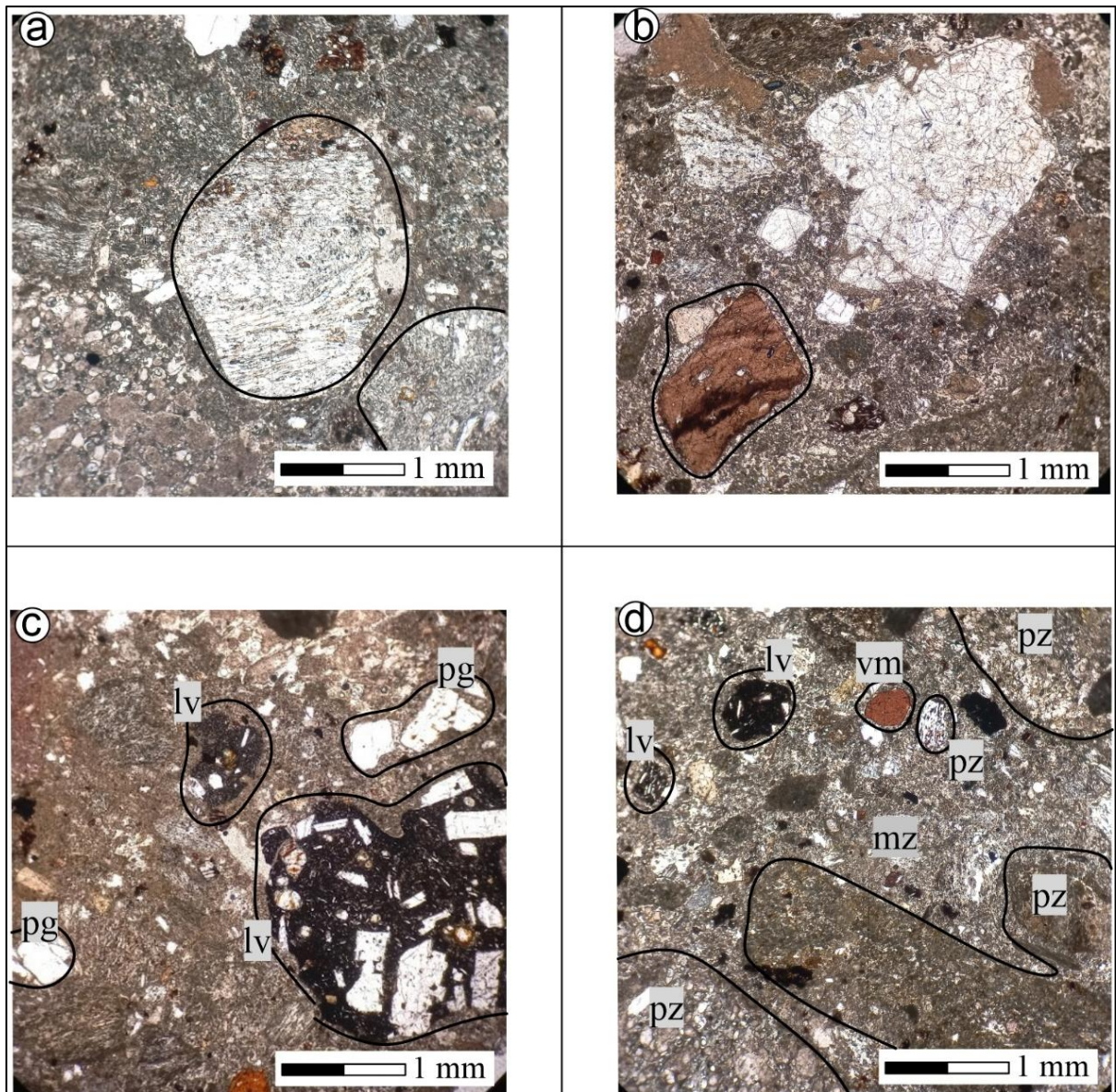


Figura 22. Fotomicrografías de la facies de ignimbritas amarillas de la Formación Riscos Bayos. a) Fragmentos vitreos vesiculados; b) Fragmentos masivos en coloración castaña; c) Fragmentos líticos de rocas volcánicas (lv) y cristaloclastos de plagioclasa (pg); d) Sección general del corte, donde se ven la mayoría de los componentes (mz: matriz; pz: pómez; vm: vidrio masivo; lv: líticos volcánicos).

Interpretación: Esta facies amarilla fueron interpretadas como un depósito piroclástico originado por una corriente de densidad piroclástica. La base del depósito, que presenta laminación difusa, indica una fase inicial de depositación en la que las condiciones de la zona límite de flujo están intermedias entre las zonas dominadas por el escape de fluidos y las dominadas por tracción. Este comportamiento puede ser el resultado de varios factores, como oleadas sucesivas o la incidencia de remolinos turbulentos en la zona de límite de flujo, entre otros (Branney y Kokelaar, 2002). En este depósito, se observa una transición hacia una facies

masiva con mala selección y gradación inversa en la concentración de pómez. Estas características sugieren que el flujo estuvo dominado por el escape de fluidos, y por la pérdida de energía a medida que se propagaba. Este proceso provocó una disminución en la tasa de cizallamiento y en la concentración de clastos en la zona inferior, lo que, a su vez, redujo la eficacia de la filtración selectiva, permitiendo la deposición progresiva de pómez de mayor tamaño (Branney y Kokelaar, 2002).

3.2.3 Ignimbrita Carreri:

3.2.3.1 Facies de ignimbritas blancas:

Esta unidad corresponde a un depósito de tobas lapillíticas vítreas. Se observa sobre el paredón norte del arroyo Hualcupén, y es la más alta en términos topográficos, formando cordones característicos de color blanco con orientación este-oeste y un espesor de 7 m (Fig. 23). A escala macroscópica, la roca exhibe una textura fragmentosa, compuesta por fragmentos juveniles en una proporción aproximada del 15% de pómez rosada con tamaños de hasta 15 mm; componentes accesorios que representan un 15%, conformada por cristaloclastos de cuarzo y biotita de tamaños hasta 1 mm; y un 7% de litoclastos de rocas volcánicas, cuyos tamaños varían entre 2 mm y 5 mm (Fig. 24 a). Todos estos componentes inmersos en una matriz vítrea tamaño ceniza fina, que constituye el 63% del total (Fig. 24 a).



Figura 23. Fotografía panorámica de la distribución de los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Carreri y los depósitos de la Formación Riscos Bayos.



Figura 24. a) Fotografía de afloramiento y muestra de mano de la facies de ignimbritas blancas correspondiente a la ignimbrita Carreri. En amarillo se indican los fragmentos de pómez rosadas; b) Fotografía general del depósito.

A escala microscópica se observó que esta facies está constituida por fragmentos juveniles vítreos vesiculados de pómez, con tamaños que oscilan entre 1 y 1.4 mm (Fig. 25 a). Las vesículas de estos fragmentos son predominantemente redondeadas.

Los componentes accesorios están conformados mayoritariamente por cristaloclastos. Entre ellos, destacan plagioclasa subhedrales a euhedrales de 1 mm a 1,5 mm, cuarzo anhedral de 1 mm a 1,2 mm y biotita euhedrales a subhedrales de tamaño menor a 1 mm, cuyos bordes se encuentran altamente alterados a óxidos (Fig. 25 b). En menor proporción, se observan líticos de rocas volcánicas, también alterados por la presencia de óxidos (Fig. 25 c). Todos estos componentes se hallan inmersos en una matriz fina (<0.3 mm), compuesta por fragmentos vítreos de trizas pumíceas y cuspadas (Fig. 25 d).

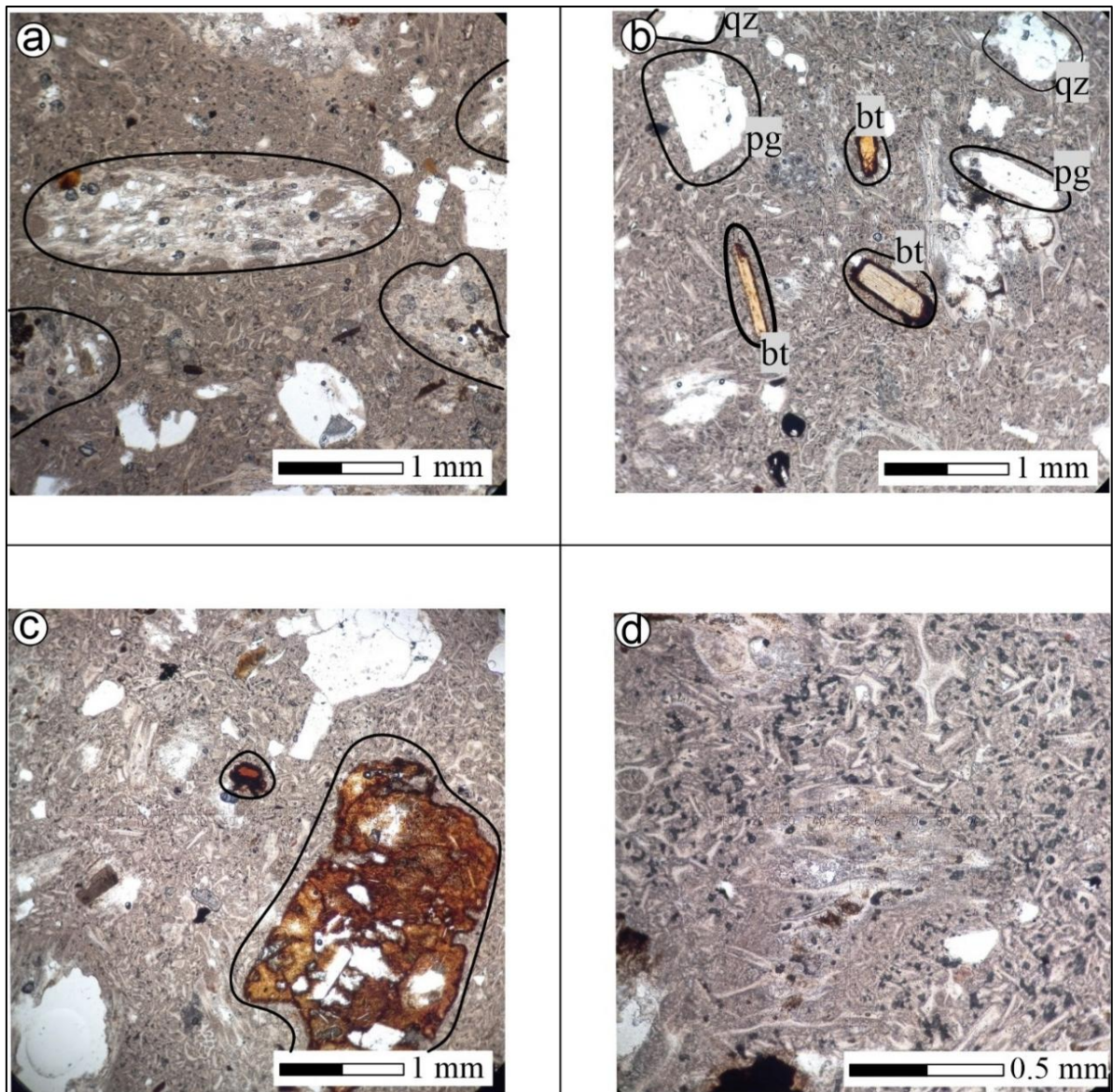


Figura 25. Fotomicrografías de la Ignimbrita Carreri; a) Fragmentos de pómez; b) Cristaloclastos de biotita (bt), cuarzo (qz) y plagioclasa (pg); c) Litoclastos de rocas volcánicas sumamente alteradas a óxidos; d) Matriz conformada por fragmentos vítreos de trizas pumíceas y cuspidas.

Interpretación: esta facies de ignimbritas blancas, caracterizada por conformar un depósito masivo y contener una matriz rica en pómez y cristales, se interpreta como un depósito formado por una corriente de densidad piroclástica de alta densidad, asociada al colapso de una columna eruptiva. Este depósito se asocia a un flujo piroclástico dinámico donde los componentes se depositaron de manera uniforme, lo cual es común en los flujos dominados por el escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002).

4. DISCUSIONES

4.1 Estratigrafía

La Formación Hualcupén fue descripta tradicionalmente como una unidad conformada principalmente por lavas máficas a intermedias y algunos niveles volcaniclásticos de poca relevancia estratigráfica, relacionados con un evento efusivo asociado a un régimen tectónico extensional previo a la formación de la caldera Caviahue. Respecto de los niveles volcaniclásticos, Pesce (1989) señaló la presencia de aglomerados volcánicos, presentes principalmente en la sección inferior de la unidad, mientras que Mazzoni y Licitra (2000) y Rovere *et al.*, (2004) mencionaron en referencia a los afloramientos del borde oriental de la caldera Caviahue, intercalaciones de “depósitos de flujos piroclásticos” y “tobas e ignimbritas”, respectivamente.

En este trabajo, se interpreta a la Formación Hualcupén como la unidad más antigua de la zona de estudio (Fig. 26), constituida por una sección inferior con predominio en depósitos volcaniclásticos, que incluyen a la facies de ignimbritas grises y a la facies de ignimbritas rojas, y una sección superior conformada por las lavas denominadas Hualcupén. A diferencia de la bibliografía clásica referente a la Formación Hualcupén, aquí se observó que la relevancia de los niveles volcaniclásticos, al menos en el sector del área de estudio, es mayor a lo mencionado en trabajos previos, lo cual relativiza la idea extendida de la Formación Hualcupén como una secuencia mayormente lávica asociada exclusivamente a un volcanismo efusivo.

Por otro lado, los depósitos de la Formación Riscos Bayos fueron inicialmente caracterizados como depósitos resultantes de corrientes de densidad piroclásticas vinculadas al colapso de la caldera Caviahue (Pesce, 1989; Linares, 1999; Mazzoni y Licitra, 2000). Sin embargo, el origen de estas ignimbritas aún no está claro, y existen diferentes propuestas. Por ejemplo, Varekamp *et al.*, (2006), distinguieron cuatro facies en la Formación Riscos Bayos (RB0, RB1, RB2 y RB3), y a partir de análisis petrográficos y geoquímicos, concluyeron que estas ignimbritas no estarían vinculadas al colapso de la caldera Caviahue, debido a diferencias mineralógicas y geoquímicas con las ignimbritas intracalderas y a su escaso volumen de $\sim 7 \text{ km}^3$, significativamente menor al estimado para la caldera ($\sim 160 \text{ km}^3$). Por el contrario, Hang *et al.*, (2021), mediante análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética, interpretaron direcciones de flujo compatibles con un centro de emisión ubicado en el actual volcán Copahue. En función de estos resultados, los autores sugieren que las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos estarían vinculadas al colapso calderico de la caldera Las Mellizas.

(Pesce 1989; Melnick *et al.*, 2006). En este trabajo, se dividieron los depósitos de la Formación Riscos Bayos en dos facies ignimbríticas petrográficamente similares: una facies de ignimbritas amarillas y una facies de ignimbritas negras (FN) (Fig. 26), equivalentes a las facies RB1 y RB2 de Varekamp *et al.*, (2006); los cuales fueron interpretados aquí como depósitos de corrientes de densidad piroclástica concentrados, provenientes de la caldera Las Mellizas, en consonancia con las interpretaciones de Hang *et al.*, (2021).

Por último, Varekamp *et al.*, (2006), señalan que la unidad RB3 presenta una composición petrográfica y geoquímica distinta respecto a los depósitos subyacentes, teniendo similitudes con la composición del domo Cerro Bayo. Según estos autores, RB3 representa el depósito más antiguo de la secuencia, y que su posición actual se debe a una inversión del relieve que afectaron a la región. Por su parte, Zanettini *et al.*, (2010), describieron depósitos tabulares ignimbríticos riolíticos de color blanco grisáceo con cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y biotita. Estos depósitos se ubican a 5 km al sureste de la zona de estudio y podrían correlacionarse con los depósitos descritos como RB3 por Varekamp *et al.*, (2006).

En este trabajo, interpretamos que la facies de ignimbritas blancas (IC) (RB3 de Varekamp *et al.*, 2006) (Fig. 26) presenta diferencias lo suficientemente significativas respecto a las ignimbritas amarillas y negras como para ser considerada una unidad independiente, por fuera de la Formación Riscos Bayos. Esta diferenciación se basó principalmente en las diferencias petrográficas observadas, como la composición mineralógica de los cristaloclastos y las diferencias presentes en la matriz, entre otros. En consecuencia, se la incluye dentro de la Ignimbrita Carreri propuesta por Zanettini *et al.*, (2010). Su origen estaría asociado a la erupción del domo Cerro Bayo, como lo propusieron Varekamp *et al.*, (2006). Por otro lado, los datos recolectados en el trabajo de campo sugieren que estos depósitos son los más jóvenes de la sucesión presente en el sector medio de la quebrada de Hualcupén, ubicándose estratigráficamente por encima de las ignimbritas amarillas y negras de la Formación Riscos Bayos, en contraposición a lo propuesto por Varekamp *et al.*, (2006) (Fig. 26).

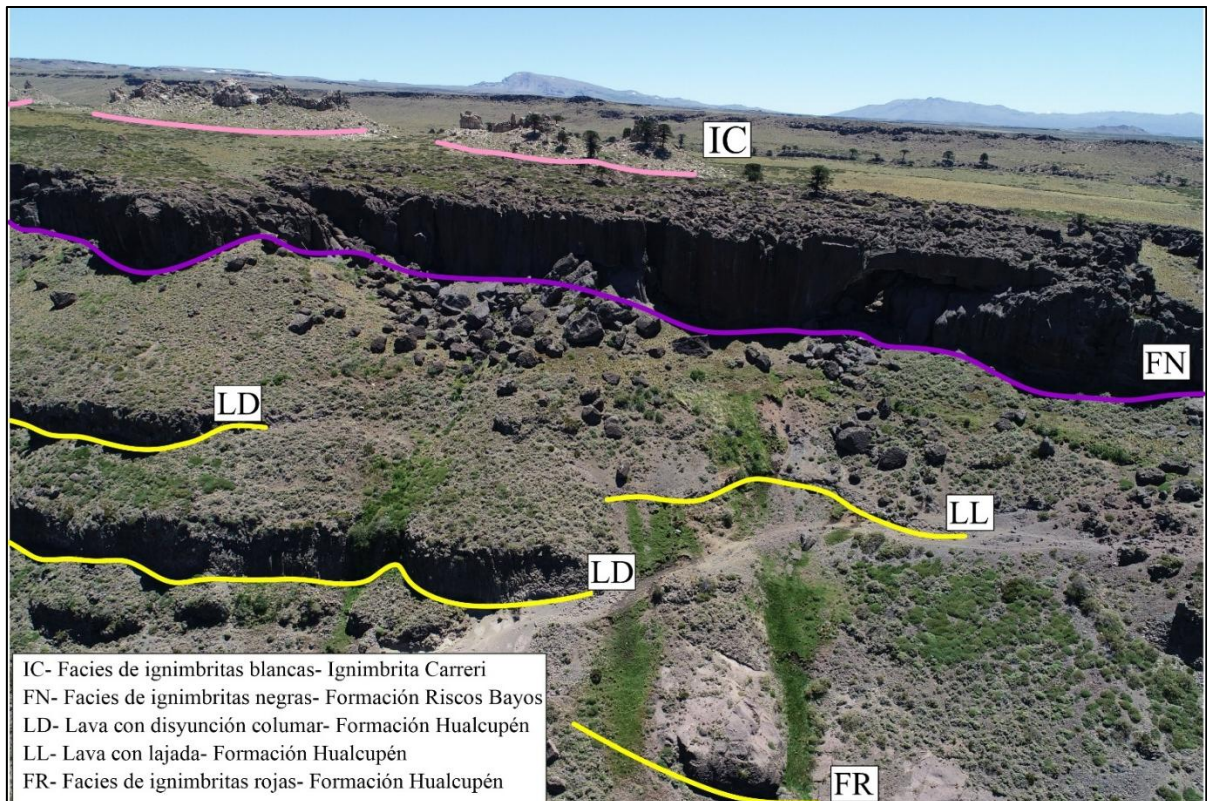


Figura 26. Fotografía de campo, tomada con dron tipo “DJI phantom3 “, donde se observa la sucesión estratigráfica del sector norte de la zona de estudio.

4.2 Evolución geológica del área

En base a los resultados obtenidos en este trabajo y teniendo en cuenta la bibliografía previa, se interpretan tres episodios principales dentro de la evolución geológica del área de estudio (Fig. 27):

El primer episodio (Fig. 27. Etapa 1) habría ocurrido con anterioridad a la formación de la caldera Caviahue y correspondería a un evento eruptivo compuesto por una fase explosiva, responsable de los depósitos volcanoclásticos, y una fase efusiva, que generó la facies de lavas. Su principal foco de emisión se habría localizado en la zona de Las Maquinas, en relación con la erupción de un estratovolcán denominado volcán Hualcupén, el cual habría dado origen a las distintas facies que conforman la Formación Hualcupén (ignimbritas grises, rojas y lavas del Hualcupén).

La caldera Caviahue corresponde a una depresión rectangular de aproximadamente 15 x 20 km, ubicada en la parte central del lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe (CCM), por lo que su formación se atribuye a un evento de colapso volcánico con fuerte control estructural (Melnick *et al.*, 2006). Estos autores, interpretan la caldera como una estructura de arranque,

generada por desplazamientos dextrales a lo largo de la Zona de Fallas Liquiñe-Ofqui (ZFLO). La evidencia principal radica en el límite estructural definido por la Zona de Fallas Copahue-Antiñir (ZFCA) al norte y ZFLO al sur, ambas activas durante el Plio-Cuaternario. La morfología rectangular poco habitual en calderas volcánicas, y la presencia de hemigrábenes simétricos al norte y sur, refuerzan la idea de un control tectónico en su formación (Melnick *et al.*, 2006).

Un segundo episodio (Fig. 27. Etapa 2) ocurrió después de la formación de la caldera Caviáhue, en el Plioceno superior, durante el cual se habría generado la caldera Las Mellizas, ubicada en la actual posición del volcán Copahue. La formación de esta caldera habría generado los depósitos de corrientes piroclásticas concentradas, correspondientes a las facies de ignimbritas amarillas y negras de la Formación Riscos Bayos.

Por último, un tercer evento explosivo (Fig. 27. Etapa 3) habría originado los depósitos más evolucionados de esta secuencia, las ignimbritas Carreri. Si bien el origen de este último episodio no está claro, debido a las diferencias petrográficas con las rocas subyacentes, este evento pudo deberse a la erupción de los domos ácidos ubicados en el CVCC, en particular del domo Cerro Bayo, como lo plantearon Varekamp *et al.*, (2006).

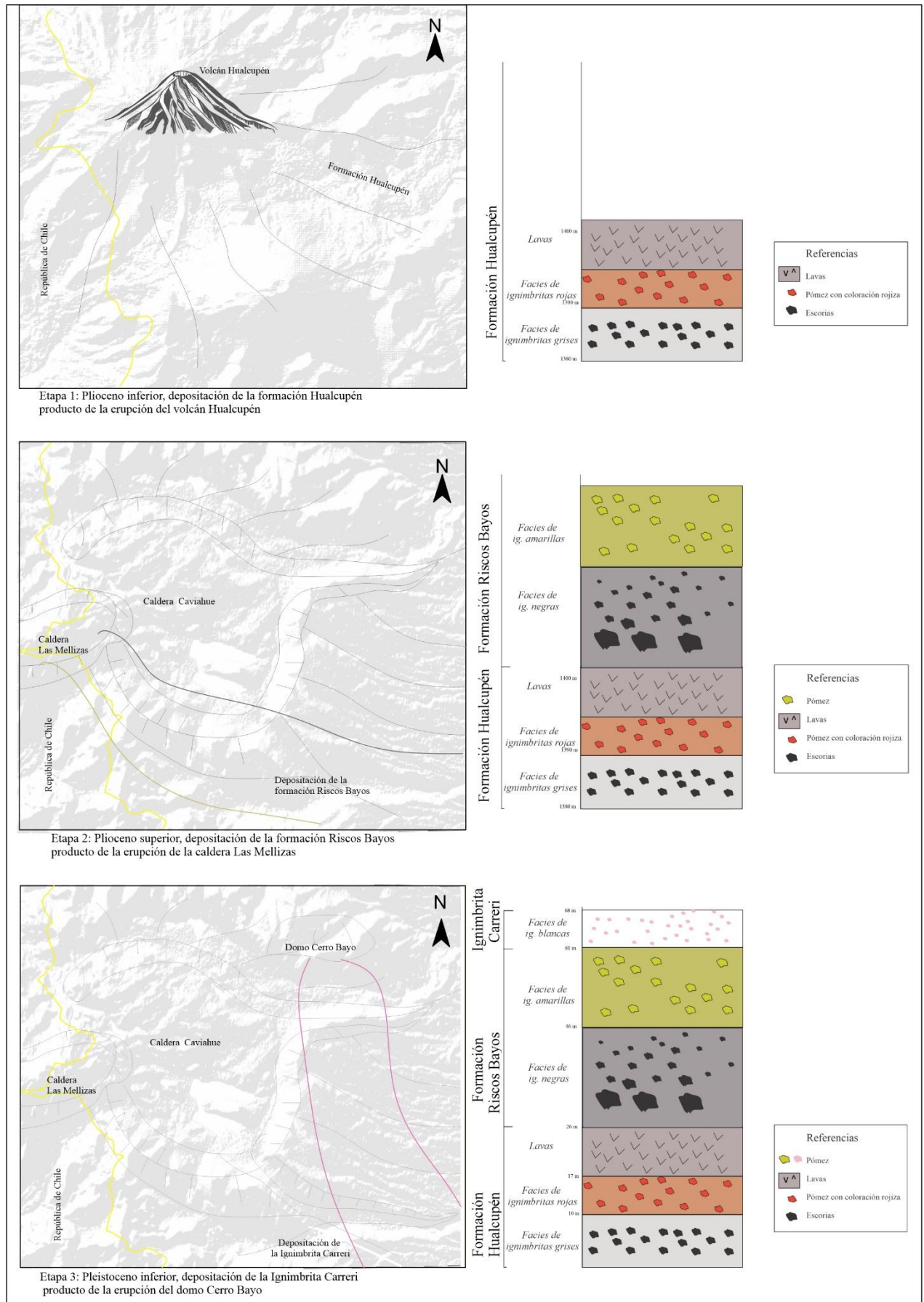


Figura 27. Esquema interpretativo de la evolución geológica de la zona de estudio.

5. CONCLUSIONES

Este trabajo se centró en el análisis geológico detallado del sector medio de la quebrada de Hualcupén, entre las coordenadas 37°55'42" /37°57'54" de latitud sur y 70°51'17" /70°49'09" de longitud oeste. A partir de las relaciones de campo y el estudio petrográfico realizado, se llegó a las siguientes conclusiones y resultados:

- Se identificaron seis facies de las unidades ya reconocidas del CVCC. Entre ellas tres facies que conforman la Formación Hualcupén; dos facies que conforman a la Formación Riscos Bayos; y una facies superior que conforma a la unidad de la Ignimbrita Carreri.

- Se distinguieron tres facies en la formación Hualcupén: una facies de ignimbritas grises, una facies de ignimbritas rojas y una facies de lavas.

- Se identificaron dos facies petrográficamente similares que conforman a la Formación Riscos Bayos: una facies de ignimbritas amarillas y una facies de ignimbritas negras.

- Se identificó la facies de ignimbritas blancas como parte de la ignimbrita Carreri.

- La Formación Hualcupén ha sido tradicionalmente descrita como una unidad dominada por lavas máficas a intermedias. Sin embargo, en este trabajo se evidencia que la Formación Hualcupén está compuesta por depósitos volcaniclásticos, además, de los flujos lávicos. Estas evidencias sugieren que la Formación Hualcupén no debe considerarse exclusivamente como el producto de un evento efusivo, sino como un evento eruptivo compuesto por una fase explosiva responsable de los depósitos volcaniclásticos y una fase efusiva, responsable de la depositación de la facies de lavas.

- La Formación Riscos Bayos ha sido interpretada por varios autores como el resultado del colapso de la caldera Caviahue. Sin embargo, estudios recientes han cuestionado esta hipótesis, señalando diferencias mineralógicas, químicas y volumétricas con las ignimbritas intracalderas y le atribuyen su formación a la caldera las Mellizas. En este trabajo, se propone una nueva caracterización de la unidad, identificando dos facies principales: la facies de ignimbritas amarillas y facies de ignimbritas negras.

- La Ignimbrita Carreri ha sido incluida en la mayoría de los trabajos como parte de la Formación Riscos Bayos, sin embargo, debido a sus diferencias mineralógicas, en este trabajo se propone una diferenciación para estos depósitos, atribuyéndola como ignimbrita

Carreri debido a las similitudes petrográficas y a la distancia a los que se encuentran los depósitos descritos como Ignimbrita Carreri.

– En base a la información recolectada se distinguen tres eventos principales en la evolución geológica del área de estudio: un primer evento relacionado con depositación de la formación Hualcupén; un segundo evento asociado a la depositación de las corrientes de densidad concentradas que dieron origen a la Formación Riscos Bayos, y un último evento caracterizado por la erupción de cerro Bayo y la depositación de la Ignimbrita Carreri.

6. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero expresar mi más profundo agradecimiento a mis directores, Alejandro y Alberto, por su guía, paciencia y apoyo a lo largo del desarrollo de este trabajo final. Su dedicación y conocimientos fueron de gran importancia para concretar este trabajo, brindándome todas las herramientas necesarias para crecer de forma académica y profesional. Aprecio enormemente su compromiso y el tiempo dedicado a orientarme en cada etapa de esta tesis. Su apoyo, consejos y enseñanza han sido de gran importancia para mí.

Agradezco a la Universidad Nacional de Río Negro por su educación pública, gratuita y de calidad, por darme la oportunidad de estudiar la carrera que quise cerca de mi ciudad natal, Plaza Huincul. A todo el plantel docente de Geología, cada uno de ellos quedara en mi memoria por todo el conocimiento y el apoyo brindado; a la comisión de trabajo final de grado. Al Instituto de Investigación de Paleobiología y Geología, por brindarme un espacio y herramientas para la realización de este trabajo final de grado.

A mi compañera incondicional, que me acompañó estos últimos 4 años de mi carrera y vida, la que estaba al lado mío en cada momento, mi perra, Pirita.

Agradezco a mi mamá, Cecilia, por siempre estar ahí, por ser mi refugio, por toda la confianza, apoyo y amor que recibí toda mi vida, sin vos nada sería posible. A mi hermana Cecilia y mis sobrinos Lurdes y Franchesco, por todo el amor y compañía que me brindan día a día.

A mi papá Oscar, por siempre estar en cada paso importante de mi vida, por tu amor, por apoyarme, por enseñarme el valor del esfuerzo y confiar plenamente en mí, a Claudia y a mi hermana Martina por el amor, la confianza, por estar siempre ahí, por cada momento compartido, sin ustedes tampoco sería posible nada.

Agradezco a toda mi familia, tíos, primos, abuelos, a Mauricio. A mis amigos de la vida y los que hice en esta etapa académica de mi vida, por darme alegría, aliento, y por simplemente estar para mí. A Augusto, por compartir conmigo esta etapa, por la paciencia, por celebrar conmigo cada pequeño logro, por siempre estar en cada detalle.

Finalmente deseo expresar mi sincero agradecimiento al jurado evaluador de este trabajo final de grado, por su tiempo y dedicación en la revisión de mi trabajo.

7. BIBLIOGRAFÍA

Albite, J. M. (2020). Geología y análisis petrológico evolutivo del Complejo Volcánico Caviahue Copahue (CVCC), provincia de Neuquén, Argentina. (Tesis doctoral, Instituto de Geociencias).

Aydin, A., y DeGraff, J. M. (1988). Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. *Science*, 239(4839), 471-476.

Báez, A. D., Báez, W., Caselli, A. T., Martini, M. A. y Sommer, C. A. (2020). The glaciovolcanic evolution of the Copahue volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Argentina-Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 396, 106866.

Branney, MJ, y Kokelaar, P. (2002). Corrientes de densidad piroclásticas y sedimentación de ignimbritas (Memorias de la Sociedad Geológica N. ° 27). Sociedad Geológica de Londres.

Bonnichsen, B., y Kauffman, D. F. (1987). Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho.

Budkewitsch, P., y Robin, P. Y. (1994). Modelling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(3), 219-239.

Caselli, A. T., Velez, M. L., Agosto, M., Liccioli, C. y Vaselli, O. (2016). Prehistoric to historic volcanic activity at Copahue Volcano. En F. Tassi, O. Vaselli, & A. T. Caselli (Eds.), *Copahue Volcano, Active Volcanoes of the World* (pp. 49–59). Springer.

Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A. y Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129-149.

Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G. y Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3–4), 289-314.

Fisher, R. V. (1966). Rocas compuestas de fragmentos volcánicos y su clasificación. *Earth-Science Reviews*, 1 (4), 287–298. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(66\)90010-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(66)90010-9)

Folguera, A., y Ramos, V. A. (2000). Control estructural del volcán Copahue (38° S-71° O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3), 229-244.

Folguera, A., Ramos, V. A. y Melnick, D. (2003). Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco: Cordillera Neuquina (37° 30´-38° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(1), 3-19.

Folguera, A., Ramos, V. A., Hermanns, R. L. y Naranjo, J. (2004). Neotectónica en las estribaciones de los Andes centrales más australes (37°–38° S): Evidencia de desplazamientos de rumbo a lo largo de la zona de falla Antñir-Copahue. *Tectónica*, 23(5).

González, O. y Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago, 121 p.

González Díaz, E. F. (2003). El englazamiento en la región de la caldera de Cavihue-Copahue (Provincia del Neuquén): Su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(3), 356-366.

González Díaz, E. F. (2005). Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(1), 72-87.

Haag, M. B., Sommer, C. A., Savian, J. F., Caselli, A. T., Moncinhatto, T. R., Hartmann, G. A. y da Trindade, R. I. F. (2021). AMS y magnetismo de rocas en el Complejo Volcánico Cavihue-Copahue (Andes Sur): Centro de emisión, dinámica de flujo e implicaciones para el emplazamiento de PDC no soldados. *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 416, 107283.

Hernando, IR, Petrinovic, IA, Guzman, SR, Calvo, L., Bucher, J. y Balbis, C. (2022). Emplazamiento y estilo eruptivo de ignimbritas de alto grado provenientes de respiraderos de fisuras: La ignimbrita Las Mellizas, complejo volcánico Cavihue-Copahue, Andes meridionales. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , 427 , 107571.

Lescinsky, D. T., y Fink, J. H. (2000). Lava and ice interaction at stratovolcanoes: use of characteristic features to determine past glacial extents and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B10), 23711-23726.

Linares, E., Ostera, H. A. y Mas, L. C. (1999). Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54, 240–247.

Mazzoni, M. M., y Licitra, D. T. (2000). Significado estratigráfico y vulcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3), 188-200.

Melnick, D., Folguera, A., Rosenau, M., Echtler, H. y Potent, S. (2002). Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39° S), Patagonian Andes. 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG).

Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue–Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38° S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1–2), 66-88.

Muñoz, J. y Stern, C. (1988). The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, 147-161.

Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcánicoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, (48), 15-39.

Niemeyer, H. R. y Muñoz, J. (1983). Geología de la hoja Laguna de La Laja, Región del Bío-Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas.

Pesce, A. H. (1989). Evolución volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue y su modelo térmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(1–4), 307-327.

Radic, J. P., Rojas, L., Carpinelli, A. y Zurita, E. (2002). Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín región cordillerana chileno-argentina (36° 30'-39° 00'S). 15° Congreso Geológico Argentino.

Rovere, E. I., Caselli, A. T., Tourn, S., Leanza, H. A., Hugo, C. A., Folguera, A. y Danieli, J. C. (2004). Hoja Geológica 3772-IV Andacollo. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Sruoga, P. y Consoli, V. C. (2011a). El volcán Copahue. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina.

Stern, C. R. (2004). Volcanismo activo andino: Su contexto geológico y tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161-206.

Varekamp, J. C., de Moor, J. M., Merrill, M. D., Colvin, A. S., Goss, A. R., Vroon, P. Z. y Hilton, D. R. (2006). Geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina.

Vigide, N. C. (2021). Aplicación de modelos análogos para el análisis de la evolución de sistemas volcánicos andinos. Tesis doctoral (inédito), Universidad Nacional de Buenos Aires, Buenos Aires.

White, JDL y Houghton, BF (2006). Rocas volcánicas primarias. *Geología*, 34 (8), 677–680. <https://doi.org/10.1130/G22346.1>

Zanettini, J. C., Leanza, H. A., Guisiano, A. y Santamaría, G. (2010). Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino.