

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA SAN
JUAN BOSCO

Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias
de la Salud Departamento de Geología



TESIS DOCTORAL

REGISTRO DE ERUPCIONES VOLCÁNICAS POSTGLACIALES
EN LA PATAGONIA CENTRAL EXTRAANDINA

Geól. Silvana Soledad Rodríguez

Directores: Dr. Alejandro Montes y Dr. Gustavo Villarosa

Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina

2025



RESUMEN

Este estudio se centra en el registro de capas de tefra en una porción de la Patagonia central extraandina, ubicada al SE de la provincia de Chubut. Su origen está vinculado a erupciones explosivas de estratovolcanes situados en el sector más austral de la Zona Volcánica Sur (ZVS), durante el Holoceno. La distribución espacial de las tefras está condicionada principalmente por los vientos dominantes del oeste, dispersando y depositando las partículas más finas hacia el este de los Andes, donde condiciones climáticas áridas predominaron durante esta época. El objetivo principal es establecer la cronología de los eventos volcánicos que afectaron la región y evaluar el potencial de las capas de tefra como marcadores cronoestratigráficos de referencia para el período postglacial. En este contexto, se estudiaron cinco sitios denominados: Arroyo La Mata, Cañadón de los Boers, Sur de Colhué Huapi, Rocas Coloradas y Puerto Visser, ubicados entre 300 y 525 km al este de los estratovolcanes de la ZVS.

Las capas de tefra halladas en los sitios Arroyo La Mata y Cañadón de los Boers se preservan entre sedimentos que conforman terrazas fluviales holocenas, asociadas a sistemas fluviales de comportamiento efímero. Sus características sugieren procesos de removilización localizada, posiblemente ocurridos inmediatamente después de la erupción. Las capas de tefra identificadas en los sitios Sur de Colhué Huapi y Rocas Coloradas, se preservan entre depósitos aluviales y eólicos, con características de depositación primaria.

Estos cuatro sitios presentan capas de tefra con componentes vítreos de características similares, incluyendo la geoquímica de elementos mayoritarios y las propiedades físicas como el color, la morfología y el tamaño de grano, que permiten inferir su origen a un mismo evento volcánico, por lo que se le asignó en este trabajo el nombre de Nivel de Tefra 1 (NT1). La tefra presenta una coloración blanquecina a gris clara, con baja

consolidación y se compone de vitroclastos bien preservados y con morfologías diversas, típicas de erupciones muy explosivas. La geoquímica de elementos mayoritarios del vidrio volcánico es consistente con el campo composicional del volcán Hudson (Killian *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2019; Stern *et al.*, 2016), específicamente con la erupción H2, cuya dispersión fue registrada hacia el E-SE (~3,6 ka AP, Naranjo y Stern, 1998). Por otro lado, se realizaron dos dataciones radiocarbónicas en huesos y carbones de origen arqueológico, registrados debajo de la capa NT1 en el sitio Arroyo La Mata. Las edades obtenidas otorgan a la tefra una edad máxima entre 3547 y 3983 años cal AP, coincidente con las edades registradas para la tefra H2 por otros autores (Naranjo y Stern, 1998; Smith *et al.*, 2019; Van Daele *et al.*, 2016; Zanchetta *et al.*, 2021). Además, estas edades son coherentes con las obtenidas por Moreno *et al.* (2016) en dos sitios arqueológicos asociados a la capa de tefra identificada en el sitio Sur de Colhué Huapi. A partir del registro en ALM y el realizado por Moreno *et al.* (2016), puede observarse una vinculación entre la erupción H2 y las ocupaciones humanas de la época en la región.

Por otra parte, en el sitio Puerto Visser, se identificaron finas capas y lentes de tefra, con una coloración gris clara y baja consolidación. Las fracciones vítreas muestran características petrográficas, morfológicas y geoquímicas similares, que permiten inferir un mismo origen para todas las capas, por lo que se le asignó en este trabajo el nombre de Nivel de Tefra Puerto Visser (NPV). Los vitroclastos individuales se encuentran bien preservados, con morfologías variadas, típicas de erupciones muy explosivas. Los análisis puntuales de elementos mayoritarios indican un vidrio rico en SiO₂, consistente con el campo composicional del volcán Chaitén, cuyos productos piroclásticos de las distintas erupciones, indican siempre composiciones riolíticas. Se postula que la depositación inicial de la tefra NPV estuvo expuesta a un sistema fluvial efímero, con múltiples reactivaciones a lo largo de miles de años, desencadenadas por eventos de precipitaciones

extremas capaces de removilizar el depósito primario aguas abajo de la cuenca, en un cuerpo de agua situado en un entorno costero, protegido del oleaje. Asimismo, las capas de la tefra NPV están ubicadas estratigráficamente por debajo de depósitos de playa (*foreshore*), asociados al máximo alcance de la transgresión marina del Holoceno, de aproximadamente 6,6 ka AP (Fucks *et al.*, 2018; Schellmann y Ratke, 2010), lo que permite establecer una edad mínima para la tefra. Igualmente, el estrato limo arenoso de la base del perfil fue datado en 11629-11943 años cal. AP, que permite establecer una edad máxima. Sin embargo, al tratarse de depósitos retransportados en diferentes episodios, resulta complejo establecer con certeza el evento volcánico de origen.

Los resultados obtenidos en este estudio, permiten interpretar a la tefra NT1 como un marcador cronoestratigráfico de referencia regional para el Holoceno en la Patagonia extraandina. Asimismo, los registros obtenidos tanto de la tefra NT1 como de la tefra NPV, refuerzan el valor de los depósitos distales en la región. En este contexto, la determinación del alcance y dispersión de tefras distales constituye una herramienta clave para ajustar la estimación de la dinámica eruptiva, su frecuencia y los riesgos asociados (Stern, 2008; Fontijn *et al.*, 2014; Del Carlo *et al.*, 2018; Zanchetta *et al.*, 2021, entre otros). En Patagonia extraandina, donde el potencial de preservación de tefras es bajo, su identificación, caracterización y correlación cobran especial relevancia en la reconstrucción de eventos volcánicos holocenos asociados a los estratovolcanes de la ZVS. Además, permiten aportar información relevante para reconstrucciones arqueológicas y paleoambientales de la región.

ABSTRACT

This study focuses on the record of tephra layers in a sector of extra-Andean central Patagonia, located SE of Chubut province. These deposits originate from explosive eruptions of stratovolcanoes in the southernmost part of the Southern Volcanic Zone (SVZ) during the Holocene. Their spatial distribution is primarily controlled by the prevailing westerly winds, which transported and deposited fine particles east of the Andes, in areas where arid climatic conditions predominated during this Epoch. The main objective is to establish the chronology of volcanic events that affected the region and assess the potential of tephra layers as reference chronostratigraphic markers for the postglacial period. In this context, five sites were analyzed: Arroyo La Mata, Cañadón de los Boers, Sur de Colhué Huapi, Rocas Coloradas, and Puerto Visser, located between 300 and 525 km east of the SVZ stratovolcanoes.

At Arroyo La Mata and Cañadón de los Boers, tephra layers are preserved within Holocene fluvial terrace sediments, associated with ephemeral stream systems. Their characteristics suggest localized remobilization processes, possibly occurring shortly after eruption. At Sur de Colhué Huapi and Rocas Coloradas, tephra layers are preserved between alluvial and eolian deposits, showing features of primary deposition.

All four sites contain tephra layers with similar physical and geochemical characteristics, such as color, morphology, grain size, and major elements composition, indicating a shared origin. These were grouped under the designation Tephra Level 1 (NT1). The tephra has a whitish to light gray coloration, with low consolidation, and is composed of well-preserved vitroclasts with diverse morphologies, typical of very explosive eruptions. The glass composition aligns with the Hudson volcano (Killian *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2019; Stern *et al.*, 2016), particularly the H2 eruption, whose dispersion was recorded to the E-SE (~ 3,6 ka AP, Naranjo and Stern, 1998). Radiocarbon dates obtained from

archaeological materials below the NT1 layer at Arroyo La Mata provide a maximum age between 3547 and 3983 cal yr BP, consistent with prior records of the H2 eruption (Naranjo and Stern, 1998; Panaretos *et al.*, 2021; Smith *et al.*, 2019; Van Daele *et al.*, 2016; Zanchetta *et al.*, 2021). Similar ages from the archaeological context at South Colhué Huapi (Moreno *et al.*, 2016) further support a regional link between the H2 tephra and human occupations during the mid-Holocene.

At Puerto Visser, thin tephra layers and lenses with low consolidation and light gray coloration were identified. The volcanic glass shows rhyolitic compositions and morphological features typical of highly explosive eruptions. These layers, grouped as the Puerto Visser Tephra Level (NPV), are stratigraphically located below Holocene foreshore deposits, setting a minimum age of ~6,6 ka BP (Fucks *et al.*, 2018; Schellmann and Ratke, 2010). A sandy silt layer at the base of the sequence yielded a maximum age of 11629-11943 cal yr BP. The reworked nature of these deposits complicates precise correlation, although glass chemistry suggests a potential source in the Chaitén volcano, whose Holocene eruptive record includes rhyolitic events.

The results of this study support the interpretation of NT1 as a regional chronostratigraphic marker for the Holocene in extra-Andean Patagonia. Furthermore, the distal tephra records represented by both NT1 and NPV highlight the value of these deposits for reconstructing eruptive histories. In regions with low tephra preservation potential, such as extra-Andean Patagonia, the identification and correlation of tephra are critical for understanding Holocene volcanic activity and contribute valuable information for archaeological and paleoenvironmental reconstructions.

ÍNDICE

Resumen	2
Abstract	5
Índice	7
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	10
1.1. Objetivos	12
1.1.1. Objetivo general	12
1.1.2. Objetivos específicos	12
1.2. Área de estudio	13
1.2.1. Ubicación	13
1.2.2. Clima en la Patagonia central extraandina	14
1.3. Antecedentes	18
1.3.1. Marco geológico	18
1.3.2. Unidades geológicas expuestas en el área de estudio	23
Cretácico Superior	24
Formación Bajo Barreal	24
Formación Lago Colhué Huapi	26
Paleoceno	26
Formación Salamanca	26
Grupo Río Chico	27
Eoceno - Oligoceno	30
Formación o Grupo Sarmiento	30
Oligoceno - Mioceno	31
Formación Chenque o Patagonia	31
Formación Santa Cruz	32
Plioceno - Pleistoceno	33
Rodados Patagónicos	33
Holoceno	34
1.3.3. Marco geomorfológico	34
1.3.4. Influencia del volcanismo explosivo postglacial de la ZVS y ZVA en el área de estudio	38
1.3.4.1. Registro de erupciones explosivas postglaciales del Volcán Hudson	43
1.3.4.2. Registro de erupciones explosivas postglaciales del Volcán Chaitén	45
Capítulo 2. MATERIALES Y MÉTODOS	48
2.1. Prospección de sitios con tefras, descripción de campo y muestreo	49
2.2. Elaboración de mapas geomorfológicos	49
2.3. Dataciones ¹⁴ C	50
2.4. Preparación de muestras	50
2.5. Caracterización petrográfica, morfológica y geoquímica de vitroclastos	52

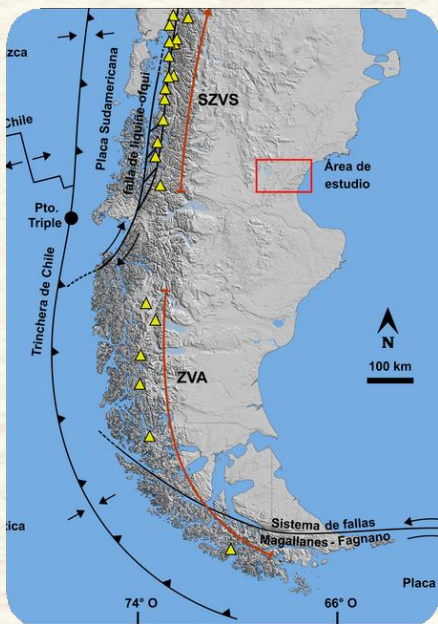
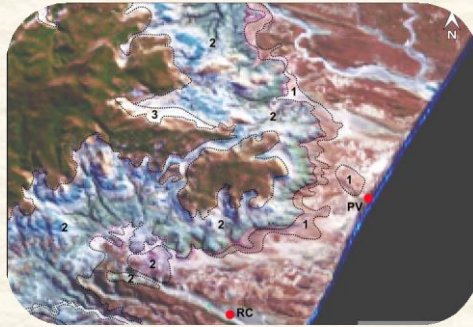
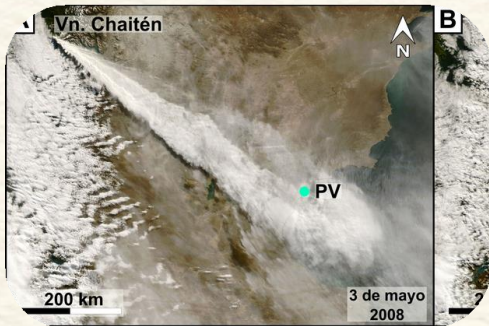
Capítulo 3. RESULTADOS	55
3.1. Ambientes sedimentarios y geformas asociadas a la preservación de tefras	56
3.1.1. Sitio Arroyo La Mata (ALM)	56
3.1.1.1 Geomorfología	56
3.1.1.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en ALM	63
3.1.1.3. Interpretación del ambiente de depositación de tefras en ALM	71
3.1.2. Sitio Cañadón de los Boers (CB)	74
3.1.2.1 Geomorfología	74
3.1.2.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en CB	83
3.1.2.3. Interpretación del ambiente de depositación de tefras en CB	87
3.1.3. Sitio Sur de lago Colhué Huapi (SCH)	88
3.1.3.1 Geomorfología	88
3.1.3.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en SCH	95
3.1.3.3. Interpretación del ambiente de depositación de tefras en SCH	97
3.1.4. Sitios Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV)	98
3.1.4.1 Geomorfología	98
3.1.4.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en RC	115
3.1.4.3. Interpretación del ambiente de depositación de tefras en RC	118
3.1.4.4. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en PV	119
3.1.4.5. Interpretación del ambiente de depositación de tefras en PV	124
3.2. Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos	127
3.2.1. Tefra NT1	128
3.2.1.1. Sitio Arroyo La Mata (ALM)	128
3.2.1.2. Sitio Cañadón de los Boers (CB)	131
3.2.1.3. Sitio Sur de lago Colhué Huapi (SCH)	132
3.2.1.4. Sitios Rocas Coloradas (RC)	135
3.2.2. Tefra NPV	137
3.3. Geoquímica de elementos mayoritarios de vitroclastos	143
3.3.1. Tefra NT1	144
3.3.2. Tefra NPV	147
Capítulo 4. DISCUSIÓN	150
4.1. Identificación de eventos volcánicos y correlación de tefras entre sitios de estudio	151
4.1.1. Asociación de la tefra NT1 con los volcanes de la región	154
4.1.1.1. Tefra H2	161
4.1.1.2. Composición Geoquímica de la tefra H2	164
4.1.2. Asociación de la tefra NPV con los volcanes de la región	168
4.2. Ambientes sedimentarios preferenciales para la preservación de tefras en Patagonia extraandina	173
4.2.1. Preservación de tefras en ambientes sedimentarios fluviales	177
4.2.2. Preservación de tefras en ambientes sedimentarios eólicos	180
4.2.1. Preservación de tefras en ambientes sedimentarios litorales	184

Capítulo 5. Conclusiones	188
Anexos	193
Agradecimientos	200
Referencias Bibliográficas	205



CAPÍTULO 1

Introducción



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Los eventos eruptivos cuyo índice de explosividad volcánica (IEV) es ≥ 4 , constituyen el tipo de actividad volcánica más poderosa y destructiva, donde se generan grandes volúmenes de material piroclástico (Newhall y Self, 1982), entre ellos las caídas piroclásticas (*ash-falls*), que involucran partículas de diferentes formas y tamaños. Al producirse estas erupciones se conforma una columna eruptiva que puede alcanzar hasta 25 km de altura, inyectando el material en la atmósfera. Los fragmentos más livianos continúan ascendiendo por fenómenos de convección, pudiendo mantenerse en suspensión durante largos períodos y propagarse por los vientos dominantes, hasta decantar gradualmente de acuerdo a su velocidad de sedimentación (Fisher y Schmincke, 1984; Rose y Durant, 2009). En consecuencia, los depósitos generados pueden cubrir grandes extensiones de la superficie terrestre, del orden de miles de kilómetros cuadrados (Villarosa, 2008; Mingari, 2018).

Los piroclastos no consolidados producidos durante estas erupciones, se denominan genéricamente *tefra*, independientemente de las composiciones, granulometrías y mecanismos de emplazamiento (Heiken, 1972). El término *tefra* fue introducido por Thorarinsson en 1944 y deriva de la palabra griega τέφρα que significa ceniza. Por su parte, la tefrocronología es una técnica de análisis utilizada para vincular y correlacionar secuencias o eventos geológicos, paleoambientales o arqueológicos a partir del estudio de las tefras (Alloway *et al.*, 2013; Lowe, 2011; Lowe *et al.*, 2015; entre otros). Al mismo tiempo, puede brindar información adicional sobre la actividad eruptiva explosiva de los centros volcánicos, incluyendo su frecuencia eruptiva, estilo, magnitud y composición (Lowe y Alloway, 2015; Alloway *et al.*, 2017; Fontijn *et al.*, 2014; Fontijn *et al.*, 2016; entre otros). La tefrocronología requiere un análisis en el campo que incluye determinar la posición estratigráfica de la capa de *tefra*, su espesor y continuidad, así como análisis

de laboratorio que incluyan la determinación de la composición geoquímica del vidrio volcánico y sus características físicas como forma, color, tamaño de grano y textura, que reflejan información directa acerca de las propiedades del magma, como su viscosidad y mecanismos de fragmentación (Lowe, 2011).

El fundamento de la tefrocronología radica en que las capas de tefra representan horizontes marcadores (cuasi) isócronos, cuando son el resultado de la caída directa de piroclastos, durante o inmediatamente después de las erupciones volcánicas, consideradas generalmente de corta duración en términos geológicos (Fischer y Schmincke, 1984; Fontjin *et al.*, 2014). Es importante destacar que la utilización de esta técnica puede verse limitada al correlacionar capas de tefra que han sido removilizadas, especialmente en zonas alejadas de los centros volcánicos (Lowe, 2011). Sin embargo, en los depósitos donde la removilización es localizada e inmediatamente posterior al evento, las tefras pueden conservar su valor como marcador de edad equivalente, ya que se mantiene el contexto estratigráfico original (Lowe, 2011; Swindles *et al.*, 2013).

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Establecer la cronología de los eventos volcánicos explosivos postglaciales que afectaron la Patagonia extraandina en el sector sureste de la provincia de Chubut y evaluar su potencial como marcadores cronoestratigráficos de referencia para el estudio de este período, a partir de análisis tefrocronológicos.

1.1.2. Objetivos específicos

- Identificar los ambientes de depositación preferenciales para la preservación de tefras postglaciales en la Patagonia central extraandina, analizando la sedimentología y estratigrafía de los depósitos piroclásticos y elaborando modelos

de distribución de los ambientes de depositación en relación con las geoformas circundantes.

- Reconocer la distribución espacial, espesores y características de los depósitos piroclásticos, diferenciando niveles de caída directa de aquellos resultantes de procesos de removilización.
- Identificar los diferentes componentes de las tefras postglaciales reconocidas y sus proporciones, así como su caracterización petrográfica-morfológica y geoquímica.
- Establecer la cronología de los episodios eruptivos postglaciales y reconocer los posibles focos eruptivos de donde provienen los niveles de tefras, correlacionando y comparándolos con los eventos ya reconocidos en otros sectores de Patagonia. A partir de esto, evaluar el alcance de los distintos episodios eruptivos.

1.2. Área de estudio

1.2.1. Ubicación

La zona de estudio está comprendida dentro de la Patagonia central extraandina, al SE de la provincia de Chubut, entre los 45°16' y 45°56' de latitud Sur y los 67°09' y 68°55' de longitud Oeste, a más de 300 km de los estratovolcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS), (Fig. 1A y B) y más de 500 km de los estratovolcanes de la Zona volcánica Austral (ZVA), (Fig. 1.1A). Dentro de este sector, se estudiaron cinco sitios denominados: Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH), Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV), (Fig. 1.1C). Estos dos últimos, se encuentran dentro del Área Natural Protegida Rocas Coloradas (ANPRC).

En el área se encuentran las ciudades de Sarmiento, Comodoro Rivadavia y Rada Tilly, con aproximadamente 250000 habitantes. Gran parte de la región se encuentra escasamente poblada, por lo que el acceso a algunos sectores de las zonas de interés ha

sido facilitado gracias a los caminos construidos para ingresar a puestos, estancias y campos petroleros.

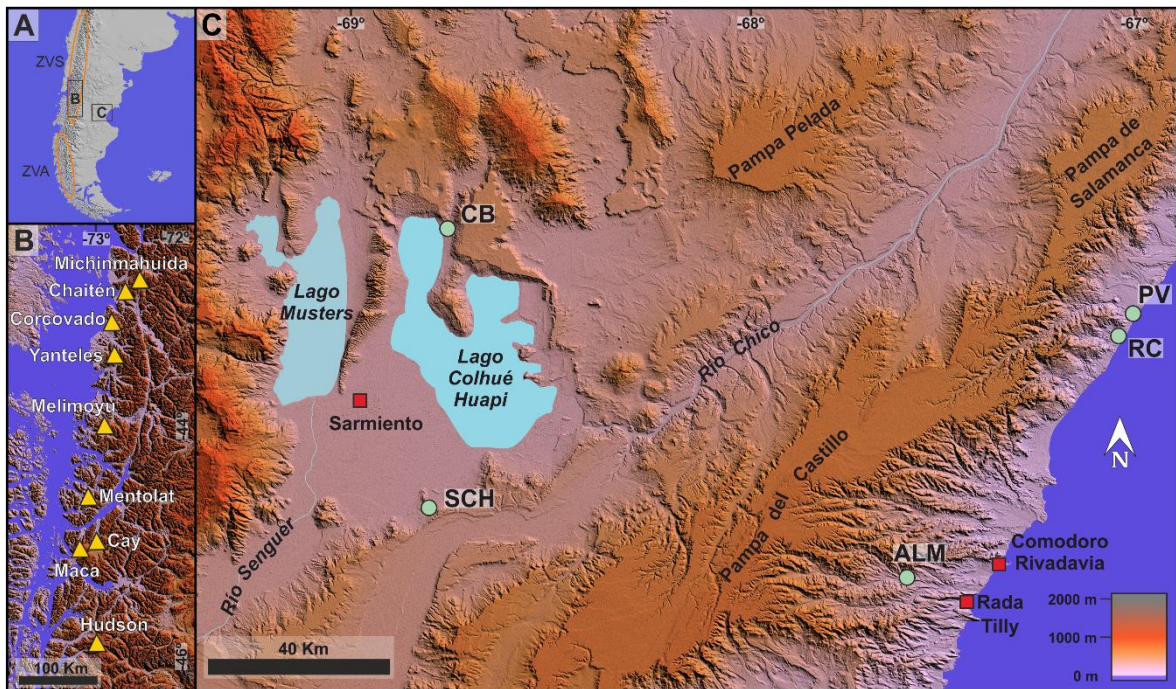


Figura 1.1. A) Mapa de ubicación de la zona de estudio donde se observa la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA). B) Ubicación de los volcanes más cercanos a la zona de estudio correspondientes a la ZVS. C) Distribución de los sitios analizados en la zona de estudio: Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH), Arroyo La Mata (ALM), Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV).

1.2.2. Clima en la Patagonia central extraandina

El clima regional de la Patagonia está condicionado significativamente por los vientos del oeste (*westerlies*), originados en el Cinturón Subtropical de Altas Presiones del Pacífico sur, localizado entre los 30° y 60°S (Ahrens, 2017) y por las variabilidades en las precipitaciones generadas por el fenómeno de El Niño (Paruelo *et al.*, 1998). Los vientos orientados de oeste a este, ascienden al llegar a los Andes, al tiempo que se enfrían adiabáticamente y generan precipitaciones en las laderas occidentales (Montes *et al.*, 2017). Esta barrera orográfica conformada por los Andes, provoca la desecación del aire cálido, generando vientos de tipo *föhn* con clara dirección y fuerte intensidad del oeste (Prohaska, 1976), creando una sombra de lluvia en la vertiente oriental de los Andes, lo que provoca verdaderas condiciones desérticas (Hernández *et al.*, 2008). De esta manera,

de un sector a otro se registran variaciones en las precipitaciones que oscilan entre aproximadamente 1000 mm/año al oeste en el sector cordillerano, a menos de 200 mm/año al este en el sector costero argentino, incluso con sectores por debajo de 100 mm/año (Fucks, *et al.*, 2017; Pereyra y Bouza, 2021). Las temperaturas se caracterizan por presentar gran variabilidad diaria y estacional, los valores medios anuales oscilan entre 8 y 10°C al oeste y entre 12 y 14°C al este. En concordancia, la vegetación muestra marcados contrastes, entre una estrecha zona boscosa occidental y el resto dominado por la estepa arbustiva en un ambiente árido (Bailey, 1989; Pereyra y Bouza, 2021).

Datos de la Estación Meteorológica Argentina entre 1991 y 2020 del aeropuerto Jorge Newbery en la localidad de Comodoro Rivadavia (45°47'S; 67°08'O), indican temperaturas máximas promedio de 25-26°C durante el verano (diciembre y enero) y temperaturas mínimas con promedio de 2-4°C durante el invierno (junio a agosto, Fig. 1.2A). La amplitud térmica anual es elevada (aproximadamente 24°C entre extremos). Los promedios de precipitación indican una variabilidad media anual baja, en torno a los 240 mm/año, con una distribución irregular. Los valores mensuales rara vez superan los 25-30 mm, con un aumento en otoño e inicios del invierno (abril a junio) y mínimos a finales de la primavera y durante el verano (noviembre a enero, Fig. 1.2A).

Si bien los promedios reflejan condiciones áridas persistentes, los registros históricos de precipitaciones extremas entre 1961 y 2024, muestran la ocurrencia de eventos excepcionales (Fig.1.2B). El caso más notable es el de marzo de 2017, cuando se registraron más de 300 mm de precipitación mensual y más de 230 mm en un solo día, valores que superan ampliamente la media anual de la región. Otros meses con registros máximos destacados son, abril con acumulaciones superiores a 150 mm en el año 1980 y junio con más de 170 mm en el año 1997. La ocurrencia de estas tormentas episódicas

puede desencadenar inundaciones repentinas, remoción en masa y reactivación de sistemas fluviales efímeros (Paredes *et al.*, 2020; 2021).

La velocidad promedio del viento en Comodoro Rivadavia se mantiene elevada a lo largo de todo el año, con valores que oscilan entre 23,8 km/h en septiembre (mínimo anual) y 27,6 km/h en diciembre (máximo anual). Esta amplitud relativamente baja indica que el viento es un factor climático persistente y constante en la región (Fig.1.2A). Los vientos dominantes son los del Cuadrante Oeste, con frecuencia media anual de 517/1000, seguidos de los del Noroeste (109/1000), las calmas (93/1000) y los del Suroeste (63/1000); los menos frecuentes son los del Sureste (30/1000; Fig. 1.3).

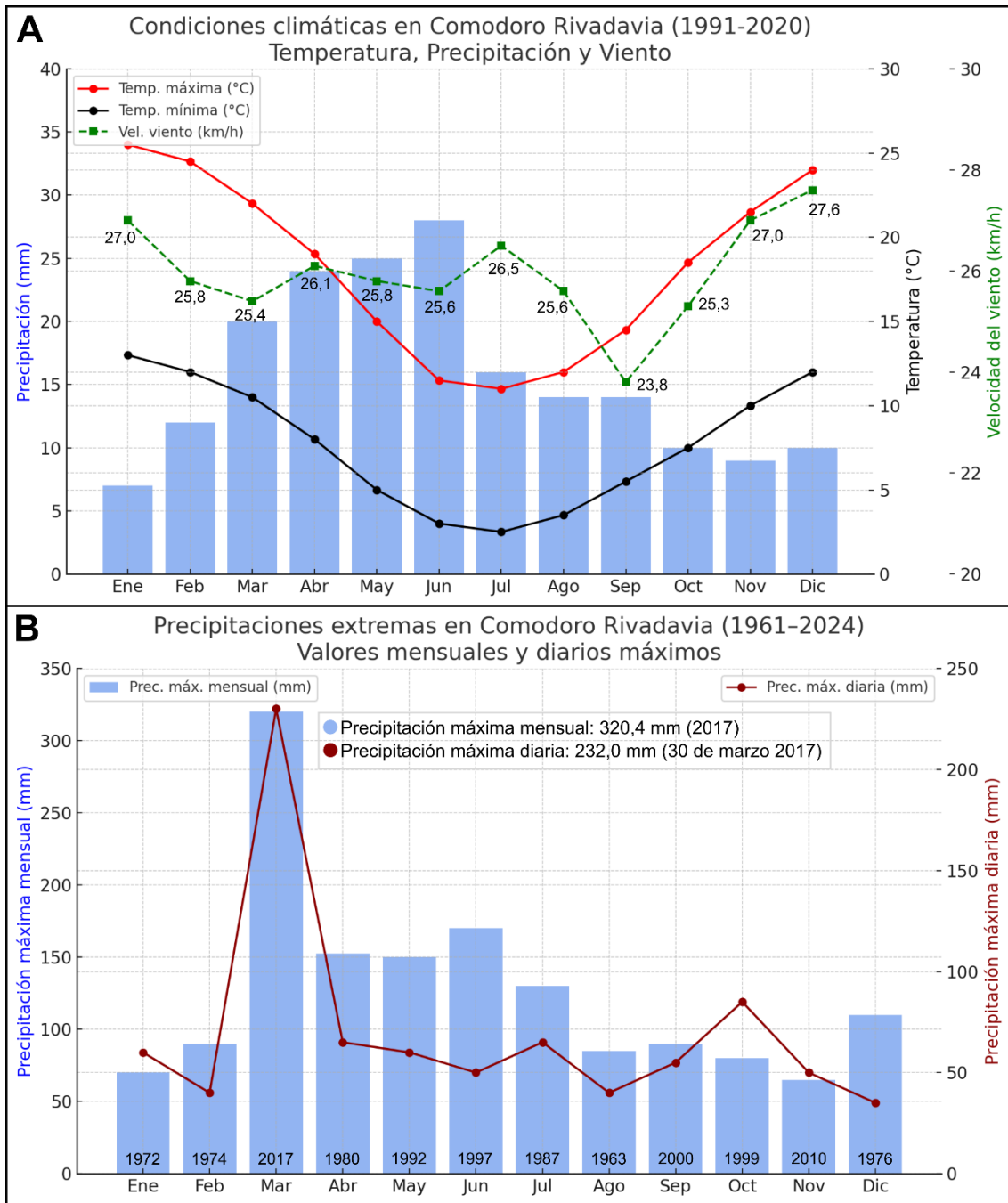


Figura 1.2. Datos de la estación meteorológica en Comodoro Rivadavia, obtenidos del Servicio Meteorológico Nacional. A) Distribución anual de temperatura, precipitaciones y velocidad media del viento (1991-2020). B) Precipitaciones extremas (1961-2024).

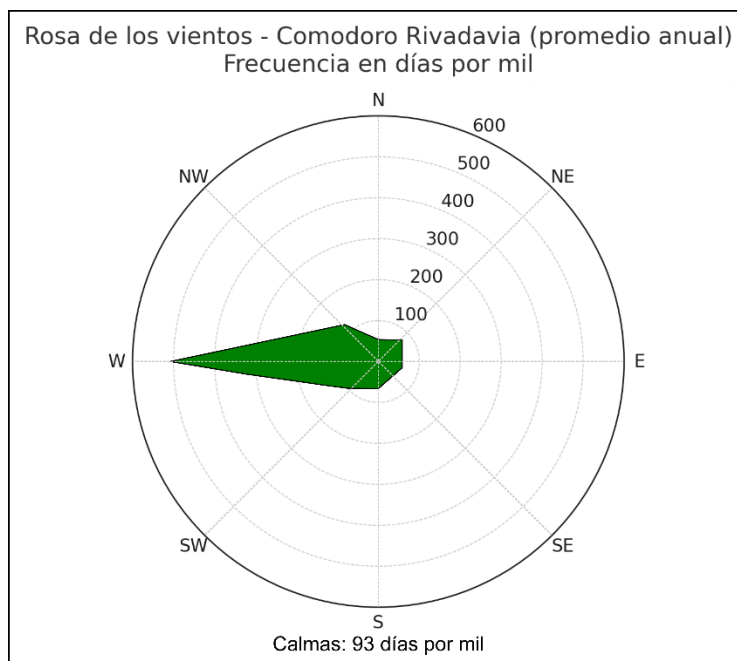


Figura 1.3. Frecuencia del viento (Servicio Meteorológico Nacional, Estación Aeropuerto Jorge Newbery, Comodoro Rivadavia (1941-2012, modificado de Montes et al., 2017).

1.3. Antecedentes

1.3.1. Marco geológico

La geología de la región presenta un basamento constituido por diversos tipos de rocas según el sector analizado, incluyendo metamorfitas y granitoides del Paleozoico, sedimentitas del Carbónico-Pérmico y sedimentitas liásicas (Sylwan, 2001; Sylwan *et al.*, 2011). La fragmentación del supercontinente de Gondwana, marcó el inicio de la apertura del océano Atlántico Sur y la deriva de la placa Sudamericana hacia el oeste, dando lugar al desarrollo de la Cuenca mesozoica del Golfo San Jorge (CGSJ) mediante procesos extensionales. Los mecanismos asociados a la génesis de esta cuenca han sido objeto de diversas interpretaciones a lo largo del tiempo (Windhausen, 1924; Feruglio, 1949; Lesta y Ferello, 1972; Lesta *et al.*, 1980; Bianchi, 1981; Urien *et al.*, 1981; Introcaso *et al.*, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Fitzgerald *et al.*, 1990).

El relleno sedimentario de la CGSJ está estrechamente relacionado con su historia tectónica. Los grabens con dirección NO-SE se formaron y rellenaron durante una fase de prerift y rift temprano del Triásico y principios del Jurásico, culminando con un episodio volcánico generalizado del Jurásico Medio (Fitzgerald *et al.*, 1990). Durante el

Jurásico superior y el Cretácico inferior se depositaron principalmente sedimentos lacustres y fluviales, asociados a una etapa de sinrift de la cuenca, por acción de una tectónica extensional, al reactivarse las fallas preexistentes que limitaban las cuencas triásicas (Fitzgerald *et al.*, 1990). En el área de estudio, estos depósitos se encuentran únicamente en subsuelo y han sido reconocidos mediante exploraciones sísmicas y perforaciones con fines hidrocarburíferos (Figari *et al.*, 1996; 1999).

Las rocas sedimentarias del Cretácico medio a superior, procedentes en su mayor parte del norte, son principalmente sucesiones fluviales con alguna influencia lacustre menor, que se acumularon con espesores muy variables (Fitzgerald *et al.*, 1990; Sciutto *et al.*, 2008). Estas secuencias están asociadas a una etapa de reactivación tectónica extensional – transtensional que generó espacio en la cuenca para la acumulación del ciclo sedimentario conocido como Chubutiano o Grupo Chubut (Figari *et al.*, 1999). Este grupo se encuentra conformado por las formaciones: Pozo D-129, Matasiete, Castillo, Bajo Barreal, Lago Colhué Huapi y Laguna Palacios, caracterizadas por el contenido de material volcánico-clástico presente de forma variable y, diferenciables entre sí por la composición dominante de las planicies de inundación (piroclásticas vs. epiclásticas) y sus coloraciones (Casal *et al.*, 2015). Particularmente, en el área de estudio afloran la formación (Fm.) Bajo Barreal al O-SO del sitio SCH (Fig. 1.4) y la Fm. Lago Colhué Huapi en zonas aledañas al sitio Cañadón de los Boers (CB, Fig. 1.5), esta última previamente atribuida a la Fm. Bajo Barreal por Sciutto *et al.* (2008).

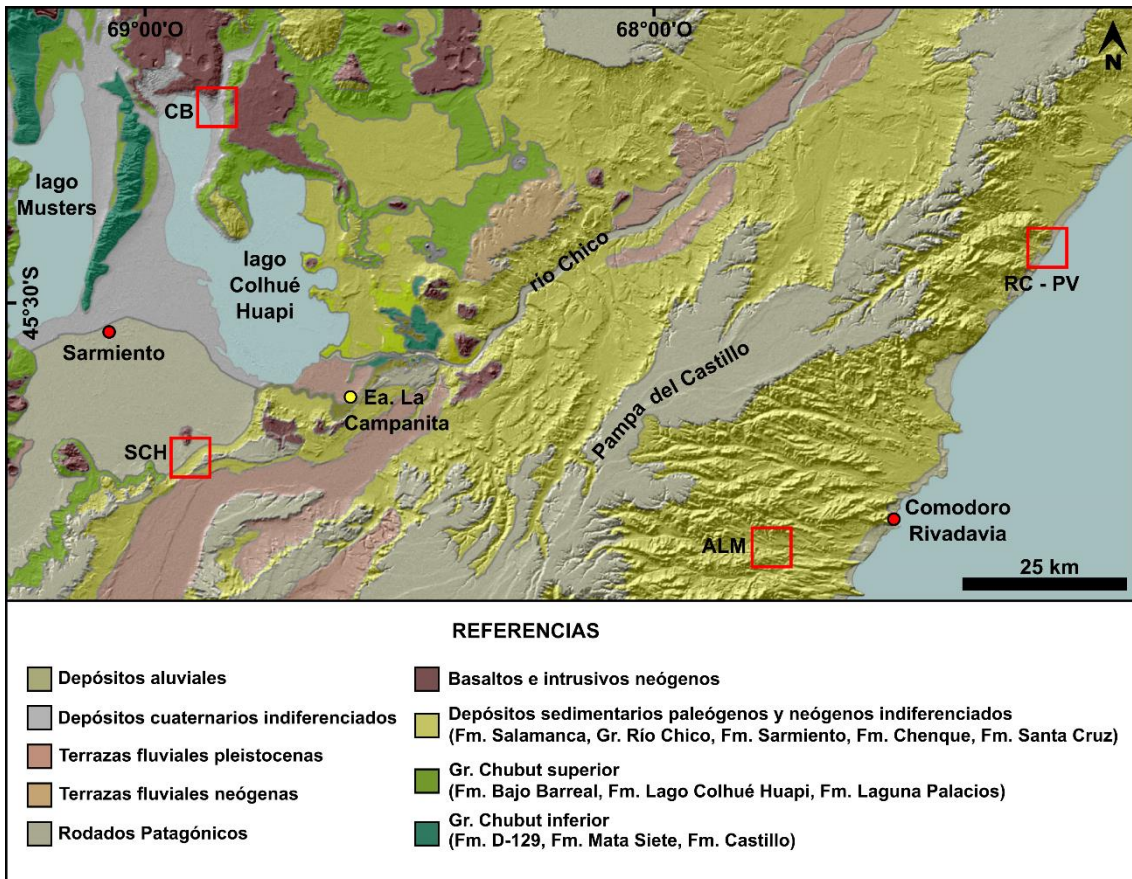


Figura 1.4. Mapa Geológico de la zona de estudio, modificado de Allard *et al.*, 2019. En los recuadros rojos se observan los sitios de estudio Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH), Arroyo La Mata (ALM), Rocas Coloradas (RC) Y Puerto Visser (PV).

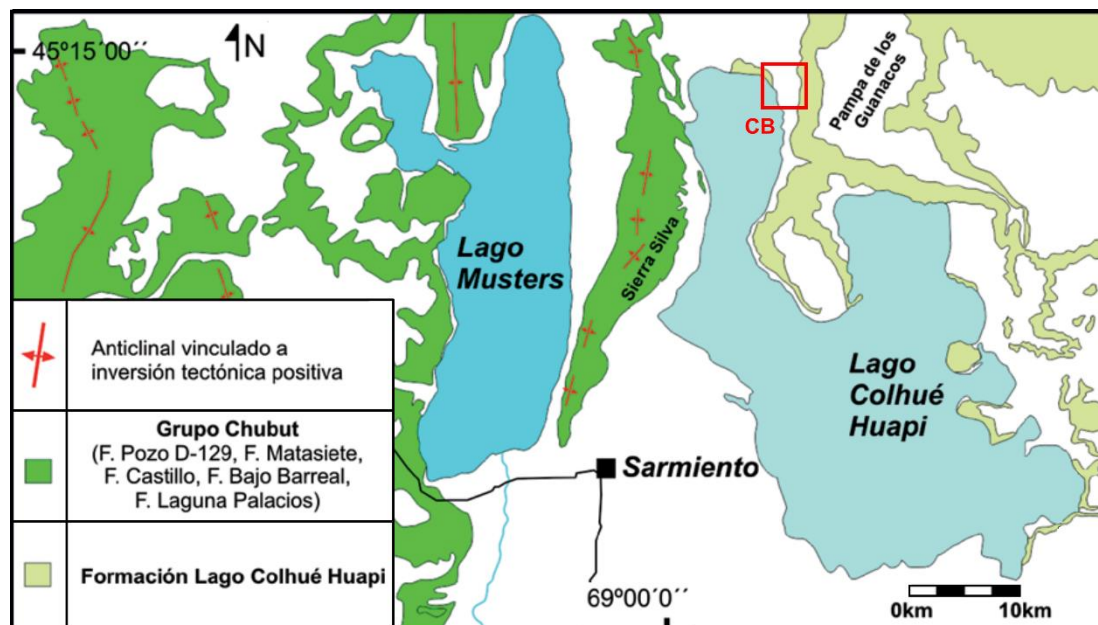


Figura 1.5. Mapa de afloramientos de la Fm. Lago Colhué Huapi (Tomado de Casal *et al.*, 2015). Puede observarse esta unidad en cercanías al sitio Cañadón de los Boers (CB).

Los depósitos del grupo (Gr.) Chubut están cubiertos en no concordancia por sedimentitas marinas de la Fm. Salamanca, provenientes de transgresiones desde el océano Atlántico

durante el Paleoceno inferior. Sobre esta unidad y, transicionalmente se registra la sedimentación continental del Gr. Río Chico del Paleoceno Superior, constituida por intercalaciones de areniscas y arcilitas varicolores. Posteriormente se depositaron sedimentos piroclásticos primarios y retransportados que componen a la Fm. Sarmiento del Eoceno-Oligoceno, en forma de extensos mantos con discontinuidades internas.

Durante el Oligoceno-Mioceno se produjo una nueva transgresión marina desde el océano Atlántico, dando lugar a la Fm. Chenque o Patagonia, constituyendo un estrecho y extenso engolfamiento hacia el oeste, pero desvinculado del océano Pacífico (Sciutto *et al.*, 2008).

En transición a esta unidad, se pasa a un ambiente continental, fundamentalmente fluvial, perteneciente a la Fm. Santa Cruz, del Mioceno. Por otra parte, durante el Mioceno-Plioceno, se emplazaron diversas intrusiones ígneas y se derramaron extensas coladas volcánicas de composición básica, visibles al oeste del área de estudio, en cercanías a los sitios CB y SCH (Fig. 1.5). En líneas generales se trata de un volcanismo neógeno de intraplaca, de composición basáltica y en menor medida, traquítica (Pereyra y Bouza, 2021).

En clara discordancia erosiva se depositó el nivel más antiguo de las extensas gravas fluviales y glacifluviales denominadas Rodados Patagónicos, del Plioceno (Fig. 1.5). En forma escalonada y descendente aparecen otros niveles terrazados, cada vez más jóvenes, producidos por corrientes fluviales progresivamente decrecientes en su energía, en general del Pleistoceno (Sciutto *et al.*, 2008).

Finalmente, durante el Holoceno, se registran sedimentos de diversos orígenes: fluviales, eólicos, lacustres, marinos y de remoción en masa (Fig. 1.4, Sciutto *et al.*, 2008). La determinación de estos ambientes sedimentarios se sustenta en gran medida, por el vínculo estrecho que presentan los depósitos holocenos con las geoformas identificadas en su entorno.

La historia climática de la Patagonia revela oscilaciones significativas durante el Holoceno. En base al registro de asociaciones polínicas en el Lago Cardiel (48°55'S, 71°10'O), Markgraf *et al.* (2003) infieren condiciones húmedas durante el Holoceno temprano entre 10000 y 8500 años AP en la faja de latitudes medias entre los 43° y 52°S. Por su parte, Iglesias *et al.* (2012) indican veranos áridos e inviernos húmedos a los 9000 años AP, a partir de reconstrucciones de paleovegetación con base en registros de alta resolución de polen y carbón en el lago Mosquito y la laguna El Cóndor, ubicados más al norte del área de estudio (~42°S, 71°O), aunque dentro del rango de latitudes influenciados por los vientos del oeste. Durante el Holoceno medio, Markgraf *et al.* (2003) sugieren condiciones más cálidas y secas hacia los 6000 años AP, mientras que Iglesias *et al.* (2012), indican una disminución de la temperatura y humedad entre los 5250 y 3000 años AP. Además, identifican un cambio a condiciones más húmedas para el Holoceno tardío. Por su parte, Fabiani *et al.* (2014), identifican fluctuaciones del nivel del lago Colhué Huapi durante el Holoceno tardío, en base a estudios de polen y microalgas en cercanías a la estancia La Campanita, a aproximadamente 27 km al NE del sitio Sur de Colhué Huapi (Fig. 1.4). Fabiani *et al.* (2014), relacionan estas fluctuaciones con cambios climáticos, asociados a fases más frías y/o húmedas y otras más cálidas y/o secas en un contexto predominantemente árido. Finalmente, Montes *et al.* (2015) sugieren condiciones climáticas áridas posteriores a la Pequeña Edad de Hielo, a partir del deterioro de la cobertura vegetal y el aumento de la disponibilidad de detritos necesario para el desarrollo y migración de campos de dunas ubicados entre 10 y 25 km al SO de la ciudad de Comodoro Rivadavia.

Durante el Holoceno, destacan las variaciones del nivel del mar, importantes para el análisis de la zona costera del área de estudio. Schellmann y Radtke (2010), definen para la costa patagónica media y sur, un aumento a principios del Holoceno, hace 8100 años

¹⁴C AP (8600 años cal AP), donde el mar habría alcanzado un nivel cercano a su posición actual. La máxima transgresión del Holoceno duró desde 6900 hasta al menos 6200 años ¹⁴C AP (7400 a 6600 años cal AP), elevando el nivel relativo del mar desde unos 2 m hasta un máximo de 3 m, por encima del nivel actual. Desde entonces, se ha determinado una tendencia al descenso general, con dos descensos significativos de 1 m como máximo entre 6200 y 6000 años ¹⁴C AP (6600 a 6400 años cal AP) y entre 2600 y 2400 años ¹⁴C AP (2300 a 2050 años cal AP).

1.3.2. Unidades geológicas expuestas en el área de estudio

Las unidades formacionales que se observan en los sitios de estudio, están representadas en el cuadro estratigráfico de la figura 1.6. En cercanías a los sitios CB y SCH, las unidades geológicas expuestas abarcan desde el Cretácico Superior hasta el Holoceno (ver Fig. 1.4 y 1.5). Mientras que, hacia el este del área de estudio, en cercanías a los sitios ALM, RC y PV, los afloramientos comprenden unidades desde el Paleoceno hasta el Holoceno (Fig. 1.4 y 1.7). A continuación, se proporciona una descripción detallada de cada una de ellas.

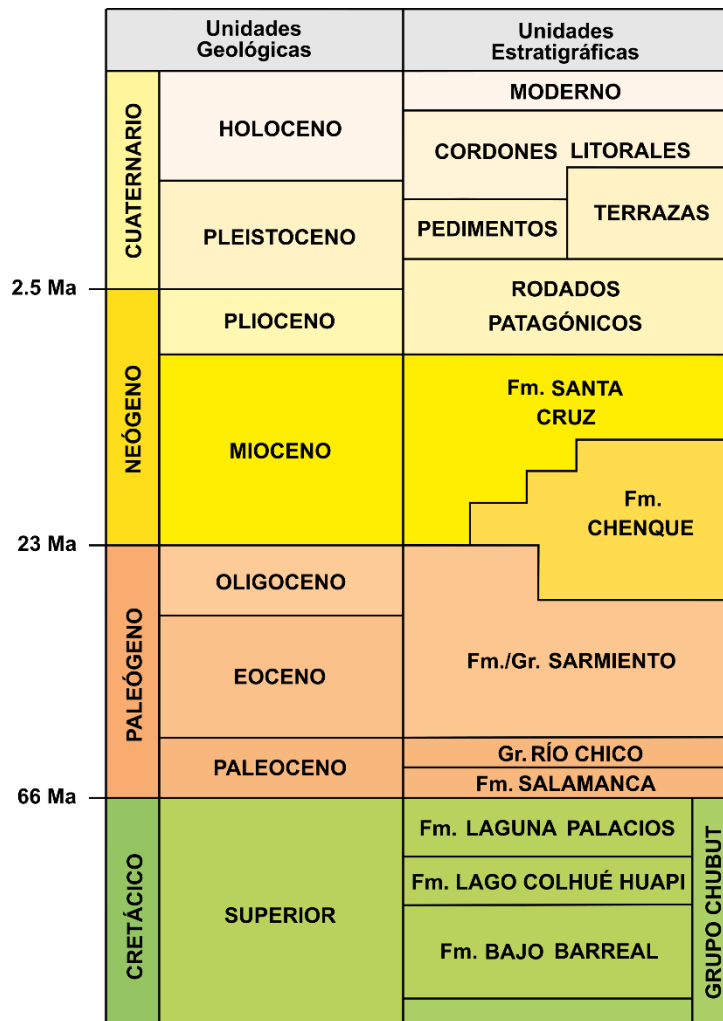


Figura 1.6. Cuadro estratigráfico del área de estudio (Modificado de Sciutto *et al.*, 2008).

- **Cretácico Superior**

Formación Bajo Barreal: Esta unidad forma parte del relleno sedimentario del Gr. Chubut y se dispone en concordancia y en transición sobre la Fm. Castillo. Está conformada principalmente de areniscas gruesas tobáceas y lentes consolidados de areniscas conglomerádicas con clastos de tobas verdes y rocas volcánicas con coloraciones grises, ocre y anaranjadas bandeadas (Sciutto *et al.*, 2008).

Al igual que en unidades previas del Grupo Chubut, la participación piroclástica y volcanoclástica continúa siendo importante (Rodríguez y Bitschene, 1994), conformando mayormente componentes retrabajados por sistemas fluviales, y

redepositados en amplias planicies de inundación durante eventos de alta descarga (Paredes *et al.*, 2020; 2021). Asimismo, los materiales piroclásticos se hallan mayormente alterados, constituyendo fangolitas y arcilitas con alto contenido en arcillas expandibles, del tipo de las montmorillonitas (Sciutto *et al.*, 2008).

Los ambientes sedimentarios interpretados incluyen sistemas fluviales efímeros o perennes, ríos entrelazados y meandrosos, abanicos aluviales volcánico-clásticos y abanicos lacustres (Brown *et al.*, 1982, Barcat *et al.*, 1989; Hechem, 1994; Legarreta *et al.*, 1993; Rodríguez, 1993, Rodríguez y Jalfin, 2002; Jalfin *et al.*, 2002, entre otros). El contenido fósil más significativo de esta unidad, corresponde a restos de vertebrados (principalmente dinosaurios), que permitió asignarla al Cretácico Superior (Hechem, 1994; Sciutto y Martínez, 1996).

Dentro del área de estudio, esta formación se observa solo al SO, en cercanías a SCH, sin influencia directa sobre el sitio de estudio (Fig. 1.7).

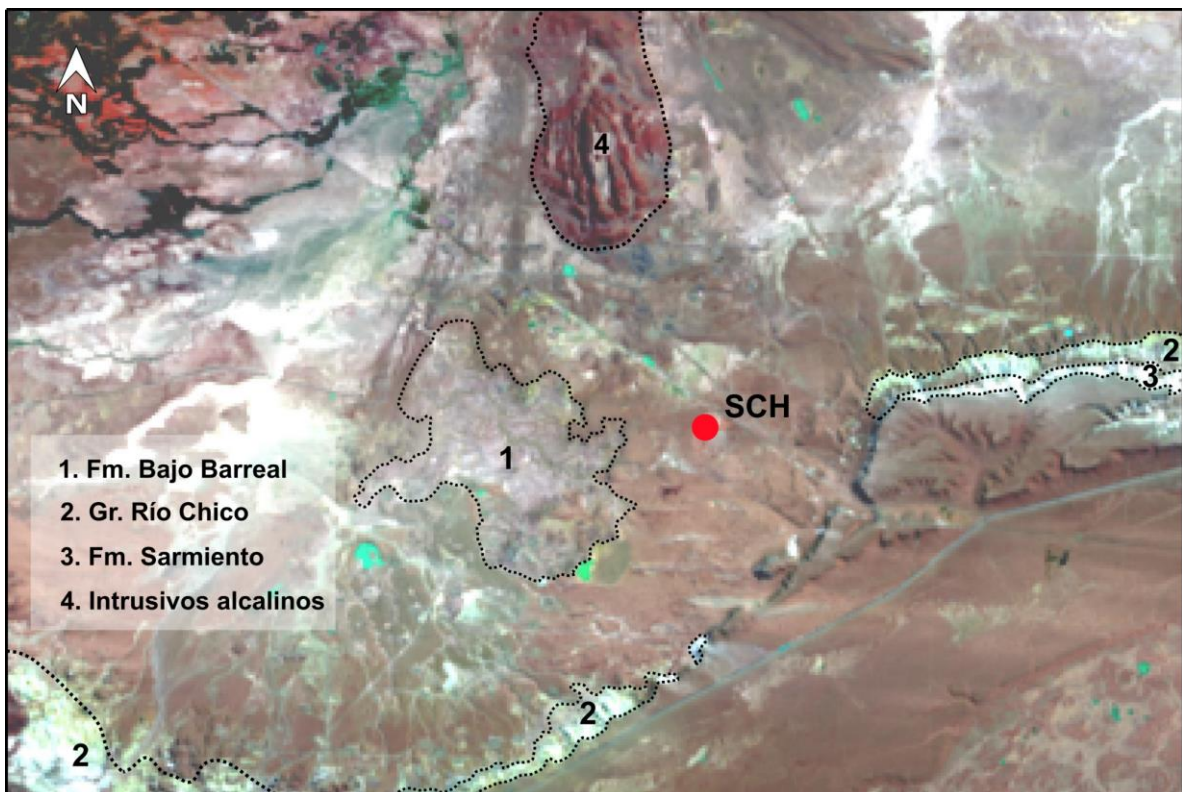


Figura 1.7. Afloramientos de las unidades Fm. Bajo Barreal, Gr. Río Chico, Fm Sarmiento e intrusivos alcalinos en los alrededores del sitio de estudio SCH (Imagen Landsat 8, bandas 752).

Formación Lago Colhué Huapi: Se dispone por encima de la Fm. Bajo Barreal y por debajo de la Fm. Laguna Palacios o de la Fm. Salamanca. Está asociada a un paleoambiente fluvial, compuesto por conglomerados finos a medianos, brechas, areniscas y fangolitas. En su localidad tipo se interpretaron sistemas canalizados de alta sinuosidad, planicies de inundación bien drenadas y escaso aporte piroclástico, vinculados a un paleoclima semiárido. Su identificación se basa en la coloración rojiza de sus fangolitas y su posición estratigráfica, diferenciándose del Miembro Superior de la Fm. Bajo Barreal porque ésta última se compone principalmente de fangolitas grises y, de la Fm. Laguna Palacios por la ausencia de niveles tobáceos y paleosuelos. El importante contenido paleontológico de restos de dinosaurios, granos de polen (angiospermas y gimnospermas), esporas y zygotesporas, indican una edad comprendida entre el Coniaciano - Maastrichtiano (Casal *et al.*, 2015; Vallati *et al.*, 2016). En el área de trabajo, esta unidad aflora únicamente en cercanías a Cañadón de los Boers (CB), a aproximadamente 1 km hacia el NO, sin influencia directa sobre el sitio de estudio (Fig. 1.5).

- **Paleoceno**

Formación Salamanca: Es una unidad de origen marino, vinculada a la primera ingresión atlántica de la CGSJ. Representa una amplia variedad de paleoambientes que incluyen estuarios, plataforma interna, llanuras de marea (Andreis *et al.*, 1975; Martínez 1992; Legarreta y Uliana, 1994; Foix, 2009; Comer *et al.*, 2015, entre otros), fluvio-deltaicos (Matheos *et al.*, 2001; Foix *et al.*, 2012), y hasta localmente *lagoon-sabhka* (Foix, 2009). Está constituida esencialmente por una alternancia de areniscas de color amarillo verdoso distintivo, con un importante contenido fosilífero marino y algunos troncos

petrificados y arcilitas marrones y grises con fósiles marinos. Hacia el tope de la unidad, se observan arcilitas grises oscuras o negras, que conforman el denominado Banco Negro, con restos fósiles de reptiles y mamíferos (Feruglio, 1949). La mayoría de los estudios bioestratigráficos indican una edad daniana para esta unidad formacional (Malumián, 1999; Guler *et al.*, 2014; Simeoni, 2014, entre otros). Sin embargo, también se destacan algunas menciones de edades maastrichtianas en otros sectores de la CGSJ (Barcat *et al.*, 1989).

De acuerdo con datos de geología regional y del subsuelo, su espesor aumenta de oeste a este. Haciendo un corte desde el Brazo Norte del lago Colhué Huapí hasta la localidad de Comodoro Rivadavia, se va pasando progresivamente desde 0 hasta 175 m de espesor (Sciutto *et al.*, 2008). En concordancia con lo anterior, en el área de estudio esta unidad fue observada exclusivamente en la zona costera, en cercanías a los sitios RC y PV, dentro del Área Natural Protegida Rocas Coloradas (ANPRC, Fig. 1.8).

Grupo Río Chico: Esta unidad se dispone sobre la Fm. Salamanca y está conformada, de base a techo, por las formaciones Las Violetas (areniscas y pelitas volcanoclásticas grises a rojizas con rasgos pedogenéticos), Peñas Coloradas (conglomerados y sabulitas rojo intenso y amarillento que culmina con areniscas y pelitas rosadas), Las Flores (arena-sabulítica con pelitas parcialmente pedogenizadas intercaladas, rosada a grisácea y principalmente epiclástica) y Koluel-Kaike (pelitas volcanoclásticas blanquecinas hasta rojizas, intensamente pedogenizadas y silicificadas, Foix *et al.*, 2021). La variedad de colores en conjunto, permiten reconocer visualmente a la unidad con facilidad.

El análisis litológico y sedimentario de las formaciones, indica un paleoambiente predominantemente fluvial con desarrollo de paleosuelos, en condiciones climáticas

en general cálidas (Andreis *et al.*, 1975; Legarreta y Uliana, 1994; Krause *et al.*, 2010; 2017; Raigemborn *et al.*, 2010; 2014; Foix *et al.*, 2015; 2021, entre otros). Por otra parte, este grupo es de gran interés paleontológico por sus mamíferos fósiles (excepto la Fm. Koluel-Kaike), que le confieren una edad perteneciente al Paleoceno Superior. Además, es frecuente encontrar fragmentos de troncos silicificados incluidos en las areniscas. La distribución geográfica es amplia, observándose hacia el S y SO del sitio SCH (Fig. 1.7) y, al O-SO de los sitios RC y PV (Fig. 1.8).

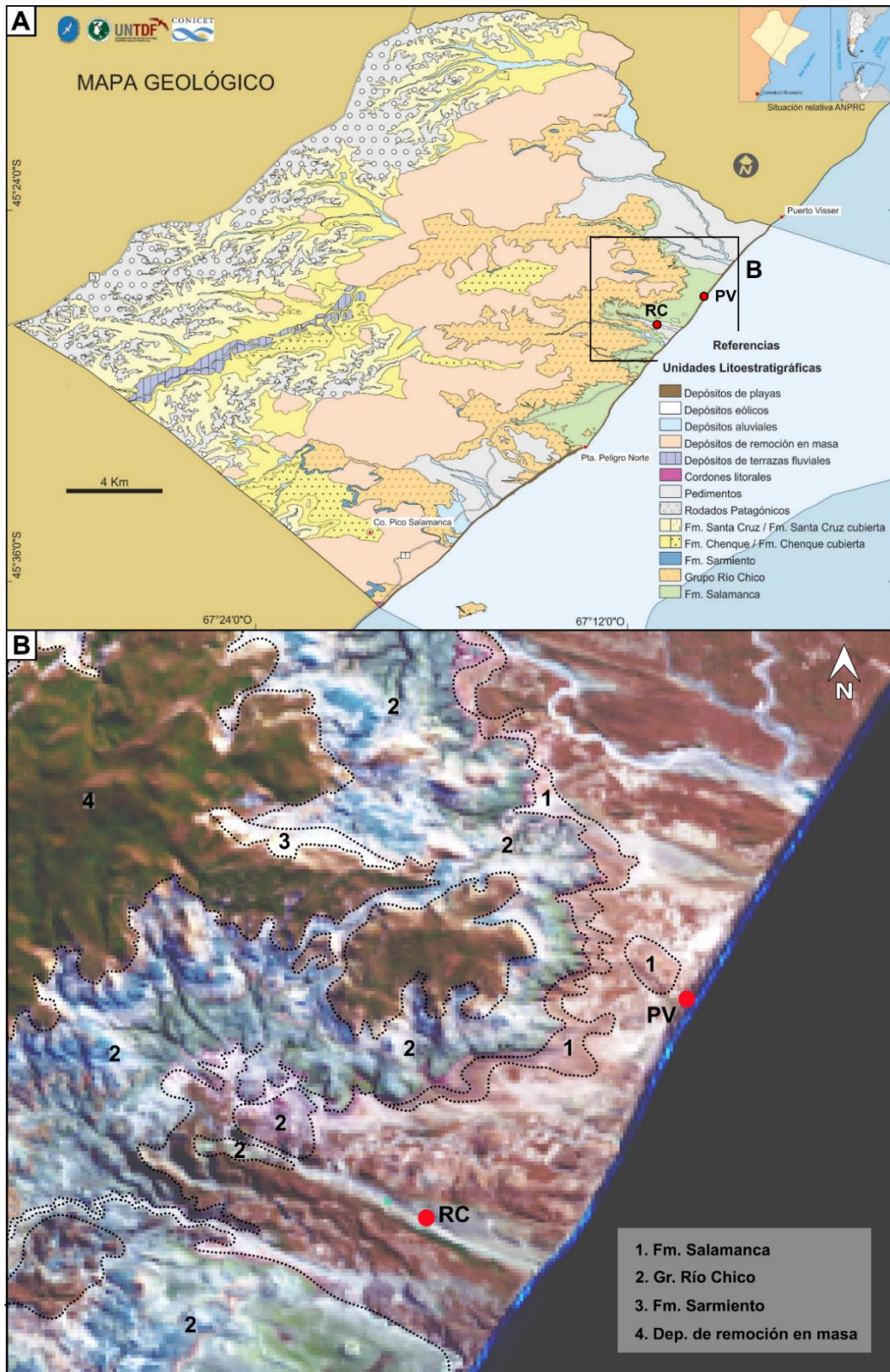


Figura 1.8. A) Mapa Geológico del Área Natural Protegida Rocas Coloradas (Tomado de Foix *et al.*, 2022). B) Afloramientos de las unidades Fm. Salamanca, Gr. Río Chico, Fm Sarmiento y depósitos de remoción en masa, en los alrededores de los sitios de estudio RC y PV (Imagen Landsat 8, bandas 652).

- **Eoceno - Oligoceno**

Formación o Grupo Sarmiento: Se dispone de forma transicional a la Fm. Koluel-Kaike o bien, en discordancia sobre el resto del Gr. Río Chico. En su techo se reconoce una extendida discordancia erosiva que la separa de la Fm. Chenque (Mioceno inferior) o unidades más jóvenes (Foix *et al.*, 2021). Se divide en varios miembros, de acuerdo con las variaciones litológicas y paleontológicas que presenta en diferentes regiones (Sciutto *et al.*, 2008). Sin embargo, la distribución de las secciones internas es desigual a lo largo de tan amplia región donde se preservan aproximadamente 400.000 km², por lo que su diferenciación en el campo puede resultar compleja (Mazzoni, 1985; Ardolino *et al.*, 1999; Malumián, 1999).

En general, esta unidad está constituida por bancos espesos de rocas tobáceas blanquecinas, amarillentas, castañas y rosadas. En orden de abundancia las facies prevalecientes son chonitas y tobas muy finas, conglomerados intraformacionales, bentonitas y tufoarenitas con estratificación cruzada, gran parte de ellas modificadas por procesos formadores de suelos. Además, cuenta con una importante variedad fósil de fitolitos (Mazzoni, 1979; Dunn *et al.*, 2015, entre otros), trazas fósiles terrestres (Bellosi *et al.*, 2010; Sánchez *et al.*, 2010; Genise *et al.*, 2017) y mamíferos considerados faunas patrones para el Eoceno medio-Mioceno temprano de América del Sur y Antártida (Cifelli, 1985; Madden *et al.*, 2010, entre otros).

Por otra parte, representa un prolongado período de sedimentación loésica y fluvial de 26 m.a. (~ 45-18,6 Ma). Ambos sistemas sedimentarios se alternaron en tiempo y espacio con depósitos piroclásticos originados como caídas distales de cenizas volcánicas dacíticas en planicies subaéreas (Feruglio, 1949; Pascual y

Odremann, 1971), por erupciones plinianas (Mazzoni, 1985) y algunas freatomagmáticas (Andreis y Zalba, 1994), en el arco volcánico andino del noroeste (Feruglio, 1949) y centro-oeste patagónico.

En el área de estudio, esta unidad se observa en dos sectores: en las laderas ubicadas hacia el este de SCH, sin influencia directa sobre el sitio donde se halla la capa de tefra (Fig. 1.7) y hacia el este de la zona de estudio, dentro del ANPRC, donde se localizan los sitios RC y PV. Los afloramientos para este último caso no son muy buenos, ya que se encuentran vegetados, deslizados o cubiertos por sedimentos más modernos (Foix *et al.*, 2022). Por otra parte, en cercanías a RC no se observan afloramientos, mientras que, en PV el afloramiento más próximo se encuentra a 3 km al NO del sitio de estudio, asociado a cauces que drenan hacia el E, fuera de la cuenca hidrográfica activa durante el Holoceno para el área de PV (Fig. 1.8).

- **Oligoceno - Mioceno:**

Formación Chenque o Patagonia: Esta formación se ubica estratigráficamente por encima o en concordancia con la Fm. o Gr. Sarmiento, según la región que se analice. Se compone principalmente de areniscas y arcilitas amarillentas a verde amarillentas (Sciutto *et al.*, 2008), agrupadas en cuatro secuencias de granulometría granocrecientes y somerizantes, y una quinta secuencia arenosa. Estas secuencias preservan una sección inferior delgada, coquinoidea y transgresiva y otra superior de nivel alto, más potente y progradante (Foix *et al.*, 2021). Contienen una proporción de piroclastos que decrece de la secuencia 1 a 3 y desaparece hacia arriba. La sedimentación representa un paleoambiente marino poco profundo (Bellosi, 1990; 1995; Paredes, 2002), que varía de plataforma

externa e interna hacia ambientes submareales e intermareales (Paredes, 2002; 2003a; 2003b).

Se han reconocido abundantes restos de invertebrados marinos (Feruglio 1949, Frenguelli 1932, entre otros), algunos vertebrados, diversos palinomorfos continentales y marinos (Barreda, 1989; Barreda y Palamarczuk, 2000a; 2000b) y trazas fósiles (Buatois *et al.*, 2003; Carmona *et al.*, 2008; 2020, Foix *et al.*, 2021).

El contenido palinológico indica una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (Barreda, 1989; Barreda y Palamarczuk, 2000a; 2000b; Palazzesi y Barreda, 2012), asociado a clima húmedo con temperatura templada a cálida (Barreda, 1996).

En el área de estudio, esta unidad aflora en cercanías al sitio ALM (ver fig. 1.4), vinculada a terrazas estructurales disectadas por cañadones y cubierta mayormente por vegetación. Se reconocen además, afloramientos dentro del ANPRC, aunque alejados de los sitios RC y PV. En general sus exposiciones no son muy buenas y están vinculadas a frecuentes deslizamientos de faldeo y cubiertas de vegetación. A lo largo de la zona costera parte de sus depósitos han desaparecido por erosión asociada a cursos fluviales, pedimentos y transgresiones y regresiones marinas (Sciutto *et al.*, 2000).

Formación Santa Cruz: En la provincia de Chubut, la Fm. Santa Cruz está restringida al ámbito de la CGSJ. Sus depósitos constituyen el registro de la última etapa de sedimentación a partir de un progresivo retroceso del mar atlántico durante el Mioceno temprano y hasta la continentalización y desactivación definitiva de la cuenca, en coincidencia con el ascenso de los Andes Patagónicos (Bellosi, 1995; Sciutto *et al.*, 2008). La unidad suprayace en concordancia a los depósitos marinos de la Fm Chenque (Bellosi, 1990) y es cubierta por los Rodados

Patagónicos (Feruglio 1949; Bellosi, 1990; 1995, Sciutto *et al.*, 2000; Martínez y Kutschker, 2011). Se constituye predominantemente por areniscas grises con estratificación entrecruzada en artesa, conglomerados intraformacionales con troncos, arcilitas, fangolitas tobáceas y desarrollo de paleosuelos (Sciutto *et al.*, 2008), depositadas en sistemas depositacionales mixtos y continentales (Feruglio, 1949; Bellosi, 1995). Contiene algunos restos fósiles de dientes y huesos de mamíferos (Marshall *et al.*, 1983; 1986). En el área de estudio, esta unidad no se observa en cercanía a los sitios de interés.

- **Plioceno - Pleistoceno**

Rodados Patagónicos: Son también denominados “Rodados Tehuelches” (Darwin, 1842; Feruglio, 1949, entre otros) y se apoyan en discordancia erosiva sobre los sedimentos neógenos, tanto marinos, como continentales. La unidad consiste en conglomerados con clastos gravosos bien redondeados y cemento de carbonato de calcio, formando potentes niveles de calcretes (Pereyra y Bouza, 2021). En algunos casos, la exposición a la deflación desde su depositación generó que parte de la fracción arenosa que los compone haya sido removida, generando en su superficie pavimentos desérticos (Sciutto *et al.*, 2008). La composición es principalmente de rocas volcánicas porfíricas, que habrían provenido desde la zona cordillerana del noroeste del macizo del Deseado, donde los afloramientos de esas rocas del Jurásico superior están ampliamente distribuidos (Césari *et al.*, 1986). En algunos sectores, representa depósitos de origen glacifluvial, con paleocanales entrelazados, típicos de planicies de *outwash* (Césari y Simeoni, 1994; Tejedo, 2004a; Martínez y Kutschker, 2011; Martínez *et al.*, 2014; Pereyra y Bouza, 2021). Los depósitos más antiguos de esta unidad fueron interpretados como niveles de acumulación pedemantanas (Caldenius, 1932; Cobos y Panza,

2003; Martínez y Kutschker, 2011; Pereyra y Bouza, 2021). El nivel aterrazado denominado Pampa del Castillo, ubicado en el centro del área de estudio y entre 10 - 15 km hacia el oeste de ALM, RC y PV, corresponde al nivel más alto de Los Rodados Patagónicos, con una cota superior a 750 m (Simeoni, 2008), sin influencia directa en los sitios.

- **Holoceno**

No se diferencian unidades estratigráficas formales para esta época, sin embargo, sus depósitos resultan ampliamente distribuidos y muestran una gran variabilidad de ambientes sedimentarios. En el área de estudio, se encuentra asociado a depósitos fluviales, eólicos, lacustres, litorales y de remoción en masa, representados por diversas geoformas de gran distribución geográfica como pedimentos, terrazas, deslizamientos y cordones litorales que son descriptas con mayor detalle en la siguiente sección 1.3.3 del Marco Geomorfológico y 3.1 de Ambientes sedimentarios y geoformas asociadas a la preservación de tefras.

1.3.3. Marco geomorfológico

En el área de estudio se observa una importante variabilidad de geoformas, como resultado de la combinación de diversos procesos geomorfológicos endógenos y exógenos (Pereyra y Bouza, 2021). Los importantes cambios climáticos ocurridos desde fines del Neógeno, asociados a periodos glaciales e interglaciales, variaciones del nivel del mar y procesos tectónicos, incidieron significativamente en la geomorfología del área (Martínez y Kutschker, 2011; Rabassa, 2008). Al tratarse de una región árida a semiárida, prevaleció durante los períodos interglaciales la influencia de la acción eólica e hídrica. Montes *et al.* (2015) describen la presencia de *yardangs* producto de una significativa erosión eólica que modeló el relieve de mesetas estructurales y cañadones de la zona de estudio, en un paisaje sometido a recurrentes condiciones climáticas de aridez desde el

Mioceno superior. La velocidad y frecuencia de los vientos del oeste (*westerlies*), también generó geformas erosivas y deposicionales modeladas por este agente durante el Holoceno (Montes *et al.*, 2015; 2017). Por su parte, la acción hídrica da lugar principalmente a lagunas y cauces fluviales efímeros, que son reactivados durante los eventos de grandes precipitaciones (Mazzoni y Vázquez, 2009; Paredes *et al.*, 2017). Estos a su vez, aportan de forma intermitente sedimentos que son arrastrados por el viento y depositados a sotavento (Montes *et al.*, 2017).

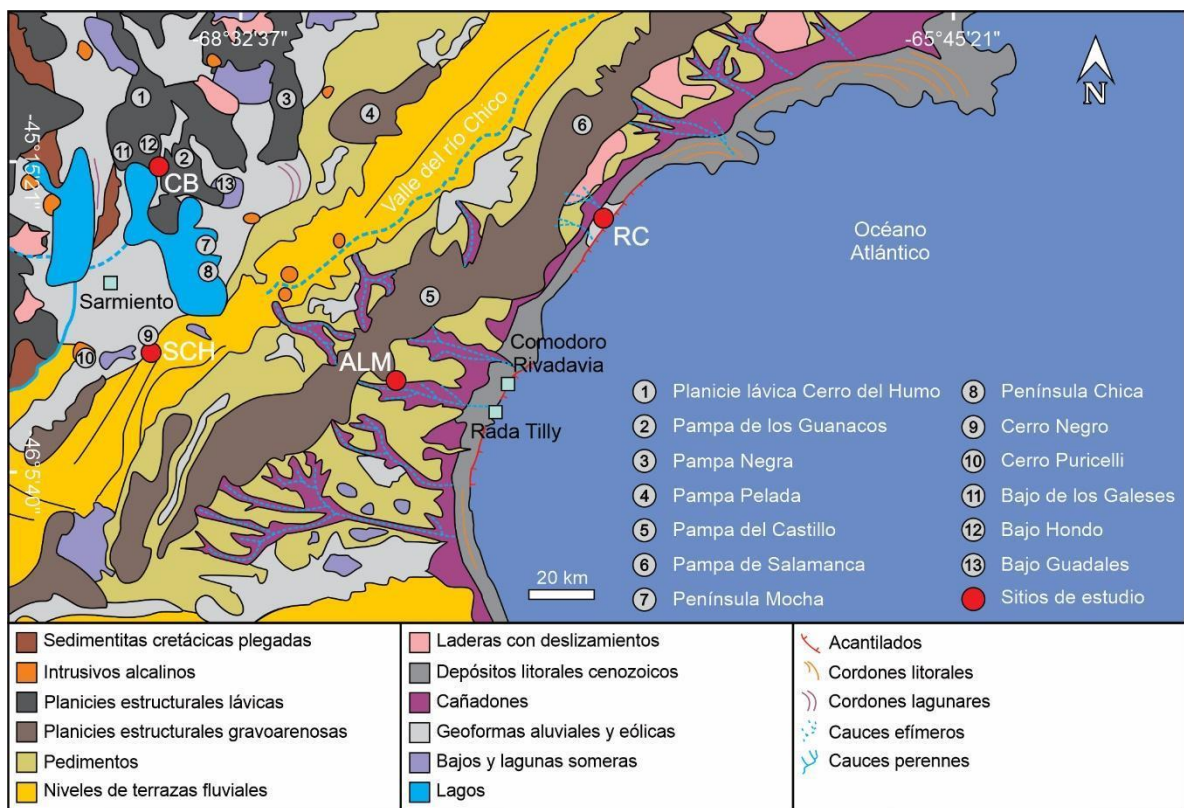


Figura 1.9. Mapa geomorfológico regional del área de estudio. Modificado de Ruiz, 2024.

Entre las geformas de mayor distribución geográfica, se destacan las extensas planicies estructurales, constituyendo mesetas debido al proceso de inversión de relieve (Simeoni, 2008). Mayormente, son coronadas por los denominados Rodados Patagónicos, como es el caso de las pampas Pelada, Castillo y Salamanca (Fig. 1.9). En menor medida, un conjunto de mesetas es coronada por basaltos alcalinos neógenos y cuaternarios, ubicados principalmente al NO de la zona de estudio, como Pampa Negra, Pampa de los Guanacos

y Cerro del Humo (Fig. 1.9). Estos dos últimos, bordean la cuenca de Cañadón de los Boers, en cercanías al sitio CB. En general, estas planicies estructurales se encuentran disectadas por profundos cañadones y rodeadas de extensos deslizamientos rotacionales. Asimismo, la presencia de cuerpos intrusivos neógenos, es común hacia el oeste del área de estudio, como es el caso de Península Mocha, Península Chica, Cerro Puricelli y Cerro Negro (Fig. 1.9), éste último emplazado a menos de 2 km al NO del sitio SCH. En general, estos intrusivos representan elementos de relieve positivos, rodeados por laderas con deslizamientos rotacionales cuaternarios (Sciutto *et al.*, 2008).

La región también se caracteriza por la presencia de cuencas endorreicas de variadas dimensiones denominadas bajos sin salida (Martínez, 2012). Su origen está vinculado principalmente a la inversión de relieve y la desintegración de antiguas redes de drenaje (Simeoni, 2008; Montes *et al.*, 2024), como por ejemplo los bajos De los Galeses, Hondo y Guadales (Fig. 1.9). Se destaca la cuenca hidrográfica de Sarmiento, que alberga los lagos Musters (LM) y Colhué Huapi (LCH), cuyo desarrollo está asociado a procesos de control estructural de la faja plegada de San Bernardo. Esta faja, al igual que la Sierra Silva (Fig. 1.5), que separa a ambos lagos, fue formada como resultado de la inversión tectónica de depocentros extensionales de la CGSJ durante el Cenozoico (Homocv *et al.*, 1995). Todo el conjunto consiste en pliegues anticlinales con orientación norte-sur, con más de 1000 m de altura, constituidos por sedimentitas cretácicas del grupo Chubut, con flatirones, cañadones y cárcavas, como evidencias de erosión hídrica y eólica (Giacosa y Paredes, 2008). La disposición de los cursos fluviales también se encuentra fuertemente controlada por la estructura y la evolución tectónica regional. El río Senguerr, principal afluente de la cuenca hidrográfica, recibe numerosos tributarios, como los ríos Mayo, Apeleg y Genoa y tiene sus nacientes al oeste, en los lagos La Plata y Fontana (Scordo, 2018; Paredes *et al.*, 2025). Se bifurca antes de su desembocadura en el LM, en un extenso

fandelta o abanico deltaico, conocido también como megaabanico de Sarmiento, donde nace el principal afluente del LCH denominado río Falso Senguerr (Fig. 1.9). Césari y Simeoni (1994); Simeoni (2008), Gonzalez Díaz y Di Tommaso, (2014) y Montes *et al.* (2017) describen la evolución hidrográfica del bajo de Sarmiento y su influencia en la geomorfología del área. Durante el Pleistoceno, el curso del antiguo río Senguerr bordeaba el bajo de Sarmiento por el sur, conectándose con el río Chico al noreste y a través de él, hacia el río Chubut, hasta desembocar en el océano Atlántico. Sin embargo, la erosión retrógrada de un canal fluvial que drenaba de sur a norte en el bajo de Sarmiento, capturó el drenaje del antiguo río Senguerr, formándose de este modo, el paleolago Sarmiento, que cubría la actual superficie de los LM, LCH y sus alrededores (González Díaz y Di Tommaso, 2014). A partir de las condiciones climáticas de aridez regional del Holoceno medio, se habría producido un descenso del nivel de este paleolago, (Markgraf *et al.*, 2003; Gilli *et al.*, 2005; Moreno *et al.*, 2009), dando lugar a la preservación de cordones de playa, barreras y paleoacantilados a diferentes altitudes. En la actualidad, la cuenca del lago está desconectada del valle del Río Chico, que ha permanecido seco en el período posterior a 1939, inundándose esporádicamente debido a las precipitaciones, durante las cuales se activan canales efímeros como el Zanjón del Valle Hermoso y se desarrollan lagunas poco profundas en su fondo.

El LCH por su parte, ha experimentado diversas fluctuaciones significativas en su nivel de agua durante los últimos 1750 años AP ¹⁴C, detectados a partir del estudio del polen y microalgas (Fabiani *et al.*, 2014). Su superficie ha variado entre 810 km² en 1983 a 105 km² en el año 2001, asociado principalmente a la reducción general de precipitaciones y aumento de la evaporación (Tejedo, 2004b; Scordo, 2018). A partir de la disponibilidad de los sedimentos del fondo del lago, se han desarrollado extensos campos eólicos y ha

migrado una importante cantidad de polvo atmosférico, asociados a la acción continua de los vientos del oeste (Montes *et al.*, 2017; Montes y Gaiero, 2017).

La zona costera del área de estudio, exhibe por su parte, morfologías modeladas principalmente por la acción litoral. En la costa actual, dominan los acantilados y plataformas de abrasión labrados esencialmente en las formaciones Río Chico, Sarmiento y Chenque (Foix *et al.*, 2022). En sectores más reparados se han desarrollado geoformas de acumulación, como en Rada Tilly, Caleta Córdoba y bahía Solano, donde se observan diferentes cordones litorales (Codignotto *et al.*, 1990). En el sitio PV, se destaca una barrera litoral asociada a la máxima transgresión marina del Holoceno medio (Rodríguez *et al.*, 2022a).

Los mapas geomorfológicos de detalle, así como las geoformas de menor escala, vinculadas a cada uno de los sitios de estudios, se encuentran descriptos en el capítulo de Resultados 3.1 de Ambientes sedimentarios y geoformas asociadas a la preservación de tefras.

1.3.4. Influencia del volcanismo explosivo postglacial de la ZVS y ZVA en el área de estudio

La Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona Volcánica Austral (ZVA), corresponden a los dos segmentos volcánicos meridionales del cinturón volcánico andino (Stern, 2004, Fig. 1.10). Las emisiones piroclásticas, producto de la actividad explosiva postglacial de los volcanes de ambos segmentos, son dispersadas hacia el este influenciados por los *westerlies*. Su gran intensidad, permite generar depósitos distales de tefra en una amplia variedad de ambientes. Sin embargo, debido a las condiciones de aridez de la región y la intensidad de los *westerlies*, los registros tefrocronológicos preservados son escasos y pertenecen a los eventos más importantes (Rodríguez *et al.*, 2025).

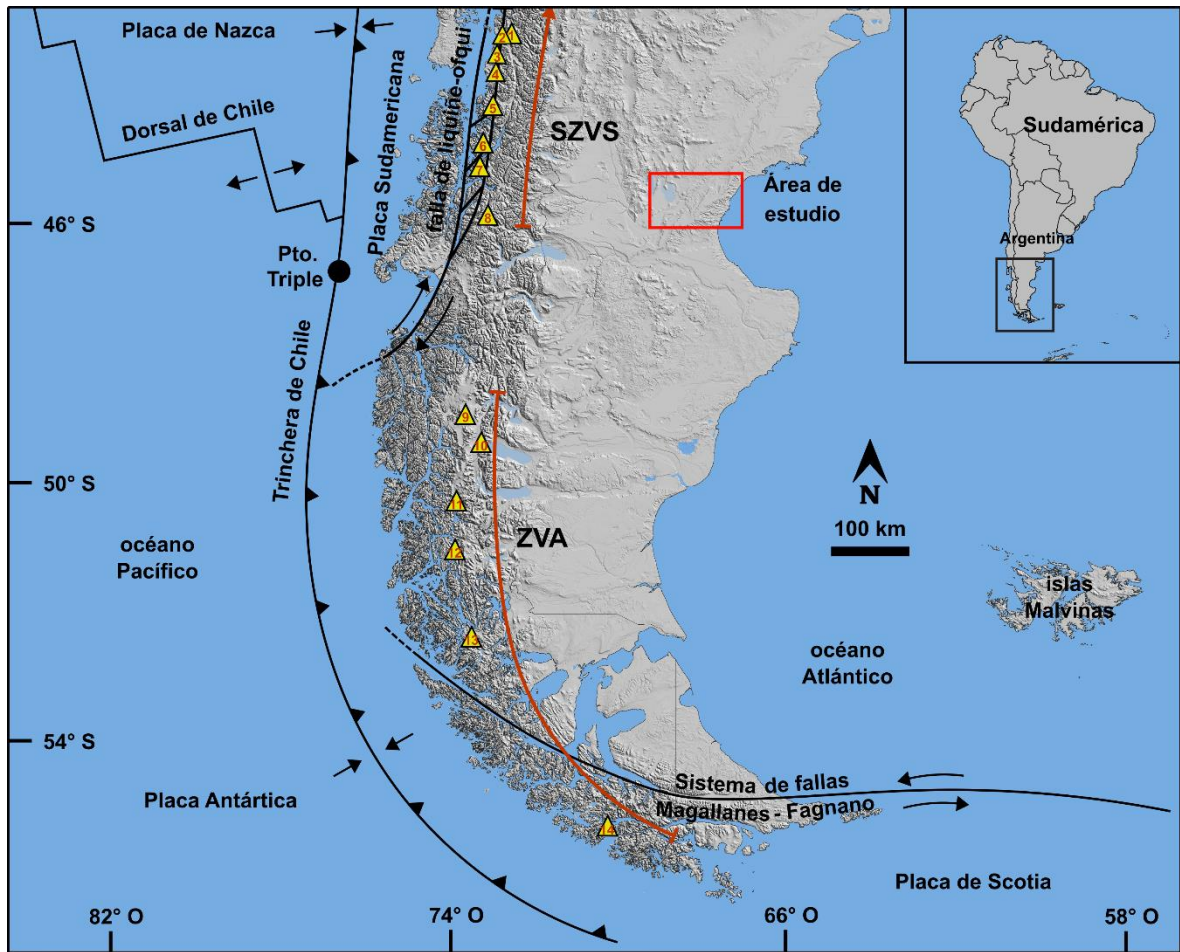


Figura 1.10. Mapa de las zonas volcánicas SZVS y ZVA, mostrando los principales centros volcánicos y su ubicación con respecto al área de estudio. Los números indican los volcanes: 1. Michinmahuida, 2. Chaitén, 3. Corcovado, 4. Yanteles, 5. Melimoyu, 6. Mentolat, 7. Macá, 8. Hudson, 9. Lautaro, 10. Viedma, 11. Aguilera, 12. Reclus, 13. Burney, 14. Fuegoينو.

La ZVS, comprendida entre los 33°S y 46°S, comienza con el volcán Tupungato (33°24' S; 69°48' O), situado sobre la frontera argentino-chilena, en cercanías a la localidad de Tupungato, Mendoza y culmina con el volcán Hudson (45°54'S; 72°58'O) en la región de Aysen, Chile. La zona sur de la ZVS (SZVS), es atravesada por la falla Liqueñe-Ofqui, que culmina aproximadamente a 240 km al este del Punto Triple y marca el contacto entre la placa continental sudamericana y las placas oceánicas Nazca y Antártica (Stern, 2004, Fig. 1.108). Mientras que las tres placas involucradas convergen a lo largo de la trinchera de Chile, en forma paralela las placas Nazca y Antártica divergen en la zona de la Dorsal de Chile, generando una dinámica tectónica particular en el área, influyendo particularmente en la actividad eruptiva del volcán Hudson (Gutiérrez *et al.*, 2005).

Durante los últimos 15-20 millones de años, el punto triple ha migrado hacia el norte, a lo largo del margen continental, como resultado de la colisión oblicua entre la dorsal y la trinchera (Cande y Leslie, 1986; Nelson *et al.*, 1994).

En la zona SZVS se encuentra un gran número de centros volcánicos que incluye a los estratovolcanes Michinmahuida, Chaitén, Corcovado, Yanteles, Melimoyu, Mentolat, Macá y Hudson, que registran erupciones explosivas con $IEV \geq 4$ (López-Escobar *et al.*, 1993; Naranjo y Stern, 2004, Fig. 1.11). La proximidad de estos volcanes, entre 300 y 525 km al O y NO del área de estudio los convierte en potenciales generadores de depósitos de tefra de la zona de interés. La composición más frecuente en estos volcanes es andesita/andesita basáltica, sin embargo, se han registrado variabilidades composicionales en erupciones explosivas de los volcanes Michinmahuida, Melimoyu, Hudson y Chaitén (Alloway *et al.*, 2017a; b; Geoffroy *et al.*, 2018; Naranjo y Stern, 1998; Smith *et al.*, 2019, entre otros), siendo este último, el único que registra composiciones exclusivamente riolíticas en toda su historia eruptiva (Alloway *et al.*, 2017b; Moreno *et al.*, 2015, entre otros, Tabla 1.1).

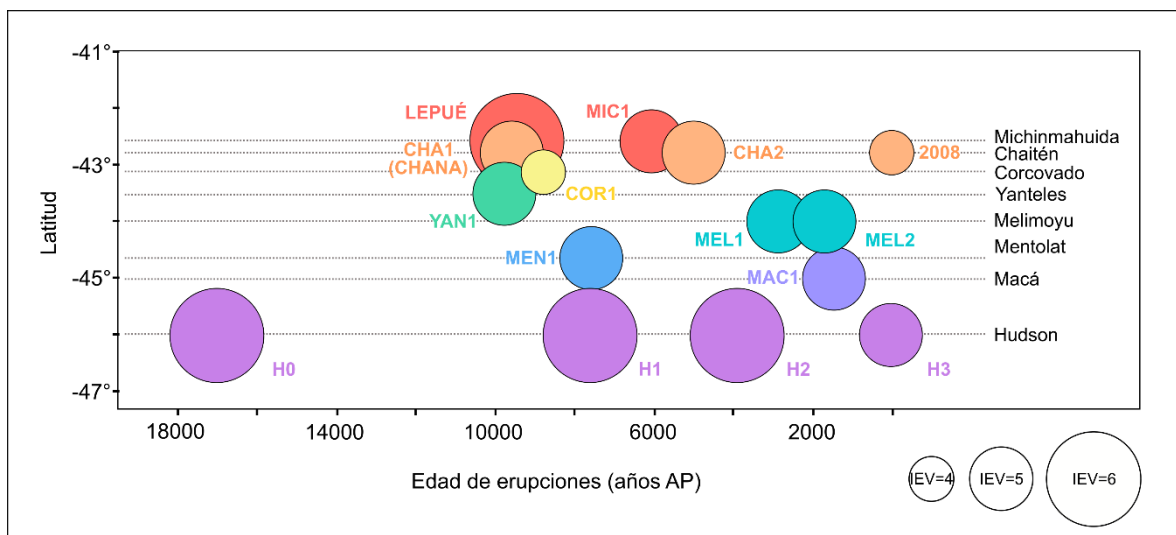


Figura 1.11. Erupciones volcánicas con $IEV \geq 4$ identificadas durante los últimos 18 ka AP. correspondientes a volcanes ubicados en la porción SZVS. Modificado de Watt *et al.*, 2013b. Las referencias de Índices de Explosividad Volcánica (IEV) se indican en la Tabla 1.1.

Tabla 1.1. Erupciones postglaciales (VEI ≥ 4) de volcanes al sur de la ZVS

Volcán	Unidad	Método de datación	Edad aprox. (*) (¹⁴ C años AP)	Volumen de tefra (km ³)	Distribución de tefra	IEV	Composición	Referencias
Michinmahuida	MIC1	¹⁴ C	5120; 6350	1,5	E	5	Andesita	1; 2
	Tefra Lephué	¹⁴ C	9260; 9510	>10	Radial simétrica	6	Riolítica a andesita basáltica	3
Chaitén	CHA3/2008	Observaciones históricas		<0.5-1	E - SE	4	Riolítica	4
	CHA2	¹⁴ C	4400 - 5500	4,7	E	5	Riolítica	5; 1
	Puma Verde	¹⁴ C	7569-7832	¿?	E	¿?	Riolita	6
	Chana / Cha1	¹⁴ C	8770; 8849; \leq 9235	3,5	NNE	5	Riolítica	2; 6; 7
Corcovado	COR1	¹⁴ C	>7980; <9190	0,4	ENE	4	Andesita basáltica	2; 8
Yanteles	YAN1	¹⁴ C	9190; 9560	2,4	NE	5	Andesita	2; 8
Melimoyu	MEL2 / Mm-2 (Tefra Santa Ana)	¹⁴ C	1750	1,6	E	5	Traquidacita-dacita	2; 9
	MEL1 / Mm-1 (Tefra La Junta)	¹⁴ C	2740; 2790	2,4	ESE	5	Riolítica a andesita basáltica	2; 9
Mentolat	MEN1	¹⁴ C	6690	>5	ESE	5	Andesita basáltica	2; 8; 10
Macá	MAC1	¹⁴ C	1540	1,7	ESE	5	Andesita basáltica	2; 8
Hudson	H3/1991	Observaciones históricas		4,3	ESE	5	Basáltica a traquidacita	11; 12; 13; 14
	H2	¹⁴ C	>3495; <3900	12	E, SE, SSE	6	Andesita basáltica, traquiandesita, dacita y riolita	12; 15; 16, 17
	H1	¹⁴ C	6850;7240	>18	SSE	6	Andesita, traquiandesítica/ traquita, dacita	12; 18;19
	H0	¹⁴ C	>14100; <15250	>20	E, SE	6	Andesita basáltica, traquiandesita basáltica a riolita	12; 21; 22

(*) Las edades de la tabla son establecidas a partir de los diferentes registros analizados. Referencias: (1) Amigo *et al.*, 2013; (2) Naranjo and Stern 2004; (3) Alloway *et al.*, 2017a; (4) Watt *et al.*, 2009; (5) Watt *et al.*, 2013a; (6) Alloway *et al.*, 2017b; (7) Moreno *et al.*, 2015; (8) Watt *et al.*, 2013b; (9) Geoffroy *et al.*, 2018; (10) Stern *et al.*, 2016; (11) Naranjo *et al.*, 1993; (12) Naranjo and Stern 1998; (13) Kratzmann *et al.*, 2008; (14) Kratzmann *et al.*, 2010; (15) Panaretos *et al.*, 2021; (16) Van Daele *et al.*, 2016; (17) Zanchetta *et al.*, 2021; (18) Del Carlo *et al.*, 2019; (19) Prieto *et al.*, 2013; (20) Bendle *et al.*, 2017; (21) Weller *et al.*, 2014; (22) Zanchetta *et al.*, 2018.

Durante los últimos años, se han producido erupciones explosivas de tipo plinianas provenientes de los volcanes Hudson en 1991 (erupción H3), ubicado a más de 300 km al O de la zona de estudio ($45^{\circ}54'3.32''\text{S}$; $72^{\circ}57'57.13''\text{O}$) y Chaitén en 2008 (erupción CHA3), ubicado a 525 km al NO del área de estudio ($42^{\circ}50'9.50''\text{S}$; $72^{\circ}39'25.13''\text{O}$). Dado su carácter histórico, existen numerosas descripciones detalladas sobre los depósitos producidos en ambas erupciones (Bitschene y Fernández, 1995; Forte *et al.*, 2018; Naranjo, 1993; Naranjo y Stern, 1998; Kratzmann *et al.*, 2008; Kratzmann *et al.*, 2010; Osores *et al.*, 2013; Scasso *et al.*, 1994; Watt *et al.*, 2009). Durante estos eventos, el material piroclástico más fino contenido en las altas columnas eruptivas, se dispersó bajo la influencia de los vientos del oeste, alcanzando el área de estudio e incluso, extendiéndose más allá del ámbito continental (Bitschene y Fernández, 1995; Kratzmann *et al.*, 2010; Naranjo y Stern, 1998; Osores *et al.*, 2013; Scasso *et al.*, 1994; Watt *et al.*, 2009, entre otros, Fig. 1.12).

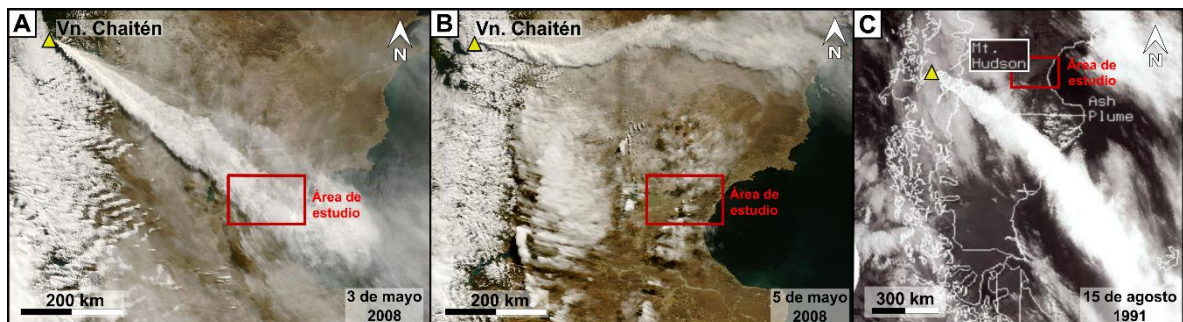


Figura 1.12. A y B) Imágenes satelitales tomada por el satélite Terra, sensor MODIS los días 3 y 5 de mayo de mayo de 2008 durante la erupción CHA3 del volcán Chaitén, donde se observa la dispersión de la pluma eruptiva hacia el SE y E respectivamente. C) Imagen infrarroja termal (NOAA) tomada el 15 de agosto de 1991 durante la erupción H3 del volcán Hudson, donde se observa la dispersión de la pluma eruptiva hacia el SE.

La ZVA comprendida entre los 49°S y 55°S , es separada de la ZVS por un segmento de silencio volcánico (Stern y Kilian, 1996; Stern, 2004). Comienza al norte con el volcán Lautaro ($49^{\circ}02' \text{S}$; $73^{\circ}55' \text{O}$), localizado en el Campo de Hielo Patagónico Sur en la Patagonia chilena, hasta el domo de lava denominado Fueguino ($54^{\circ}58' \text{S}$; $70^{\circ}15' \text{O}$), en la isla Cook del archipiélago de Tierra del Fuego, en Chile. El volcanismo de este segmento, deriva de la subducción de la placa Antártica bajo la placa Sudamericana (Fig.

1.10) y a diferencia de la ZVS, los volcanes muestran una espaciada distribución y una actividad volcánica marcadamente menor. Los estratovolcanes presentes en esta zona incluyen a Lautaro, Aguilera, Reclus y Monte Burney, ubicados entre 500 y 830 km hacia el SO y SSO del área de estudio (Stern, 2004). Se han documentado escasos eventos de erupciones explosivas, con composiciones riolíticas ($\text{SiO}_2 > 70\%$) y direcciones de dispersión hacia el E y SE. En el caso del volcán Lautaro, los registros indican erupciones históricas de baja explosividad (IEV= 1 y 2, Prieto *et al.*, 2013), sin evidencias de erupciones explosivas durante los últimos 18 ka. Por otro lado, los volcanes Aguilera, Reclus y Burney, han experimentado erupciones clasificadas como muy explosivas, sin embargo, la dirección de dispersión de las tefras generadas por estas erupciones se ha registrado hacia el E y SE (Martinic, 2008; Smith *et al.*, 2019; Stern, 2008), alejados del área de estudio.

1.3.4.1. Registros de erupciones explosivas postglaciales del volcán Hudson

Particularmente, el volcán Hudson es más grande (147 km^3) que el promedio de los edificios volcánicos de la SVZ ($\sim 100 \text{ km}^3$, Völker *et al.*, 2011). Su historia eruptiva, data de más de un millón de años (Orihashi *et al.*, 2004), con un gran volumen de material piroclástico emitido desde el inicio del retroceso glacial ($>45 \text{ km}^3$, Weller *et al.*, 2014), que indica una actividad holocena anómala, pudiendo ser el volcán más activo en términos de frecuencia de grandes erupciones explosivas de la ZVS (Naranjo y Stern, 1998; Weller *et al.*, 2015). Los eventos de mayor magnitud corresponden a cuatro erupciones denominadas H0, H1, H2 y H3 (Fig. 1.13). La erupción H0 ocurrida hace aproximadamente 17,4 ka AP, corresponde a la mayor erupción para la ZVS de los Andes durante el periodo postglacial, con un volumen de tefra estimado en $>20 \text{ km}^3$ (Weller *et al.*, 2014). Cuenta con registros tefrocronológicos que indican una composición bimodal, con una fase traquiandesita basáltica y una fase más evolucionada de traquidacitas (Van

Daele *et al.*, 2016; Weller *et al.*, 2014; Zanchetta *et al.*, 2018). Su dispersión en dirección E-SE, incluye un sector de Patagonia extraandina en Puerto Deseado-Santa Cruz, a 580 km al SE del volcán (Zanchetta *et al.*, 2018, Fig. 1.13.A). La erupción H1 ocurrida hace aproximadamente 7,7 ka AP (Stern, 1991; 2008; Naranjo y Stern, 1998), muestra registros que indican un volumen de tefra estimado en $>18 \text{ km}^3$, con una composición unimodal, abarcando los campos traquita/traquidacita y riolita (Naranjo y Stern, 1998; Smith *et al.*, 2019; Zanchetta *et al.*, 2021). Su dispersión hacia el S y S-SE cubrió incluso, gran parte de Tierra del Fuego a más de 780 km de distancia (Prieto *et al.*, 2013; Smith *et al.*, 2019; Stern *et al.*, 2008; 2016, Fig. 1.13.B), con registro de acumulaciones de hasta 20 cm de tefra en el sitio Seno Otway (Prieto *et al.*, 2013). La erupción H2, ocurrida aproximadamente hace 3,6 ka AP (Naranjo y Stern, 1998), con un volumen de tefra similar al de H1 (Weller *et al.*, 2014), registra una composición unimodal, abarcando los campos traquita/traquidacita y riolita (Naranjo y Stern, 1998; Smith *et al.*, 2019; Zanchetta *et al.*, 2021) y una amplia distribución de la pluma eruptiva hacia el E y SE, incluso en zonas distales de Patagonia extraandina, al N de Caleta Olivia-Santa Cruz, a más de 400 km al SE del volcán (Zanchetta *et al.*, 2021) y en las Islas Malvinas, a más de 1200 km al SE del volcán (Panaretos *et al.*, 2021, Fig. 1.13.C). Finalmente, la erupción H3, ocurrida entre los días 8 y 15 de agosto de 1991, produjo un volumen de tefra que alcanzó los $4,35 \text{ km}^3$ en superficie y un volumen total de $7,6 \text{ km}^3$ que incluye el material sedimentado en el mar (Scasso *et al.*, 1994). Se desarrolló en dos fases freatoplinianas, con un IEV=5 y una columna eruptiva entre 16 y 18 km de altura s.n.m. La dispersión registrada fue hacia el N-NE durante su fase inicial de composición basáltica, los días 8 y 9 de agosto y hacia el E-SE en la segunda fase eruptiva de composición traquiandesita y riolita ocurrida entre el 12 y 15 de agosto (Bitschene y Fernández, 1995; Kratzmann *et al.*, 2010; Naranjo y Stern, 1998; Scasso, 1994, Fig. 1.13.D).

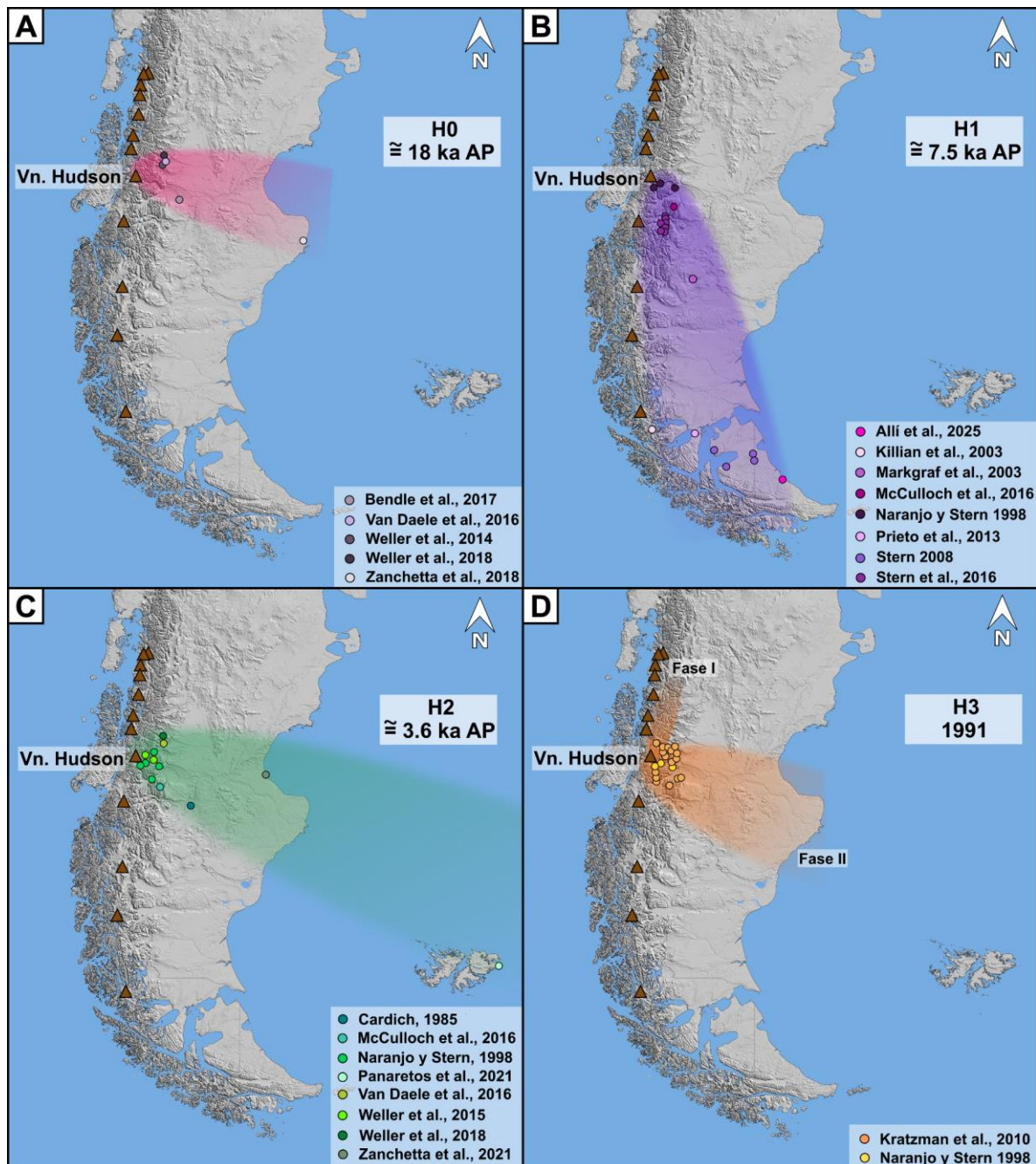


Figura 1.13. Reconstrucción de la dispersión de las plumas eruptivas generadas por el volcán Hudson. A) H0, B) H1, C) H2 y D) H3/erupción de 1991. Los círculos indican sitios con registros de capas de tefra correspondientes a dichas erupciones.

1.3.4.2. Registros de erupciones explosivas postglaciales del volcán Chaitén

Los registros de la historia eruptiva del volcán Chaitén, indican tefras asociadas a tres erupciones muy explosivas, ocurridas durante el Holoceno (CHA1/Chana, Puma Verde, CHA 2/Pumallín) y un evento histórico en el año 2008 (Alloway *et al.*, 2017b; Moreno *et al.*, 2015; Naranjo y Stern 2004; Watt *et al.*, 2009; 2013a), todas de composiciones exclusivamente riolíticas (Alloway *et al.*, 2017b; Moreno *et al.*, 2015, entre otros). La

tefra denominada CHA1 o Chana (Alloway *et al.*, 2017b), fue originada por una erupción ocurrida entre 9,3 a 9,8 ka AP (Amigo *et al.*, 2013; Fontjin *et al.*, 2016; Moreno *et al.*, 2015; Naranjo y Stern 2004; Watt *et al.*, 2011), con una dispersión hacia el NNE (Fig. 1.14). Los registros más distales corresponden a testigos de laguna Las Ranas y Lago Villarica, ubicados a más de 400 km hacia el N del volcán (Fontjin *et al.*, 2016).

Por otra parte, se registra una erupción ocurrida hace aproximadamente 7,1 ka AP, entre las erupciones CHA1 y CHA2, denominada Puma Verde por Alloway *et al.* (2017b), la cual carece de información detallada en cuanto al volumen de tefra emitido y el IEV. No obstante, se dispone de registros significativos, distribuidos principalmente hacia el E, entre los que destaca el lago Teo, ubicado a 7 km al SE del volcán, con casi 50 cm de espesor de tefra (Moreno *et al.*, 2015). El registro más distal se encuentra en el lago Espejo, Futaleufú (Alloway *et al.*, 2017b), ubicado a 75 km del volcán, en dirección N122°, con 1 cm de espesor. La tefra denominada CHA2 o Pummallín (Alloway *et al.*, 2017b) fue originada aproximadamente entre 4,4 y 5,5 ka AP (Amigo *et al.*, 2013; Watt *et al.*, 2013a; entre otros) y atribuida inicialmente al volcán Michinmahuida (Mic2, Naranjo y Stern, 2004), aunque análisis geoquímicos posteriores concluyeron que se trataba de una erupción correspondiente al volcán Chaitén (Amigo *et al.*, 2013; Watt *et al.*, 2009, entre otros). Los registros indican una dispersión hacia el E, con depósitos que superan el metro de espesor en cercanías al volcán (Amigo *et al.*, 2013). Los depósitos más distales fueron hallados en la costa norte de Chubut, a más de 630 km al E del volcán, vinculados a registros arqueológicos (Rodríguez *et al.*, 2022b). La erupción CHA3 por su parte, comenzó el 1 de mayo de 2008 y comprendió varias fases a lo largo de diez días de intensa actividad, acumulando un volumen de tefra de aproximadamente 0,5 a 1 km³, un IEV=4 y una columna eruptiva que alcanzó los 18 km de altura s.n.m. (Alfano *et al.*, 2011; Forte *et al.*, 2018). Las imágenes satelitales captadas durante esta última erupción,

permitieron detectar una variación en la dirección de dispersión de la pluma eruptiva hacia el SE y E, siguiendo los vientos dominantes del oeste (Osorez *et al.*, 2013; Villarosa *et al.*, 2016; Fig. 1.14).

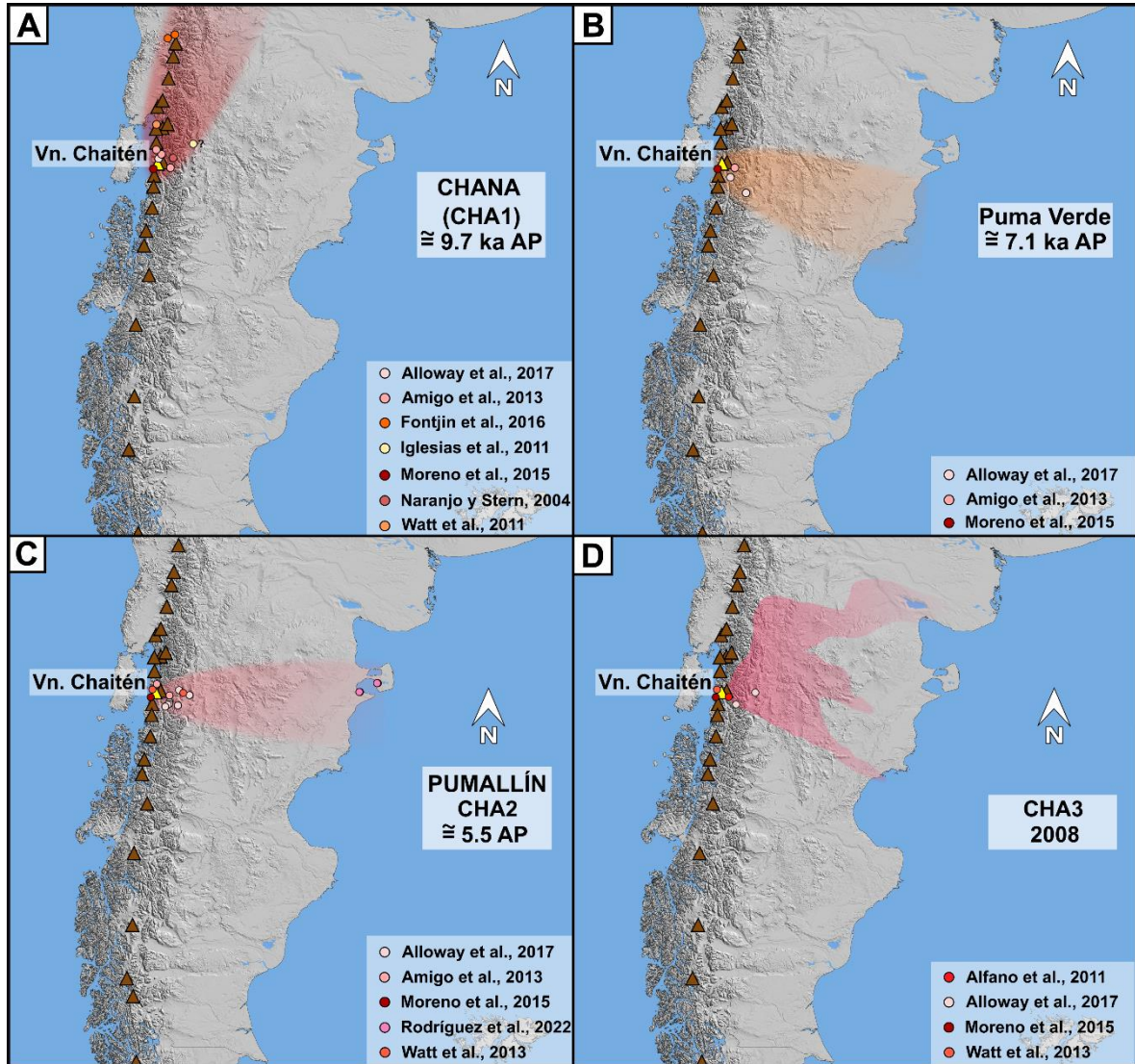
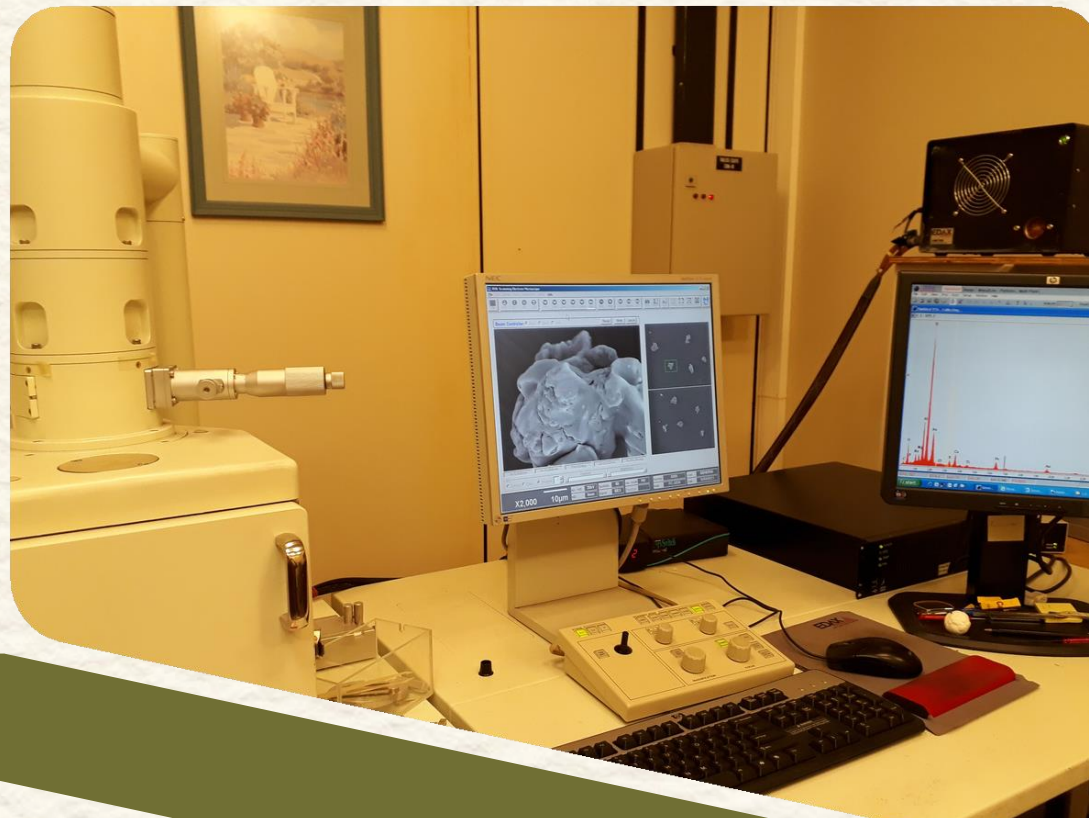


Figura 1.14. Reconstrucción de la dispersión de las plumas eruptivas generadas por el volcán Chaitén. A) Chana/Cha1, B) Puma Verde, C) Pumallín/Cha2 y D) Cha3/erupción de 2008 (modificado de Villarosa *et al.*, 2016). Los círculos indican sitios con registros de capas de tefra correspondientes a dichas erupciones.



CAPÍTULO 2

Materiales y Métodos



CAPÍTULO 2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Prospección de sitios con tefras, descripción de campo y muestreo

La prospección de los sitios de estudio se realizó mediante imágenes satelitales de Google Earth Pro (versión 7.3.2), a partir de la identificación de geoformas depositacionales cuaternarias, seguida de prospección de campo enfocada en sectores con escarpas erosivas que expongan a los depósitos que las componen.

Durante el relevamiento de campo, se describieron los afloramientos con presencia de capas de tefra. Se analizaron *in situ* color, espesor, geometría, textura, estructuras sedimentarias, contactos, distribución espacial y geoformas asociadas a dichos afloramientos. Se identificaron litofacies para contribuir al análisis de los ambientes de depositación (Miall, 1996; Tripaldi y Limarino, 2008), cuya determinación se sustentó con el vínculo estrecho que presentan los depósitos holocenos con las geoformas identificadas.

2.2. Elaboración de mapas geomorfológicos

Los mapas geomorfológicos se confeccionaron utilizando el software QGIS (versión 3.12). Para analizar la geomorfología de la región de estudio, se emplearon imágenes satelitales de DigitalGlobe y CNES/Airbus, las cuales están disponibles en el software gratuito Google Earth Pro (versión 7.3.2). Estas imágenes fueron complementadas con imágenes obtenidas con un vehículo aéreo no tripulado (VANT), modelo MAVIC Air 2, modelos digitales de elevación de alta precisión, obtenidos a partir de datos del satélite Alos Palsar con una resolución espacial de 12.5 metros y observaciones de campo. El proceso de análisis se llevó a cabo mediante técnicas de procesamiento de imágenes geoespaciales, que incluyeron la selección de bandas espectrales relevantes y la aplicación de algoritmos de clasificación supervisada para identificar y delinear las diferentes características geomorfológicas presentes en el área de estudio.

2.3. Dataciones radiocarbónicas

Se realizaron dos dataciones en carbones y restos óseos de guanaco, asociados a material arqueológico identificado por debajo de la capa de tefra NT1 en el sitio ALM. El material fue enviado al laboratorio de Radiocarbono LATYR, perteneciente al Centro de Investigaciones Geológicas CIG-CONICET, ubicado en la ciudad de La Plata. Por otro lado, se realizó una datación mediante AMS en sedimentos encontrados en la base del perfil de Puerto Visser donde se hallaron las capas de la tefra NPV. El material fue enviado al laboratorio de servicios de datación radiométrica DirectAMS, ubicado en Washington, Estados Unidos.

En todos los casos se empleó la calibración SHCal20 para el hemisferio sur en conjunto con el programa CALIB REV8.2, basada en Hogg *et al.* (2020). Las correcciones de las edades se llevaron a cabo siguiendo las pautas establecidas por Stuiver y Reimer (1993).

2.4. Preparación de muestras

En cada uno de los sitios se recolectaron entre cinco y diez muestras de tefra, las cuales fueron sometidas a repetidos baños termostatzados con agua destilada y temperatura de 40°C. Inicialmente se utilizó un lavador ultrasónico con control de cavitación y desgasificación en el laboratorio de Tefrocronología y Limnogeología del Grupo de Estudios Ambientales (GEA), IPATEC-CONICET, ubicado en el Centro de Salmonicultura de la Universidad Nacional del Comahue, Bariloche y posteriormente un lavador ultrasónico con control de cavitación y desgasificación en el laboratorio de Geomorfología de la UNPSJB, Comodoro Rivadavia. Este proceso permitió eliminar óxidos, materia orgánica y residuos de suciedad adheridos a las paredes de los vitroclastos. Posteriormente, se procedió a enjuagar las muestras con acetona y a secarlas en estufa a una temperatura controlada inferior a 40°C, según la metodología propuesta por Steen-McIntyre (1977) y modificada por Villarosa (2008).

Las muestras de tefra recolectadas en el sitio Puerto Visser, compuestas de vitroclastos de tamaños menores a 250 μm , requirieron un procedimiento diferente debido a su tamaño reducido. En primer lugar, cada muestra fue tamizada utilizando un tamiz manual #230 bajo un flujo de agua corriente. El material retenido por el tamiz fue sometido a lavado con un lavador ultrasónico siguiendo el procedimiento descrito anteriormente. Se dejó decantar el material pasante del tamiz #230 durante al menos 24 horas en vasos de precipitado y se descartó el agua sobrante para secar las muestras en estufa a 50°C.

La granulometría se determinó mediante tamizado en seco, utilizando un kit de tamices manuales marca Keck, equipado con tamices de 2'' y mallas de aberturas que van desde 4 mm hasta 53 μm . Si bien el análisis granulométrico no constituye un objetivo específico de este estudio, se consideró útil realizarlo con fines prácticos, ya que facilita la posterior selección y análisis de vitroclastos bajo microscopio estereoscópico y microscopio electrónico de barrido. En este proceso se utilizó la clasificación granulométrica para piroclastos de White y Houghton (2006), que incorpora las categorías de ceniza muy gruesa, muy fina y extremadamente fina, proporcionando una mayor claridad en las descripciones de las tefras distales analizadas en este estudio (Fig. 2.1).

Límite del diámetro de partícula			Tamaño granulométrico primario
(mm)	(phi)		(White & Houghton, 2006)
2048	-11		Bomba
1024	-10		
512	-9		
256	-8		
128	-7		
64	-6		
32	-5		Bloque
16	-4		
8	-3		Lapilli grueso
4	-2		
2	-1		Lapilli medio
1	0	(μm)	Lapilli fino
1/2	1	500	Ceniza muy gruesa
1/4	2	250	Ceniza gruesa
1/8	3	125	Ceniza media
1/16	4	62	Ceniza fina
1/32	5	31	Ceniza muy fina
1/64	6	16	Ceniza extremadamente fina
1/128	7	8	
1/256	8	4	
1/512	9	2	

Fig. 2.1. Clasificación granulométrica de White y Houghton (2006).

2.5. Caracterización petrográfica, morfológica y geoquímica de vitroclastos

Las propiedades físicas de las partículas de vidrio volcánico fueron examinadas utilizando un microscopio estereoscópico LEICA SAPO, equipado con una cámara digital LEICA DFC 295, perteneciente al grupo GEA, que permitió obtener microfotografías de detalle. Asimismo, se montaron fragmentos individuales de vidrio volcánico, mediante técnica de *picking*, en un microscopio electrónico de barrido (SEM) JEOL 6510 LV 2008, en el laboratorio de Servicios de Microscopía de la UNPSJB, en Comodoro Rivadavia. A partir de la combinación de ambos equipamientos, se describieron el aspecto, forma, color, vesicularidad, tamaño granulométrico, delgadez de las paredes del vidrio y grado de alteración, así como los tamaños y formas de las burbujas predominantes.

La caracterización geoquímica puntual de elementos mayoritarios, se llevó a cabo en fragmentos individuales de vitroclastos mediante análisis con microsonda y SEM-EDS (Scanning Electron Microscopy – Energy Dispersive Spectral). En el primer caso, se utilizó una microsonda de electrones (EMPA) Superprobe JEOL \pm JXA-8230, alojada en

el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X (LAMARX), de la Universidad Nacional de Córdoba, utilizando el método de corrección CITZAF. Los análisis se realizaron en muestras de los sitios CB, ALM y PV, utilizando un voltaje de aceleración de 15 kV, bajo un haz de electrones estático a 8 nA. El haz de electrones se desenfocó entre 10 y 1 μm , debido al tamaño de grano fino de las muestras de tefra. Esta metodología proporciona datos cualitativos y cuantitativos puntuales, por lo que representa valores de alta precisión y exactitud. Además, permitió obtener imágenes de electrones retrodispersados (BSE) para identificar microlitos y microfenocristales por contraste químico dentro de los fragmentos individuales de vitroclastos. El método SEM-EDS, fue utilizado para medir los elementos mayoritarios en muestras de tefra con un microscopio electrónico de barrido JEOL 6460 LV, ubicado en la empresa Aluar Aluminio Argentino S.A.I.C., en la ciudad de Puerto Madryn. Las condiciones operativas utilizadas fueron un voltaje de aceleración de 20 kV, tiempo de conteo de 100 segundos y ventanas de escaneo de 10x10 μm . Estos análisis fueron realizados sin costo por parte de la empresa ALUAR, Aluminio Argentino S.A.I.C., por lo que se midieron vitroclastos de todos los sitios de estudio. Las condiciones operativas utilizadas fueron un voltaje de aceleración de 20 kV, tiempo de conteo de 100 segundos y ventanas de escaneo de 5x5 μm , empleando el método cuantitativo Standarless y método automático de corrección ZAF. Se realizaron entre dos y tres mediciones por fragmento, seleccionando superficies lisas, sin rugosidades, homogéneas, inalteradas y sin la presencia de paredes de burbuja que interfieran en la incidencia del haz (Newbury et al., 1995). Para control, se midieron dos muestras en los sitios ALM y CB utilizando ambos métodos, lo que permitió corroborar que los resultados fueran comparables.

Entre las principales diferencias de ambos métodos se destacan las mediciones de Cl, P₂O₅ y MnO, cuyos contenidos se encuentran la mayoría de las veces, por debajo del

límite de detección del método SEM-EDS. A pesar de esto, los óxidos más importantes utilizados para clasificar las tefras son medidos y graficados fehacientemente. Por otra parte, el método SEM-EDS presenta limitaciones en el análisis de muestras donde los vitroclastos son altamente vesiculares o bien, poseen un alto contenido de microlitos y microfenocristales, ya que realiza el escaneo de un área superficial seleccionada, donde estos componentes muchas veces no pueden distinguirse claramente.

En ambas metodologías, las mediciones se realizaron en fragmentos de vidrio previamente seleccionados y aislados mediante técnica de *picking* bajo lupa binocular, exceptuando algunas muestras del sitio Puerto Visser, debido al diminuto tamaño de los vitroclastos.

Los resultados geoquímicos obtenidos se representaron utilizando el software GeoChemical Data toolkit (GCDKit 4.1), mediante diagramas de álcalis totales vs. sílice (TAS, Le Bas *et al.*, 1986), que permitieron clasificar las tefras en base a la relación entre el contenido de minerales alcalinos (Na_2O y K_2O) y el contenido de sílice (SiO_2). Se utilizaron además diagramas K_2O vs SiO_2 para comparar los campos composicionales de los volcanes de interés, diagramas FeO_t vs CaO , Na_2O vs SiO_2 y la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) para complementar las correlaciones. Los valores de óxido fueron recalculados al 100% sin volátiles, en todos los casos.



CAPÍTULO 3

Resultados

3.1. Ambientes sedimentarios y geoformas asociadas a la preservación de tefras



CAPÍTULO 3. RESULTADOS

3.1. Ambientes sedimentarios y geoformas asociadas a la preservación de tefras

En este capítulo se describen las unidades geomorfológicas y los ambientes de depositación donde se preservan las capas de tefras identificadas en el área de estudio. Los datos obtenidos en el campo, junto al análisis de imágenes satelitales, fotografías aéreas y la recopilación de información proveniente de diversas fuentes, han posibilitado una caracterización exhaustiva que a continuación se describe para los distintos sitios de estudio (Fig. 3.1).

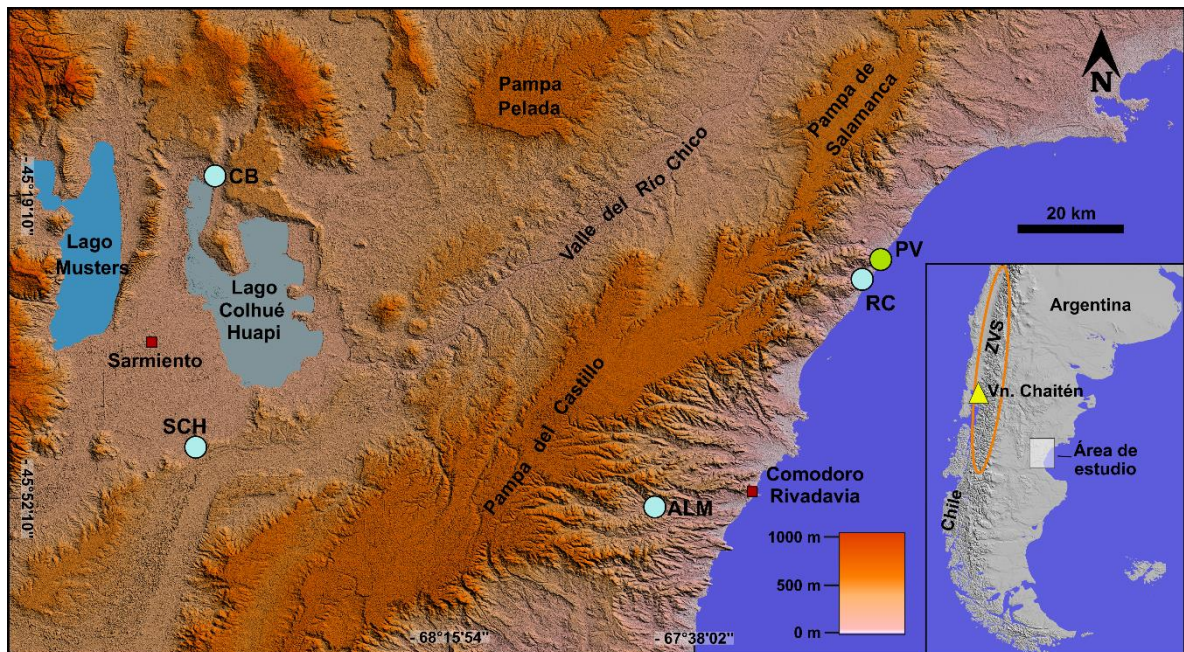


Figura 3.1. Ubicación de los sitios de estudio: Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH), Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV).

3.1.1. Sitio Arroyo la Mata (ALM)

3.1.1.1. Geomorfología

La cuenca de drenaje Arroyo La Mata se desarrolla sobre sedimentitas de la Fm. Patagonia de edad miocena, presenta una morfología elongada con orientación oeste-este y un drenaje dendrítico (Fig. 3.2), extendiéndose por 56 km desde el borde oriental de Pampa del Castillo, a más de 700 m s.n.m., hasta desembocar en el océano Atlántico. Al tratarse de una región árida a semiárida, los cauces de la cuenca permanecen inactivos la

mayor parte del año, mientras que, en las épocas de altas precipitaciones, transportan agua y sedimentos de manera torrencial (Paredes *et al.*, 2017; 2020). Por otra parte, la elevada diferencia topográfica de 700 m entre las nacientes y la desembocadura, en un tramo de 56 km, contribuye a un aumento de energía en el flujo durante los períodos de reactivación. De esta manera, se ve favorecida la erosión en las sedimentitas y, por ende, la profundización de cárcavas y cañadones preexistentes en la cuenca, como así también, la formación de nuevas cárcavas.

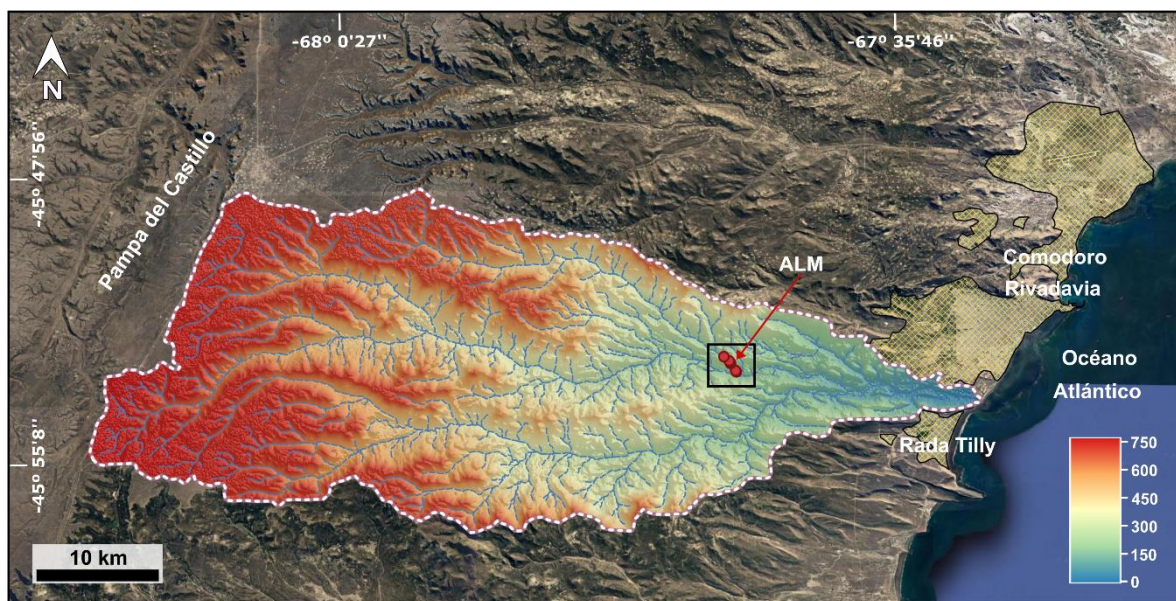


Figura 3.2. Cuenca de drenaje Arroyo La Mata y la ubicación del sitio de estudio ALM. Los puntos rojos señalan sectores donde fue identificada la capa de tefra NT1, a lo largo del cañadón El Trébol.

El sitio de estudio denominado ALM se ubica a aproximadamente 10 km hacia el oeste de la ciudad de Comodoro Rivadavia ($45^{\circ}53' 22.13''$ S; $67^{\circ}43' 1.19''$ O), en cercanías a la RP N°26 (Fig. 3.2). Contiene la capa de tefra identificada como NT1 en la zona baja de la cuenca de drenaje del Arroyo La Mata, su principal colector.

La zona se caracteriza por cañadones orientados de oeste a este cuyas nacientes se encuentran en la Pampa del Castillo. En el entorno del sitio se identificaron geformas fluviales y poligenéticas, en las que intervienen procesos eólicos y asociados con la

dinámica de las laderas (Fig. 3.3). A continuación, se describen las unidades geomorfológicas identificadas:

- Terrazas estructurales: estas geoformas constituyen amplias superficies con relieve mesetiforme, coronadas por gravas arenosas de origen glacifluvial (Césari *et al.*, 1986; Césari y Simeoni, 1994; Tejedo, 2004a; Martínez y Kutschker, 2011; Martínez *et al.*, 2014) y cementadas por carbonato de calcio, denominadas genéricamente como Rodados Patagónicos. También se encuentran terrazas estructurales coronadas por areniscas fosilíferas y coquinas de la Fm. Chenque aunque con menor distribución areal. El proceso vinculado a la formación de las terrazas estructurales es la inversión de relieve (Césari y Simeoni, 1994; Simeoni, 2008; Martínez *et al.* 2014; Montes *et al.*, 2024), causado por la importante erosión hidroeólica en un clima árido con fuertes vientos (Mazzoni y Vázquez, 2009; Chartier *et al.*, 2009; Coronato *et al.*, 2017). En el área de estudio se observan disectadas por cañadones que constituyen la cuenca de drenaje Arroyo La Mata.
- Laderas: superficies inclinadas, expuestas por la disección de cañadones y cárcavas en las terrazas estructurales y en relictos de niveles de pedimentos de flanco. Se observan en gran parte del área de estudio y aguas arriba del sitio ALM (Fig. 3.3 y 3.4).

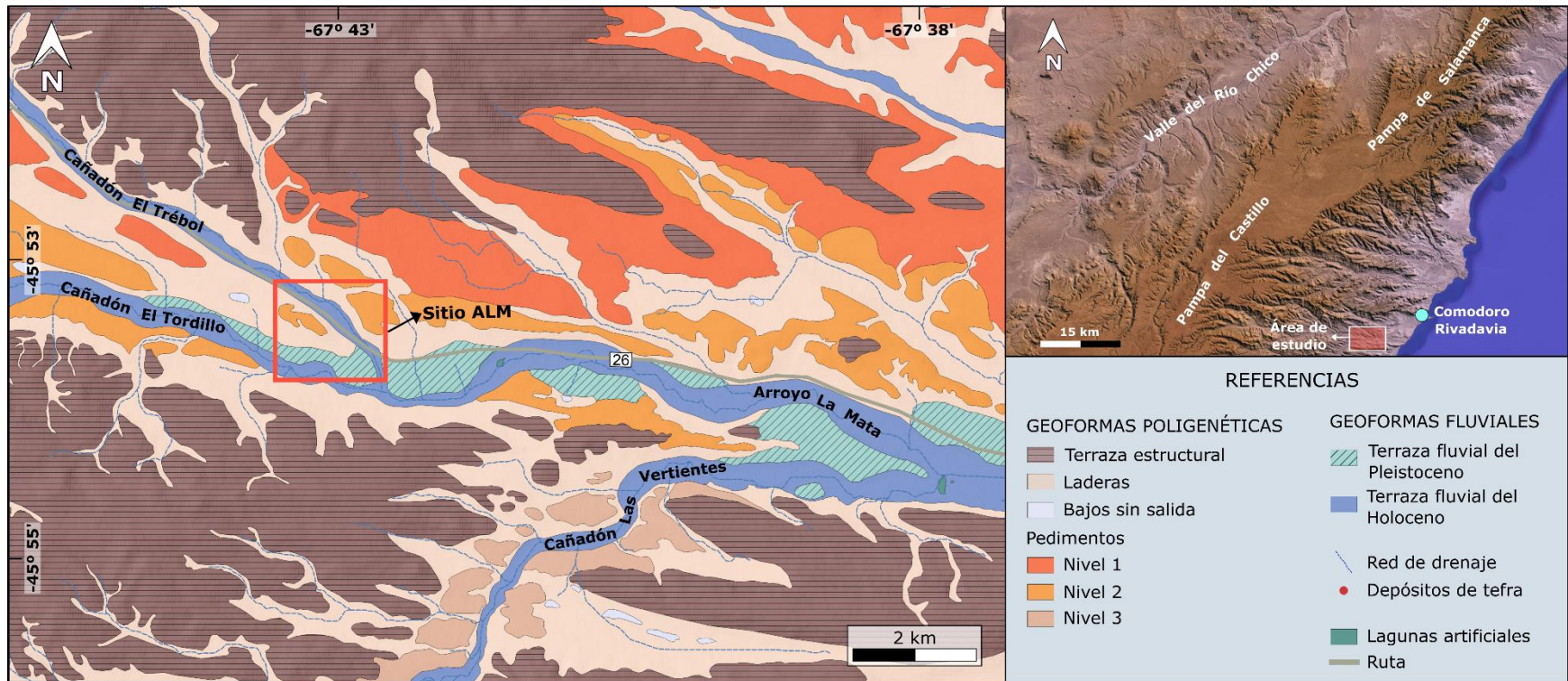


Figura 3.3. Mapa geomorfológico del área de estudio denominada ALM.

- **Pedimentos:** son superficies de erosión y transporte de sedimentos que se generan a expensas del retroceso de las laderas con pendientes suaves, menores a 10%. Se generan a partir de la saturación con agua y desestabilización de los sedimentos disponibles en los flancos de las mesetas o terrazas estructurales y zonas de deslizamientos, vinculadas principalmente a períodos interglaciales (Martínez y Coronato, 2008). En la zona analizada pueden diferenciarse tres niveles, los más antiguos (Nivel 1) son los de mayor extensión y se concentran en el norte del área de estudio, desarrolladas a partir del borde oriental de la terraza estructural Pampa del Castillo (Fig. 3.3). Los pedimentos del Nivel 2, con mayor disección de cañadones y cárcavas, se desarrollan a partir de los pedimentos más antiguos y pueden observarse en cercanías al sitio de estudio ALM, bordeando el cañadón El Trébol, aunque sin influencia directa sobre los depósitos de tefra (Fig. 3.3 y 3.4). Los pedimentos más modernos (Nivel 3) se concentran al sur del área analizada, bordeando en cañadón Las Vertientes, con extensiones menores en comparación con los dos niveles más antiguos (Fig. 3.3).
- **Terrazas fluviales:** corresponden a antiguas planicies de inundación, preservadas como superficies subhorizontales, con orientación al este – sureste, asociadas al cauce del Arroyo La Mata. En esta zona, se reconoce un nivel de terraza del Pleistoceno ubicado aproximadamente 8 m por encima de otro nivel de terraza correspondiente al Holoceno (Fig. 3.3, 3.4A). Este último expone la capa de tefra NT1, observable en la escarpa erosiva del cañadón El Trébol (Fig. 3.4B).
- **Bajos sin salida:** son cuencas endorreicas que constituyen depresiones topográficas de variadas dimensiones. Están asociados a condiciones climáticas predominantemente áridas o semiáridas, lo que los convierte en uno de los rasgos

geomorfológicos más distintivos de la Patagonia extraandina (Montes *et al.*, 2024). En la actualidad, existe consenso en que su génesis es producto de múltiples factores, actuando la remoción en masa, la acción fluvial, la meteorización física, el sublavado y la deflación (Feruglio, 1950; Césari y Simeoni, 1994; Montes *et al.*, 2024). Los bajos de esta zona presentan dimensiones entre 150 y 450 m de diámetro, concentrados en fondos de cañadones o pedimentos de flanco. Contienen lagunas que permanecen secas durante gran parte del año, aunque pueden almacenar agua durante los estadios de mayores precipitaciones (Fig. 3.4A).

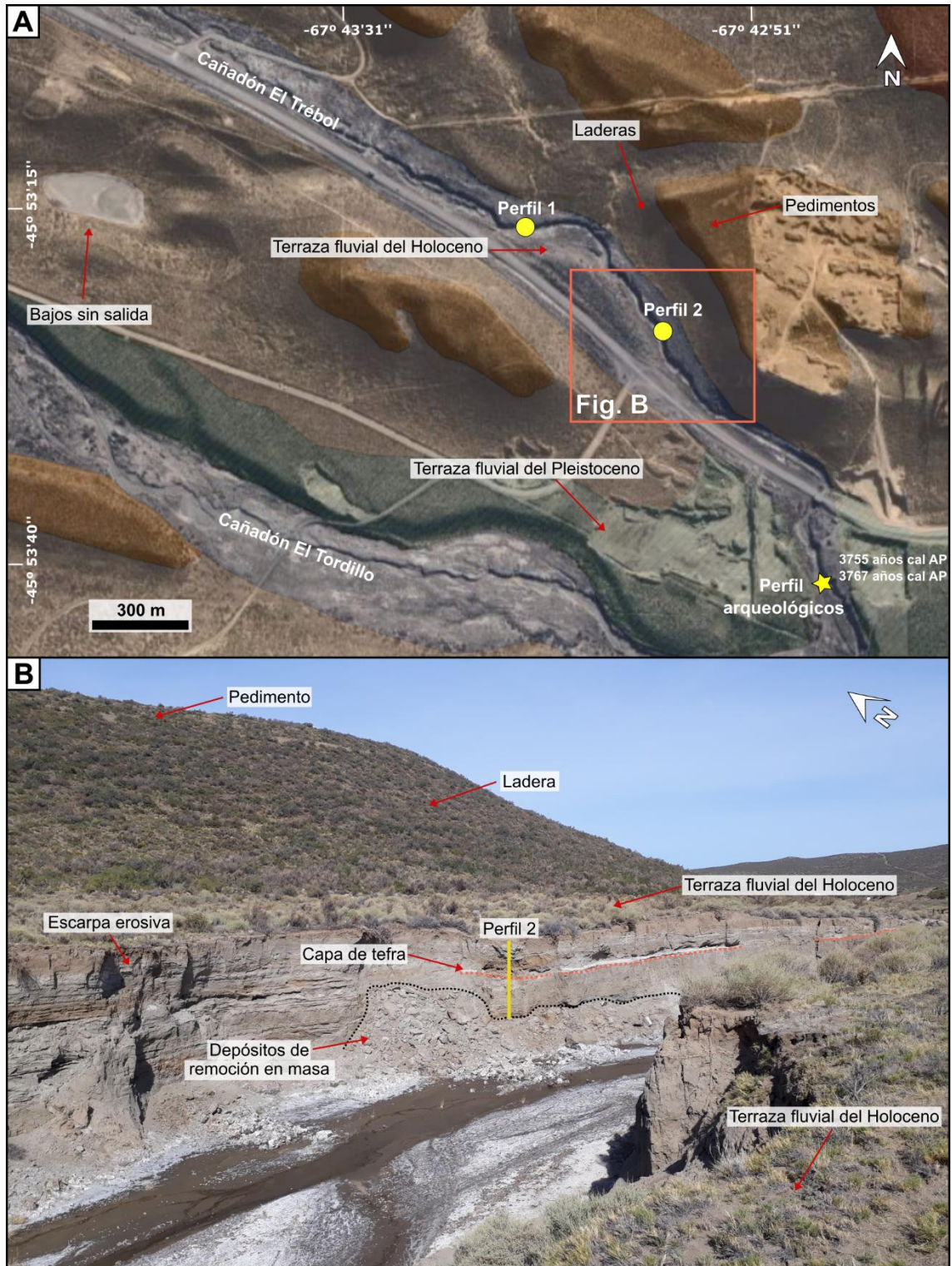


Figura 3.4. A) Geoformas desarrolladas en cercanías al sitio de estudio ALM: pedimentos, laderas, terrazas y bajos sin salida. B) Zona de cañadón el Trébol donde se puede observar la capa de tefra NT1 en la escarpa erosiva de la terraza fluvial del Holoceno.

3.1.1.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en ALM

En la zona baja de la cuenca, se encuentra el sitio de estudio denominado ALM, ubicado en el cañadón El Trébol (Fig. 3.2 y 3.3). En esta área, la erosión fluvial del arroyo La Mata, dio lugar a las escarpas de la terraza fluvial holocena, dejando expuestos los sedimentos que la conforman, entre los cuales se preserva la capa de tefra NT1.

Las escarpas erosivas muestran una altura que oscila entre los 4 y 5 m, mientras que, la capa de tefra se encuentra a aproximadamente 2,5 m desde la base del afloramiento, con una disposición horizontal (Fig. 3.5), morfología de lentes de varios metros de extensión (hasta 15 m aproximadamente), espesores que varían entre 5 y 20 cm y una extensión total que supera los 1,2 km. A su vez, se observan algunas interrupciones laterales debidas a la caída del material en las escarpas por procesos de remoción en masa. Es importante destacar que aguas arriba del cañadón, las escarpas erosivas de la terraza fluvial tienen una profundidad menor a 1,5 metros y la capa de tefra no se observa.

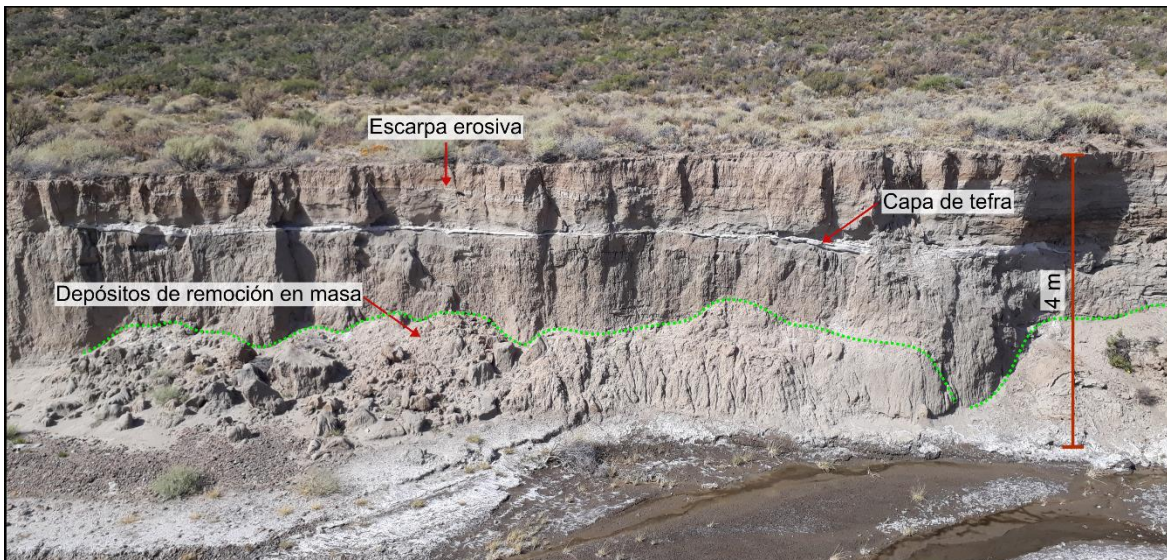


Figura 3.5. Capa de tefra con disposición horizontal en el Cañadón El Trébol. Depósitos de remoción en masa en la base de la escarpa erosiva.

A continuación, se describen dos perfiles litológicos (P1 y P2), ubicados a 400 m de distancia entre sí, dentro del cañadón El Trébol:

El perfil P1, con coordenadas 45°53'15.71"S, 67°43'13.63"O (Fig. 3.4A y 3.6), comienza en la base con 1,3 m de arena con laminación horizontal (Sh) y marcas de raíces, con intercalaciones de láminas milimétricas de fango (Fm), que se vuelven más recurrentes hacia el techo. Sobre un contacto erosivo e irregular, se observa un estrato de gravas, clasto sostén (Gcm), con clastos imbricados de hasta 6 cm de diámetro. Muestra geometría lenticular, con aproximadamente 15 cm de espesor, extendiéndose por aproximadamente 10 m hacia los laterales, hasta acuñarse en los bordes. Por encima se observan 8 cm de arena gruesa a media, gradación normal y ondulitas (Sr). Mediante un contacto neto, se observan 70 cm aproximadamente, de arena fina con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, con intraclastos arcillosos e intercalaciones milimétricas fangosas (Fm). Hacia arriba, continúan 10 cm de arena con laminación horizontal difusa (Sh) y luego, 36 cm de arena media, maciza (Sm), con motas blancas de carbonatos. Mediante un contacto transicional, se apoyan entre 10 y 13 cm de arena media a fina, con gradación normal y laminación horizontal (Sh). Por encima, se ubica la capa de tefra con 18 cm de espesor, color blanquecino a gris claro, contactos netos, laminación horizontal (Th) y oquedades por bioturbación (Fig. 3.7). Muestra una gradación normal incipiente, determinada a partir del análisis granulométrico de muestras tomadas en la base, el medio y el techo de la capa de tefra. Si bien en todos los casos, predomina el tamaño de ceniza fina a extremadamente fina (ver capítulo 3.2. “Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos”), se observa que los vitroclastos de mayores tamaños (entre 500 y 250 μm) se concentran en la base de la capa de tefra presentando una gradación normal. Continúan por encima, 55 cm de arena media bien seleccionada, estratificación horizontal (Sh) y baja consolidación. Mediante un contacto

transicional, el perfil finaliza con 90 cm de arena fina, bien seleccionada, con estratificación horizontal difusa (Shm) y presencia de raíces actuales.

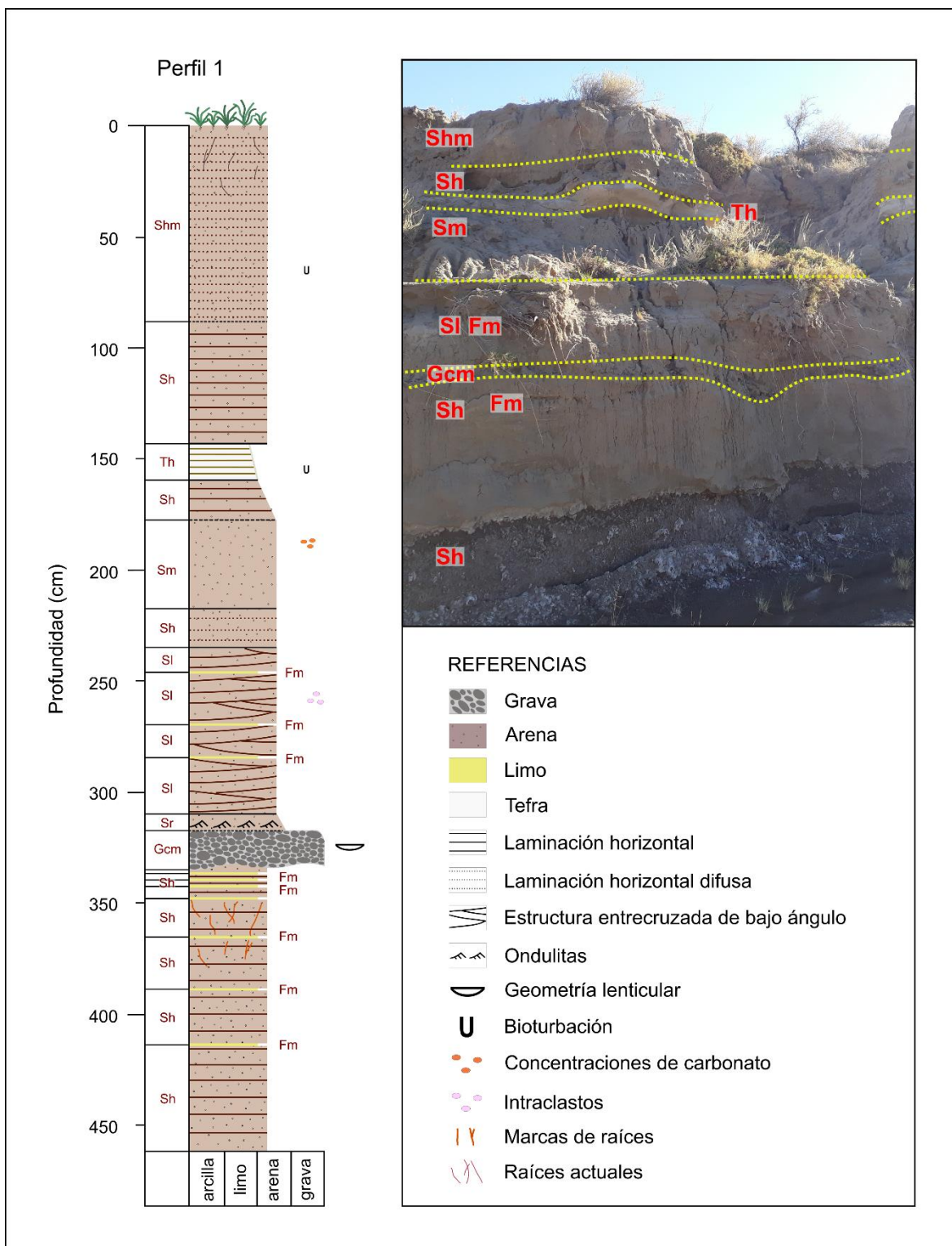


Figura 3.6. Perfil litológico (P1) en la escarpa de la terraza fluvial holocena de Cañadón El Trébol, donde se

preserva la tefra NT1. En la fotografía de campo no se incluyen todas las litofacies descritas en el perfil debido a limitaciones de escala.



Figura 3.7. Capa de tefra NT1 en el perfil P1. Se observan sus contactos netos, laminación horizontal y oquedades por bioturbación en la base de la capa.

El perfil P2 con coordenadas $45^{\circ}53'23.40''S$, $67^{\circ}42'59.68''O$ (Fig. 3.4A y 3.8), tiene su base cubierta por más de 1 m de detritos caídos. Por encima, se observan 15 cm de arena gruesa con estructura entrecruzada planar (Sp), donde los sets más gruesos muestran gradación inversa e intraclastos bien consolidados de arena fina, con diámetros entre 1 y 5 cm, separados por set netamente arenosos y granodecrecientes. Continúa un estrato de gravas matriz sostén (Gmm), con base erosiva e irregular y geometría lenticular. Tiene un espesor entre 9 y 16 cm, con clastos imbricados de composición volcánica y diámetros entre 1 a 6 cm, y en menor medida, clastos de fragmentos de valvas retransportadas, correspondientes a la Fm. Chenque. Lo cubren entre 5 a 10 cm de arena media, con ondulitas (Sr) y marcas de raíces. Por encima, se observa un lente de arena gruesa, macizo (Sm), con concentraciones de carbonatos y un espesor máximo de 5 cm que disminuye lateralmente. Mediante un contacto neto, se observa un estrato de 4 cm de arena fina, maciza (Sm), con marcas de raíces y de oxidación. Continúan 13 cm de arena gruesa, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) y un lente fangoso (Fm) de 2 cm de espesor, que contiene yeso fibroso, laminación y grietas de desecación. Sobre un contacto neto se observa un estrato de 11 cm de espesor, de arena fina a media, con ondulitas (Sr). Por encima, se observa un lente de 1

cm, conformado por restos de materia orgánica (MO), color gris oscuro a negro. Luego, se observa un estrato de 14 cm de arena media, maciza (Sm), separada en dos sets mediante un nivel milimétrico de fango (Fm). Además, presenta marcas de raíces y oquedades generadas por bioturbación. Continúan 8 cm de arena fina con laminación horizontal difusa (Sh), intercaladas con láminas arcillosas de hasta 1 cm de espesor y laminación horizontal difusa (Fm). Por encima, se encuentra una capa de 60 cm de arena fina con laminación horizontal (Sh) difusa y gran cantidad de marcas de raíces. Esta capa está cubierta por 10 cm de fangos con estructura columnar (P), intercaladas con dos láminas milimétricas conformadas por restos de MO. Mediante un contacto transicional, se observan 36 cm de intercalaciones de arena fina, maciza (Sm) y láminas milimétricas de fango macizo (Fm), que muestran un alto contenido de marcas de raíces y oquedades por bioturbación. Continúa un estrato de 18 cm de espesor, de arena fina con estratificación horizontal difusa (Sh), abundantes marcas de raíces y presencia de raíces actuales. Por encima, se encuentra la capa de tefra con laminación horizontal difusa (Th), de color blanquecino a gris claro, contactos netos, con una longitud de más de 30 m y un espesor que varía entre 17 a 20 cm (Fig. 3.9). Muestra una gradación granulométrica inversa y luego normal, donde los componentes vitroclastos de mayor tamaño (entre 500 y 250 μm), se concentran en el centro de la capa. Al igual que en el perfil P1, se analizaron muestras en la base, al medio y en el techo de la capa de tefra para verificar la variación granulométrica vertical.

Parte de la capa de tefra ha sido erosionada y por encima se dispone un cuerpo con geometría lenticular de aproximadamente 2 m de longitud y 60 cm de espesor máximo (Fig. 3.10). En la base de este lente y mediante un contacto erosivo, se encuentra un estrato de tefra de 4 cm de espesor, gris claro y anaranjado, con laminación horizontal difusa (Th). Al observar muestras en la lupa, se pudo constatar que esta capa se conforma en un 95% por vitroclastos

bien preservados y sin alteraciones, con iguales características petrográficas y morfológicas a las descritas para la capa de tefra que subyace. De manera transicional, se observa un estrato macizo, de 15 cm de espesor, compuesto por una mezcla de tefra y arena (TSm), con coloraciones gris claro y anaranjado y con oquedades por bioturbación. Hacia el techo de este estrato aumenta el contenido de arena y disminuye el contenido de tefra, lo que aumenta su consolidación. Lo cubren 18 cm arena fina limosa (P), con alto contenido de MO, que le otorga una coloración gris oscura, laminación horizontal difusa, estructura columnar y abundante concentración de raíces. Se intercala un nivel entre 1 a 2 cm de fango con contenido de tefra. Por encima, se observan 8 cm de arena media a fina, maciza, con contenido de tefra, muy friable y poco consolidada. Las muestras analizadas en lupa indican que aproximadamente el 70% es material epiclástico y el 30% componentes vitroclastos de la tefra, con las mismas características antes descritas. Continúan dos estratos limosos, con espesores entre 4 y 7 cm, presentan estructura columnar, contenido de MO y restos de raíces actuales, (P). Intercala entre ambos, un nivel milimétrico de tefra. El cuerpo de geometría lenticular finaliza con 4 cm de arena media a fina, maciza, poco consolidada, color ocre (Sm). Por encima del cuerpo lenticular, se observan 60 cm de intercalaciones entre arena fina y fango, con laminación horizontal difusa (Sh - Fm). Las capas de fango muestran mayor compactación hacia la base, marcas de raíces y estructura en bloques. El perfil P2 finaliza con 30 cm de arena media, bien seleccionada (Shm), con estratificación horizontal difusa y presencia de raíces actuales.

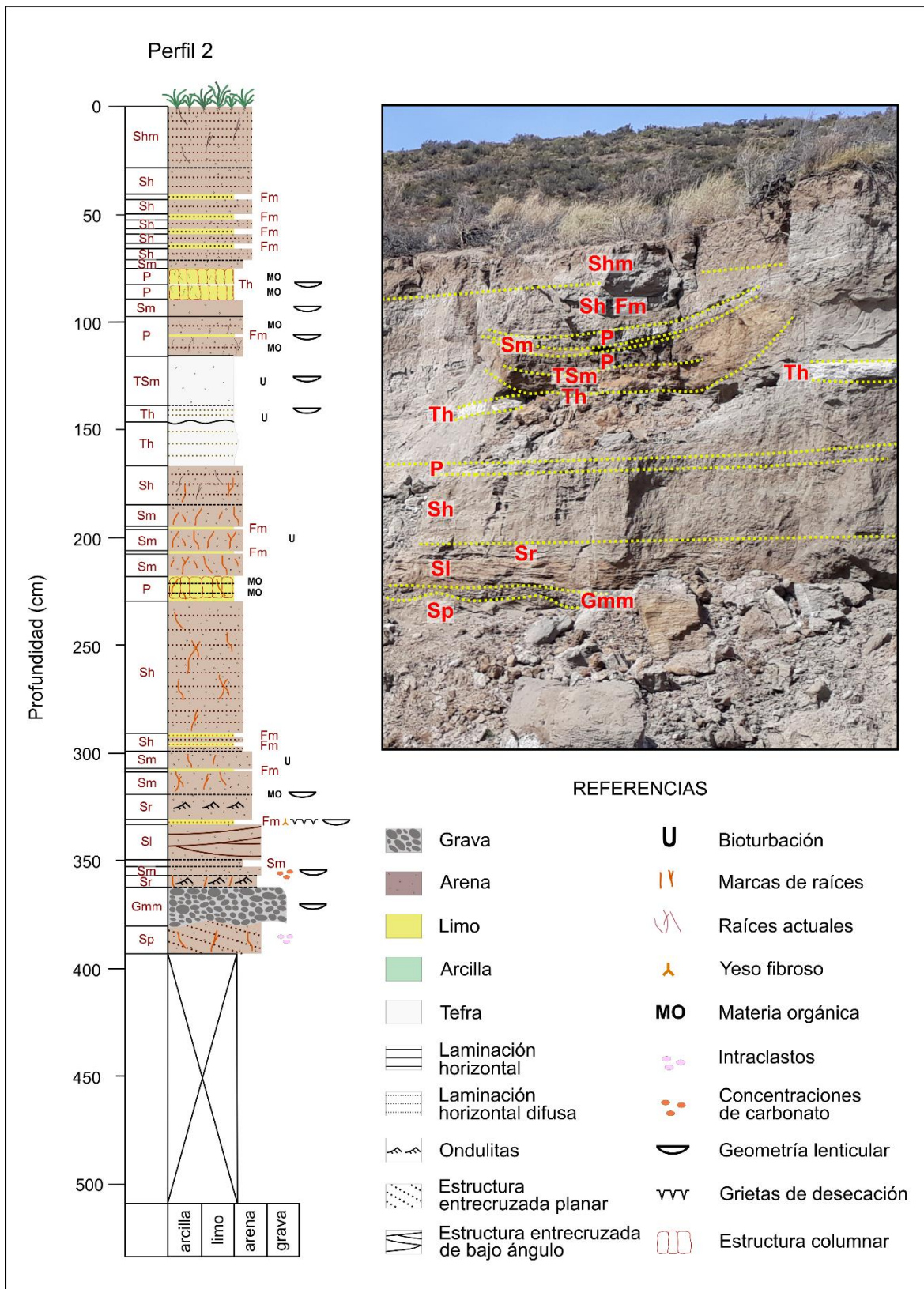


Figura 3.8. Perfil litológico descriptivo (P2) en la terraza fluvial holocena de Cañadón El Trébol, donde se preserva la tefra NT1. En la fotografía de campo no se incluyen todas las litofacies descritas en el perfil debido a limitaciones de escala.



Figura 3.9. Detalle del aspecto de la capa de tefra NT1 en el Perfil P2.

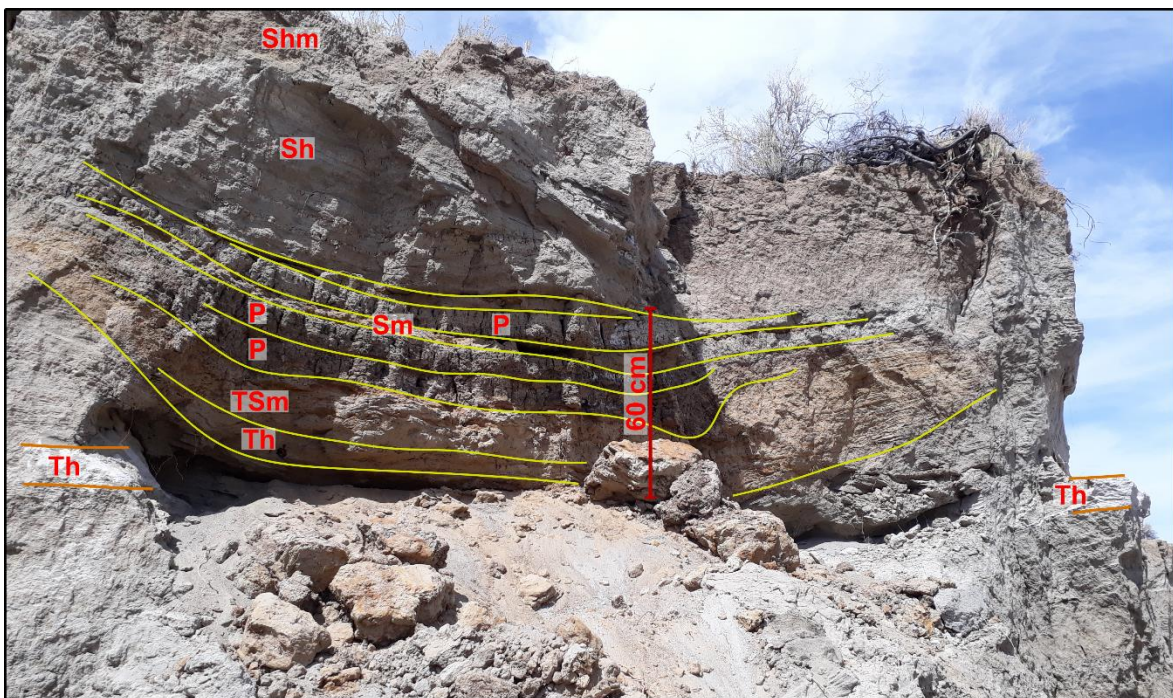


Figura 3.10. Detalle de lente en P2 del sitio ALM.

Por otra parte, se hallaron restos arqueológicos que incluyen carbones, huesos de guanaco y líticos, en un área que abarca más de 3 m de extensión y 1 m aproximadamente de espesor, ubicados 40 cm por debajo de la capa de tefra, al SE de los perfiles descritos, en la misma terraza fluvial (45°53'41.01"S; 67°42'43.39"O, Fig. 3.4A y 3.11). Las dataciones ^{14}C realizadas en carbones y huesos de fauna asociados a un antiguo fogón con escaso transporte,

indican edades de 3547-3983 y 3562-3983 años cal AP (probabilidad media 3755 y 3767), respectivamente (Tabla 3.1).

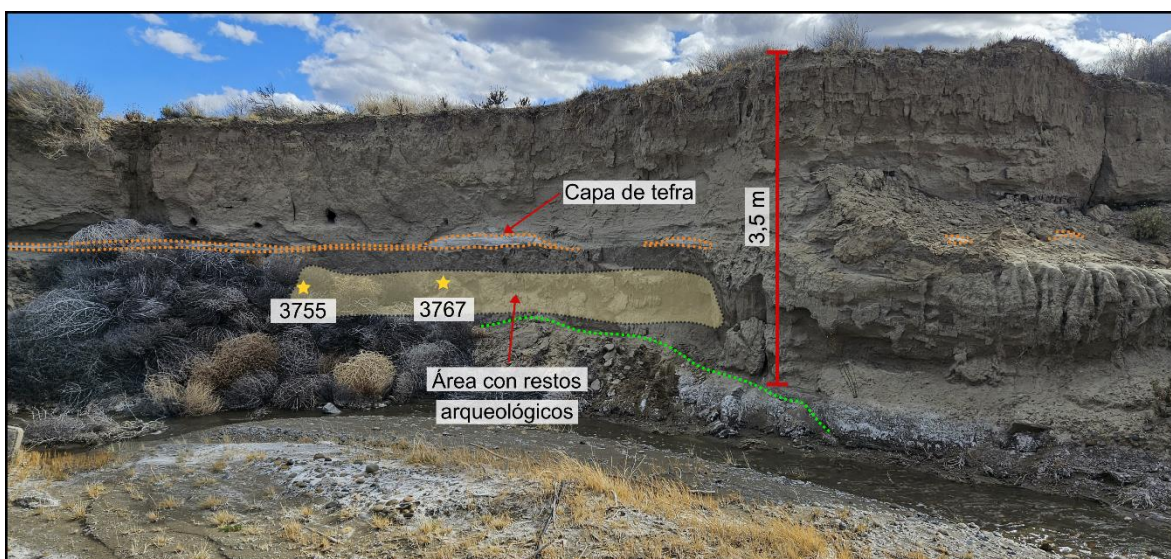


Figura 3.11. Ubicación de restos arqueológicos hallados en ALM. Las muestras datadas fueron tomadas 40 cm por debajo de la capa de tefra. Se indica el valor de la probabilidad media de las edades obtenidas.

Tabla 3. 1. Dataciones de muestras arqueológicas (sitio ALM)

Muestra	Método de datación	Material datado	Edad años AP	Edad años AP calibrada (2σ) *		Probabilidad media
				Comienzo	Fin	
ALM 1-1 C	^{14}C	carbón	3520 ± 90	3547	3983	3755
ALM 1-1 H	^{14}C	hueso de fauna	3530 ± 80	3562	3983	3767

* Calibración para el hemisferio sur: SHCal20. ^{14}C Hogg *et al.* 2020: Radiocarbon 62.

3.1.1.3. Interpretación del ambiente de depositación de tefras en ALM

Los dos perfiles analizados muestran similitud en cuanto a las litofacies preservadas, cuyas características e interpretación son detalladas en la Tabla 3.2. En general, se observan sucesiones sedimentarias constituidas principalmente por arenas, con poca participación de pelitas y numerosas superficies de corte (erosión) y relleno.

Tabla 3.2. Litofacies en el sitio Arroyo La Mata (ALM)

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Gcm	Gravas clasto soportado macizas	Carga de fondo en canales fluviales
Gmm	Grava matriz soportada con gradación normal pobre	Relleno de canales fluviales durante eventos de tormenta
Shm	Arenas con muy fina laminación horizontal, difusa	Caída de granos o migración de óndulas de arena eólicas
Sh	Arenas con laminación horizontal o con marcas de corriente	Capa plana de alto régimen (flujo crítico)
Sm	Arenas macizas o con laminación difusa	Depósitos de flujos hiperconcentrados
Sl	Arenas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Relleno de depresiones, dunas aplanadas, antidunas
Sp	Arenas con estratificación entrecruzada planar	Formas de fondo transversales al flujo y linguoides (2D)
Sr	Arenas con laminación ondulítica	Ondulitas (bajo régimen de flujo)
Th	Tefras con laminación horizontal	Cenizas volcánicas retransportadas y parcialmente retrabajadas
TSm	Mezcla de tefra y arena maciza	Cenizas volcánicas retransportadas y parcialmente retrabajadas
Fm	Fangos y limos macizos o con laminación difusa, grietas de desecación	Canales abandonados o decantación a partir de suspensión
P	Paleosuelos con carbonatos y rasgos pedogénicos: nódulos, filamentos	Suelos con precipitados químicos

Modificado de Miall, 1996

En ambos perfiles, predominan las litofacies arenosas con laminación horizontal (Sh) y en menor medida, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl), lo que indica la ocurrencia común de un flujo de alta energía. Estas litofacies, constituyen depósitos de flujo no confinados o flujos en manto (*sheetflood*). Sucesiones similares han sido reconocidas y descritas en cuencas de drenaje de la zona, durante eventos actuales de inundaciones repentinas generadas por precipitaciones extremas (Paredes *et al.*, 2020; 2021). En ocasiones,

las litofacies arenosas se intercalan con láminas de fango de poco espesor. Estas pueden exhibir laminación horizontal difusa o carecer de estructuras sedimentarias internas (Fm). La alternancia de litofacies Sm y Lm se asocia a pulsos de reactivación fluvial seguidos por la decantación de fangos al desactivarse la escorrentía.

En el perfil P2, muchos de los estratos fangosos muestran marcas de raíces, un contenido de materia orgánica relativamente alto y estructuras columnares, lo que indica la presencia de paleosuelos (P). Además, se observan grietas de desecación en algunos casos. Ambas características, son indicativas de una fase de estabilización y exposición subaérea.

Por otra parte, la capa de tefra exhibe laminación horizontal y se preserva con una amplia extensión a lo largo de la terraza fluvial holocena, entre litofacies arenosas con laminación horizontal.

Las litofacies gravosas (Gcm en P1 y Gmm en P2), presentan poco espesor, clastos imbricados de forma perpendicular al sentido del flujo, geometría lenticular y base erosiva, y son cubiertas por delgadas capas arenosas con laminación ondulítica (Sr). Estas litofacies en conjunto, representan parte del relleno de canales fluviales efímeros, de baja profundidad. Por otro lado, la litofacies Sp se asocia a la migración de barras de canal.

En algunos sectores, como es el caso del perfil P2, la capa de tefra ha sido erosionada y redepositada en un cuerpo de geometría lenticular, donde se mezcla con arenas (TSm), que a su vez, están cubiertas por paleosuelos y arenas macizas. Esto sugiere la desactivación temporal del sistema asociada a canales fluviales de comportamiento efímero.

La litofacies de arena maciza (Sm) está relacionada con la depositación de flujos hiperconcentrados, los cuales se caracterizan por tener una alta concentración de sedimentos en suspensión y un proceso de depositación en masa rápido. Forman parte tanto del relleno de canales fluviales efímeros, como de los depósitos de *flashflood*. A su vez, algunos de los

estratos macizos presentan bioturbación, por lo que la ausencia de laminación podría vincularse a procesos postdepositacionales originados por la actividad de organismos.

Las litofacies de arena con buena selección y laminación horizontal muy fina (Shm), se encuentran en la parte superior del perfil y se asocia con un origen eólico de los sedimentos, debido a la removilización local de las litofacies subyacentes, indicando una interacción eólica-fluvial.

La alternancia entre las diferentes litofacies y las numerosas superficies de corte (erosión) y relleno, sugieren variaciones en el régimen del flujo y energía de los sistemas fluviales efímeros que caracterizan al drenaje de las cuencas de la región.

Las características epiclasticas observadas en los perfiles, son similares a las descritas por Miall (1996) en ambientes fluviales efímeros arenosos, donde los depósitos asociados contienen numerosas superficies internas de erosión y relleno, abundantes arenas con Sh y Sl de alto régimen de flujo, indicando la ocurrencia común de flujos someros y de alta energía, presencia de pelitas con grietas de desecación, nódulos o cristales de evaporitas e intercalaciones de depósitos eólicos.

3.1.2. Sitio Cañadón de los Boers (CB)

3.1.2.1. Geomorfología

El sitio CB (45°16'25.66"S; 68°51'39.06"O) se ubica al NE del brazo norte del lago Colhué Huapi, a 50 km aproximadamente de la localidad de Sarmiento (Fig. 3.1), accediendo por RP N°26. La geomorfología del lugar muestra características típicas de Patagonia extraandina, con mayor influencia de procesos erosivos y depositacionales originados por el viento y aguas de escorrentía en cercanías al sitio CB.

En la figura 3.12 se observan dos mapas geomorfológicos con escalas 1:300000 y 1:40000 y la ubicación de la tefra NT1 con respecto a las geoformas identificadas, descriptas a continuación:

- Planicies estructurales lávicas: corresponden a amplias geoformas, de disposición subhorizontal, que constituyen las zonas elevadas en torno al sitio de estudio. Están cubiertas por lavas basálticas de origen fisural, generadas durante los períodos Paleógeno y Neógeno (Sciutto *et al.*, 2008), que fluyeron siguiendo las pendientes de los valles y cubrieron extensas áreas sobre sedimentitas cretácicas y cenozoicas. Mediante procesos posteriores de inversión de relieve provocados por erosión diferencial hidroclástica, los basaltos pasaron de ubicarse en las zonas topográficamente más bajas a coronar las mesetas (Simeoni, 2008). Estas geoformas constituyen uno de los principales rasgos geomorfológicos en la Patagonia extraandina (Tejedo, 2004a). En la zona de interés se destacan Pampa de los Guanacos al sureste y la planicie basáltica del Cerro del Humo al noroeste, que rodean la cuenca de drenaje de Cañadón de los Boers presentando una altura entre 265 y 227 m sobre el nivel del lago Colhué Huapi (Fig. 3.12B).

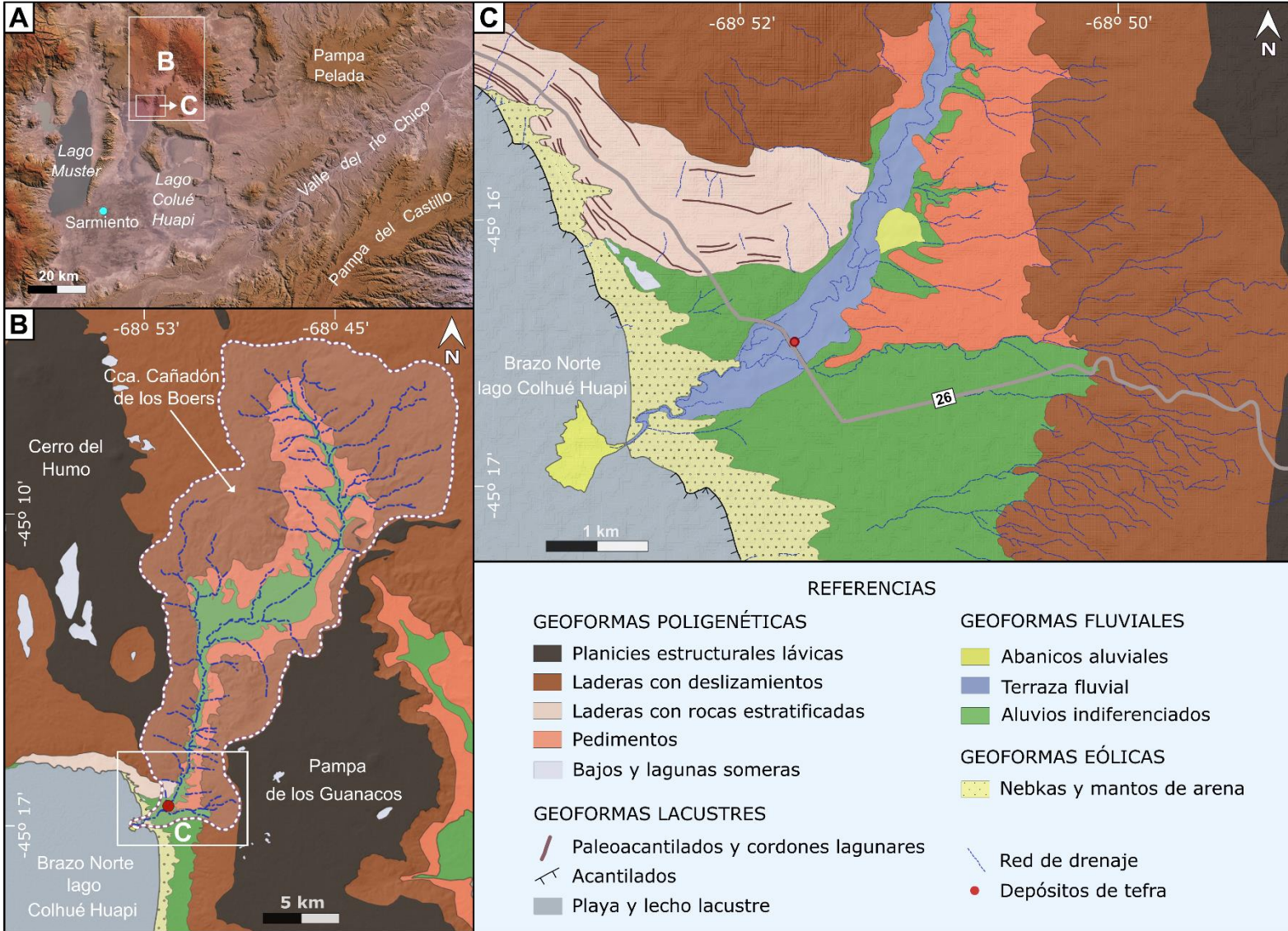


Figura 3.12. Mapas Geomorfológicos en cercanías al sitio Cañadón de los Boers (CB).

- Laderas con deslizamientos: en los márgenes de las mesetas cubiertas por basaltos es habitual reconocer bloques sucesivos de basaltos basculados que se asocian a deslizamientos de tipo rotacional (Fig. 3.12). Su origen es atribuido al sublavado que provoca el agua de las precipitaciones al penetrar en las fracturas de los basaltos, debilitando y meteorizando las rocas por debajo, facilitando de esta manera, los posteriores procesos de remoción en masa (Sciutto *et al.*, 2008). Hacia el frente de los bloques deslizados se identifican depósitos fragmentarios de basaltos y sedimentitas, adoptando en algunos casos, morfologías lobuladas (frentes lobulados, Fig. 3.13).
- Pedimentos: son superficies de erosión y transporte de sedimentos que se generan a expensas del retroceso de las laderas con pendientes suaves, menores a 10%. Se generan a partir de la saturación con agua y desestabilización de los sedimentos disponibles en los flancos de las mesetas y zonas de deslizamientos, vinculadas principalmente a períodos interglaciales (Martínez y Coronato, 2008). Estos materiales son transportados por el flujo acuoso, erosionando y arrasando el terreno, dejando la superficie plana de baja pendiente denominada pedimento (Fig. 3.12 y 3.13). A su vez, pueden identificarse depósitos aluviales provenientes de las cárcavas y cañadones de los mismos flancos, que transportan material aguas abajo durante las precipitaciones. Estas geoformas se encuentran cubriendo laderas contiguas del sitio de estudio CB (Fig. 3.13).
- Playa y lecho lacustre: constituye el brazo norte del lago Colhué Huapi, aguas abajo del sitio de estudio. Está conformado de sedimentos gravoarenosos hasta fangosos asociados a playas y fondo lacustre. El lago Colhué Huapi presenta una marcada

fluctuación estacional y atravesó períodos de desecación durante el Holoceno debido a su fondo plano y su escasa profundidad (Fabiani *et al.*, 2014; Montes *et al.*, 2017; Scordo, 2018). Actualmente la intervención humana en la cuenca del río Senguer dificulta el ingreso de agua al lago, generando que los sedimentos lacustres queden expuestos a deflación y cubiertos parcialmente por formas de lecho eólicas.

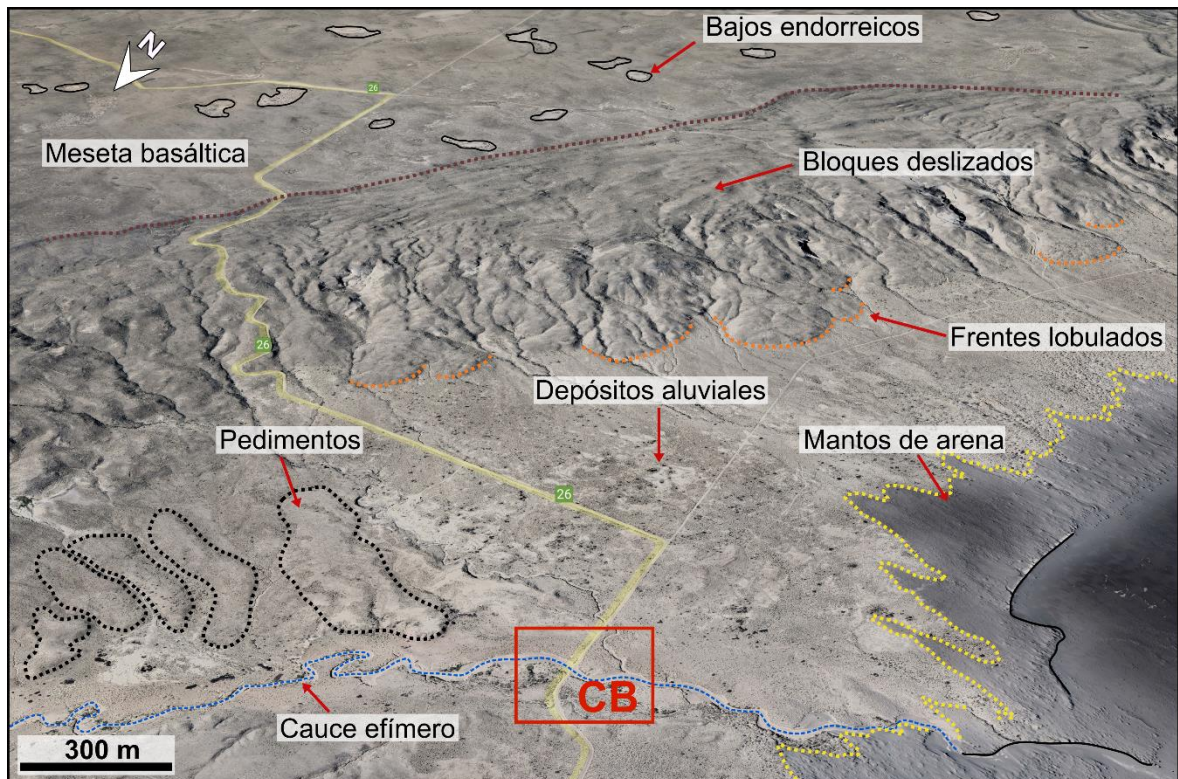


Figura 3.13. Geoformas en cercanías al sitio de estudio CB.

- Laderas con rocas estratificadas: son laderas erosionadas por acción del oleaje lacustre y por el viento, donde se exponen sedimentitas cretácicas del Grupo Chubut (Sciutto *et al.*, 2008). Se encuentran al norte del lago Colhué Huapi, aguas arriba del sitio de estudio CB, con pendientes entre 5 y 10% y escasa cobertura vegetal. Están parcialmente cubiertas por cordones lagunares de poca potencia, depósitos de remoción en masa, nebkas y mantos de arena.

- **Paleoacantilados y cordones lagunares:** son escarpas erosivas y depósitos generados por acción del oleaje del paleolago Sarmiento. Muestran morfologías alargadas y paralelas a la costa, por encima del nivel de la playa y del acantilado actual, entre 276 y 332 m s.n.m. Están vinculados a antiguos niveles lacustres alcanzados por el paleolago, ya que pueden identificarse en todo el entorno de los lagos Musters y Colhué Huapi (Gonzalez Díaz y Di Tommaso, 2013; Moreno *et al.*, 2016; Montes *et al.*, 2017; Scordo, 2018). La altura máxima alcanzada por el paleolago se infiere a partir de la posición de la base de los paleoacantilados ubicados a mayor cota (aproximadamente 330 m s.n.m.). En ocasiones, las escarpas pueden estar asociadas espacialmente a depósitos de cordones lagunares gravoarenosos, con clastos de hasta 8 cm de diámetro. Presentan un mayor desarrollo en las laderas costeras de exposición suroeste, oeste y noroeste, debido a la influencia de los vientos del oeste en la energía del oleaje.
- **Abanicos aluviales:** son geoformas depositacionales con morfologías de cono en vista en planta, originadas por flujos acuosos que se expanden radialmente ladera abajo. Se generan a partir de la descarga de sedimentos transportados en cañadones, cárcavas y cauces fluviales efímeros, al disminuir bruscamente la pendiente al ingresar a bajos y planos.

En el margen noreste del brazo norte del lago Colhué Huapi, se destaca un abanico aluvial formado sobre el lecho lacustre, como consecuencia de la depositación de sedimentos transportados por el cauce efímero principal de la cuenca de Cañadón de los Boers. La ausencia de agua en el lago permite que el abanico se proyecte dentro de su lecho, al pie de la línea de costa, ya que en la actualidad no sufren erosión ni

retransporte vinculados al oleaje lacustre. La morfología del abanico está asociada a reactivaciones episódicas del sistema fluvial efímero de la cuenca.

- **Terraza fluvial:** es una antigua planicie de inundación correspondiente al cauce principal de la cuenca de Cañadón de los Boers, ubicada entre sedimentos aluviales depositados en la parte baja de las laderas del valle y la planicie aluvial actual (Fig. 3.14). El nivel de la tefra NT1 fue identificado en escarpas erosivas que exponen a los depósitos de esta terraza, además del corte artificial realizado para la traza de la RPN°26.

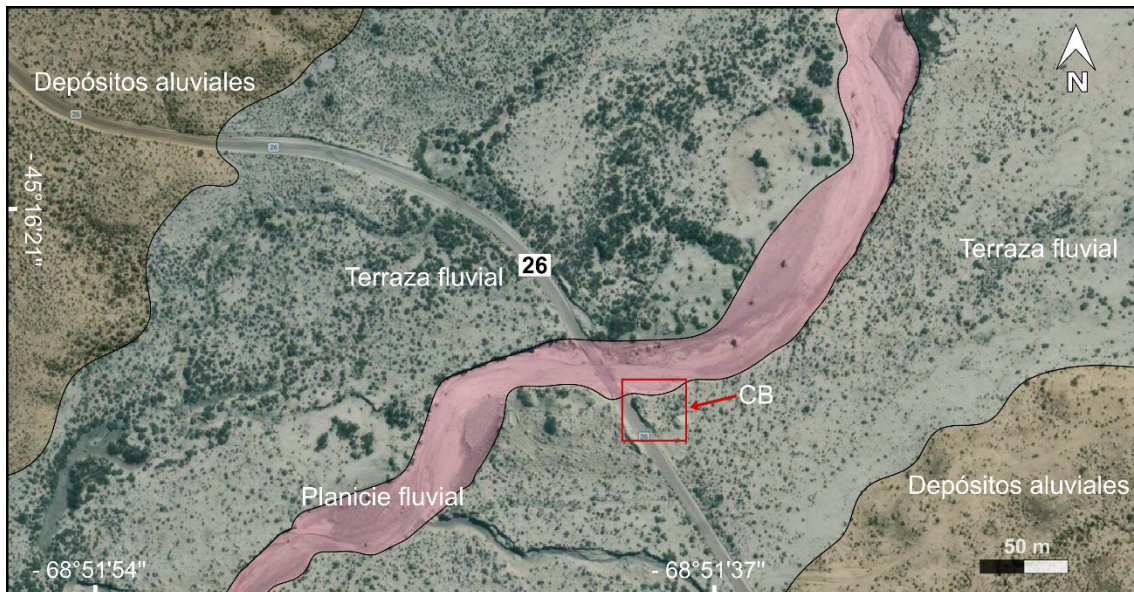


Figura 3.14. Imagen satelital y unidades geomorfológicas en la zona de ubicación del sitio de estudio CB.

- **Aluvios indiferenciados:** constituyen depósitos aluviales indiferenciados (abanicos, planicies y terrazas), asociados a cursos fluviales efímeros, correspondientes principalmente a drenajes tributarios al cauce principal del cañadón de los Boers. Se identifican en la parte baja de las laderas, entre las mesetas de basalto y los alrededores del lago (Fig. 3.13 y 3.14). Se encuentran parcialmente cubiertos por nebkas y mantos de arena.

- Nebkas y mantos de arena: estas geoformas de acumulación eólica se concentran principalmente en la costa oriental del brazo norte del lago Colhué Huapi, con orientación O-E y alejadas del sitio de estudio. Están constituidas por sedimentos del fondo del lago que han sido transportados por los vientos predominantes del oeste, debido a la retracción y desecamiento del lago (Montes *et al.*, 2017). Los sedimentos son arenosos, aunque presentan un significativo contenido pelítico, depositado en forma de agregados. En algunos sectores, los nebkas cubren parte de los depósitos aluviales y la terraza fluvial. Se constató en enero de 2021 que esta unidad se encuentra en expansión, cubriendo parcialmente la ladera ubicada al norte del brazo norte del lago Colhué Huapi (Fig. 3.15).

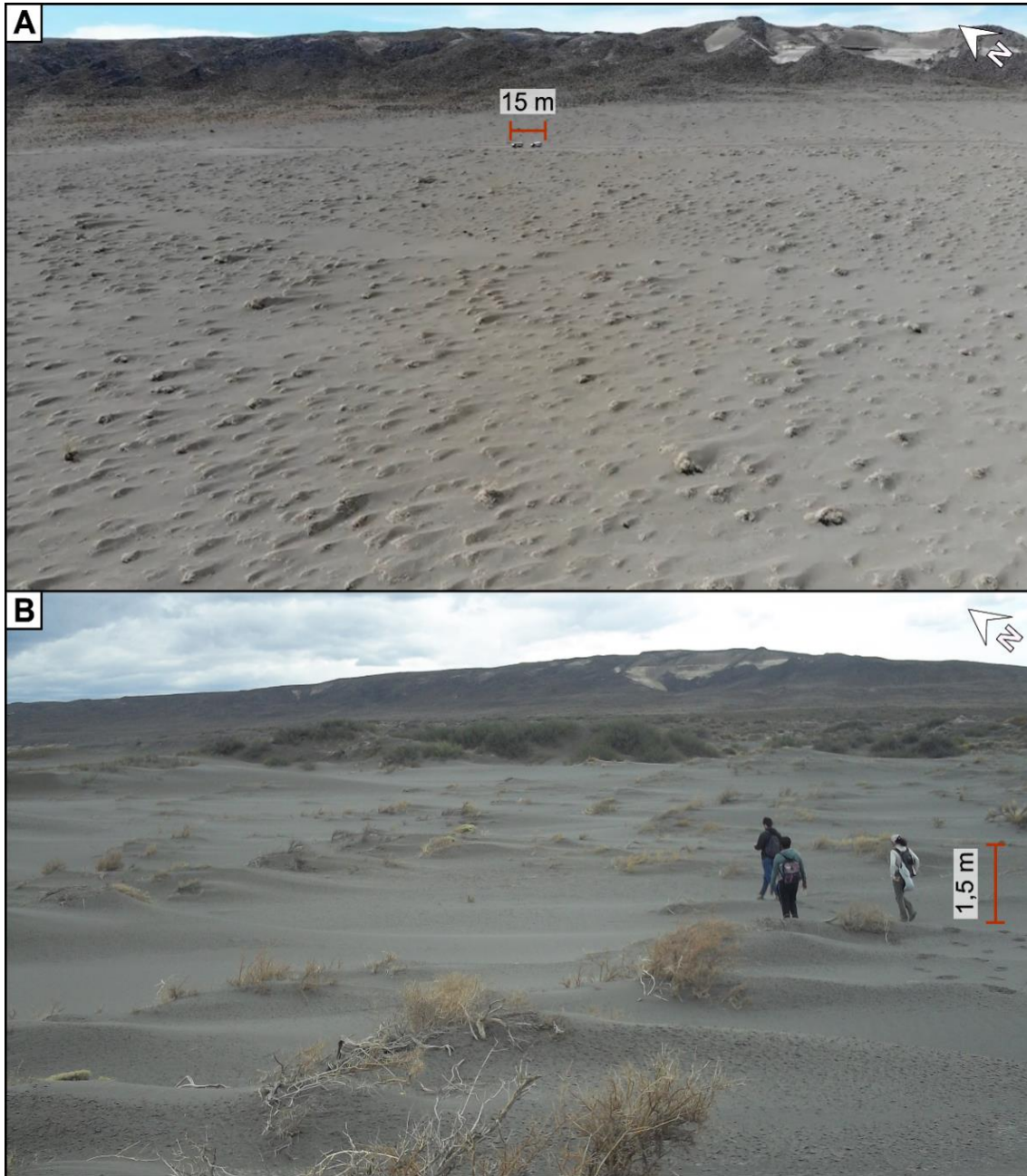


Figura 3.15. Nebkas y mantos de arena ubicados en la costa oriental del brazo norte del lago Colhué Huapi.

- Bajos y lagunas someras: los bajos de Patagonia son depresiones pronunciadas, con morfologías elongadas a semicirculares y tamaños diversos (Montes *et al.* 2024). Presentan redes de drenaje endorreicas cuyo nivel de base está constituido por lagunas someras de fondo plano. En esta zona se identifican bajos asociados principalmente

a las mesetas coronadas por basaltos, cuyos diámetros varían desde 200 m hasta 5 km aproximadamente. Su origen es atribuido principalmente a dos procesos: 1) A partir del colapso o hundimiento del techo de cavernas generadas dentro de las coladas basálticas y 2) Por procesos de inversión de relieve, donde la lava basáltica fluyó a través de los valles y depresiones del terreno, rodeó sectores topográficamente más altos de sedimentitas que posteriormente fueron erosionadas, dando lugar a bajos de diferentes dimensiones (Simeoni, 2008). Otros procesos que pueden dar lugar a la formación de los bajos en las mesetas basálticas incluyen el sublavado de las sedimentitas subyacentes al basalto y su transporte por solución y/o suspensión, la meteorización del basalto y el desmoronamiento de las bardas, produciendo un ensanchamiento del bajo (Iriando, 2010). Muchas de estas depresiones cerradas alojan cuerpos lagunares semipermanentes o efímeros, alimentados por aguas superficiales, especialmente durante las tormentas.

3.1.2.2.Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en CB

La cuenca de drenaje de Cañadón de los Boers se desarrolla principalmente sobre sedimentos cuaternarios que cubren las laderas de las mesetas basálticas del Cerro del Humo y Pampa de los Guanacos, donde se exponen en forma discontinua sedimentitas del Grupo Chubut. Exhibe una morfología elongada en sentido NNE-SSO, con drenaje dendrítico, donde el escurrimiento recorre cauces tributarios de primer y segundo orden que nacen en la parte superior de las laderas y se unen a uno principal de orden 3, que desemboca en el margen noreste del brazo norte del lago Colhué Huapi (Fig. 3.12). Estos cauces fluviales efímeros transportan agua y sedimentos de manera torrencial durante las precipitaciones y luego permanecen inactivos durante extensos períodos.

En la figura 3.16 se observa el perfil sedimentario expuesto en la escarpa erosiva de la terraza fluvial descrita previamente. La base se encuentra cubierta por un talud de detritos caídos, seguidos de 1,10 m de sets arenosos con gradación normal y estratificación horizontal (Sh), con gravas dispersas entre 1 y 2 cm de diámetro. Hacia el tope del estrato se observan 8 cm de arena fina con ondulitas escalonadas (Scr) y una lámina de arcillas entre 1 a 2 cm de espesor, con laminación horizontal (Fl) y rizoconcreciones. Mediante un contacto neto, se desarrollan entre 10 y 20 cm de arenas finas limosas, con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl). Hacia el tope se observa una lámina de arcilla de 1 cm, con laminación horizontal (Fl) y presencia de raíces. Se reconoce una capa discontinua de tefra, de color blanquecina a gris claro, bien seleccionada, con laminación horizontal difusa (Th) y geometría lenticular o en cubeta (techo plano y base cóncava hacia arriba), con un espesor máximo de 15 cm, disminuyendo lateralmente hasta acuñarse (Fig. 3.17A y B). En otros sectores, los lentes de tefra presentan mezcla con arenas e intercalaciones con láminas milimétricas de arcilla hacia el tope. La capa de tefra se encuentra de manera discontinua desde el sitio muestreado hasta alcanzar la desembocadura en el margen noreste del brazo norte del lago Colhué Huapi, a aproximadamente 1,2 km.

Cubren entre 30 y 40 cm de arena media, bien seleccionada, con estructura entrecruzada de bajo ángulo (Sl), con intraclastos arcillosos de hasta 5 cm y láminas de tefra siguiendo la estratificación. Continúan 10 cm de arenas con estratificación horizontal (Sh). Cubren hasta 20 cm de un estrato arenoso, con geometría lenticular y estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl). Por encima, se observan intercalaciones de estratos arenosos con estratificación horizontal difusa (Sh) de 10 a 30 cm de espesor y estratos fangosos con estratificación horizontal difusa (Fm) de 9 a 11 cm de espesor y grietas de desecación. Cubren 30 cm de

arena media, con estratificación horizontal (Sh) y gravas dispersas. Continúan 10 cm de arena limosa con estructuras columnares y concentraciones de carbonatos (P). Hacia el tope del perfil, se encuentran 50 cm de arena media, bien seleccionada, con estratificación horizontal difusa (Shm), asociada a depósitos de nebkas observados en superficie.

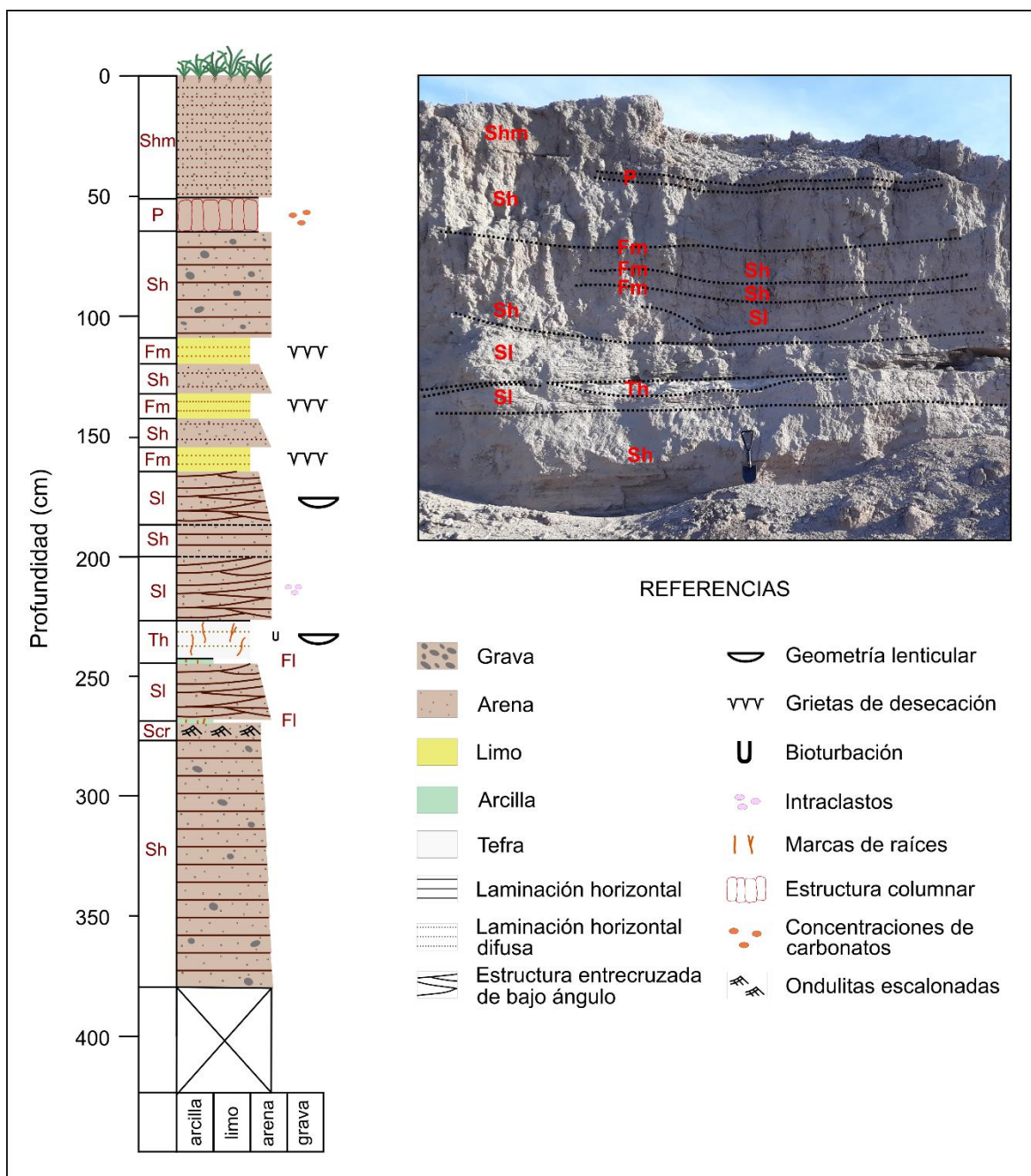


Figura 3.16. Perfil sedimentario expuesto en la escarpa erosiva de la terraza fluvial de CB, donde se preserva la tefra NT1.

En el sector expuesto por el corte artificial debido a la traza de la RPN°26, la capa de tefra muestra pequeñas raíces y oquedades por bioturbación de hasta 1 cm de diámetro, contactos irregulares y difusos hacia el techo, mezclándose con los sedimentos arenosos que se encuentran por encima y siguiendo la laminación de estratos lenticulares con estructura sedimentaria entrecruzada de bajo ángulo (Fig. 3.17C y D). Al observar detalladamente las muestras de estas láminas de tefra, se observa que las características petrográficas y morfológicas de los vitroclastos coinciden con los descriptos para la capa principal de tefra que se encuentra por debajo. El contenido de epiclastos dentro de las láminas, es escaso, conformándose casi completamente por componentes juveniles de la tefra.

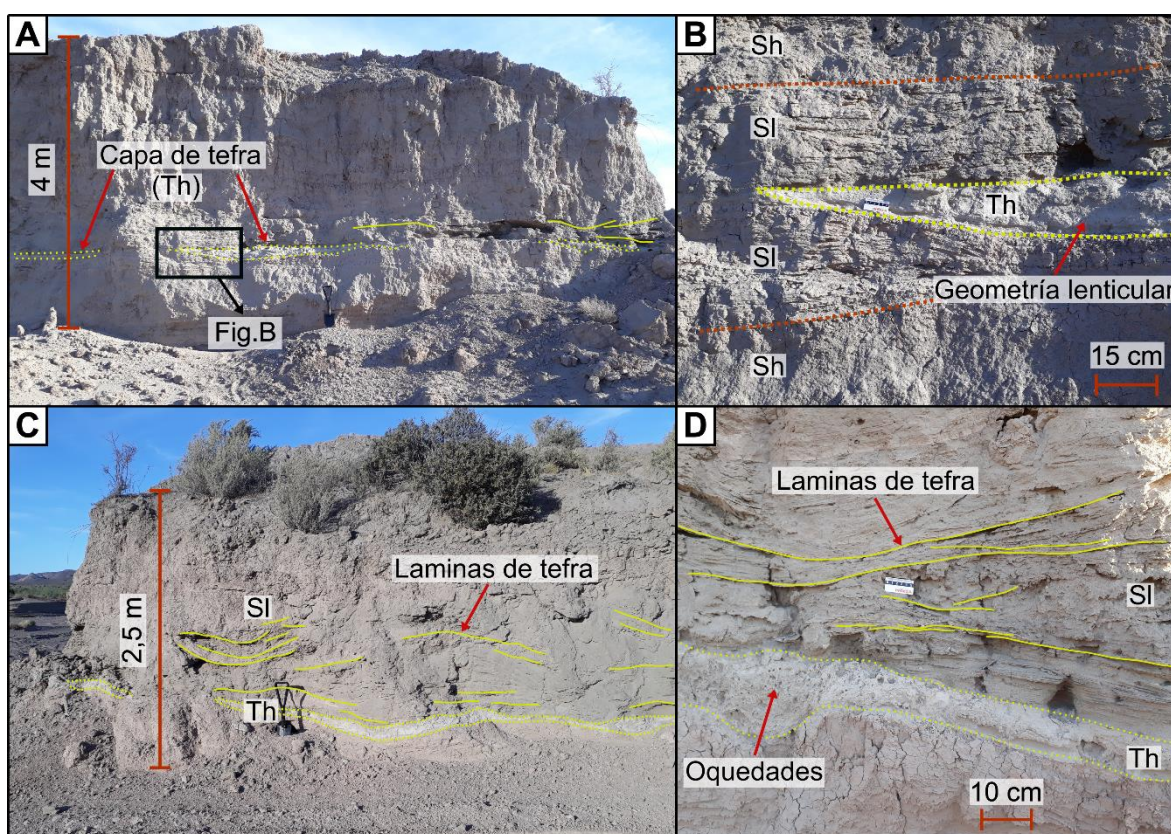


Figura 3.17. A) Escarpa erosiva en el borde del cauce fluvial donde aflora la tefra NT1 B) Detalle de la geometría lenticular con acuñamiento lateral. C y D) Nivel principal de tefra con oquedades, observado en el corte artificial correspondiente a la traza de la RPN°26. Por encima, estructuras sedimentarias entrecruzadas de bajo ángulo (SI), que contienen láminas de tefra.

3.1.2.3. Interpretación del ambiente de deposición de tefras en CB

En el perfil analizado se reconocieron ocho litofacies (Tabla 3.3), asociadas principalmente a depósitos arenosos, con poca participación pelítica. Al igual que en el sitio de estudio ALM, las arenas con estratificación planar (Sh) y con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl), predominan sobre las demás litofacies, indicando la ocurrencia común de un flujo superficial de alta energía. Estas litofacies, en conjunto con las arenas finas con ondulitas escalonadas (Scr), constituyen depósitos de flujo no confinados o flujos en manto (*sheetflood*). En ocasiones, las litofacies arenosas se intercalan con fangos de poco espesor, que presentan laminación horizontal (Fl) o laminación difusa (Fm). Estas litofacies finas contienen grietas de desecación, correspondientes a periodos de exposición subaérea ocurridos durante la desactivación fluvial cuando cesa el drenaje. Por otra parte, el desarrollo de paleosuelos, con estructura columnar y concentraciones de carbonatos, responde también, a una fase de estabilización y de exposición subaérea.

Tabla 3.3. Litofacies en el sitio Cañadón de los Boers (CB)

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Sh	Arenas con laminación horizontal o con marcas de corriente	Capa plana de alto régimen (flujo crítico)
Sl	Arenas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Relleno de depresiones, dunas aplanadas, antidunas
Scr	Arenas con ondulitas escalonadas	Tracción más decantación en flujos turbulentos
Shm	Arenas con muy fina laminación horizontal difusa	Caída de granos o migración de óndulas de arena eólicas
Th	Tefras con laminación horizontal	Cenizas volcánicas, parcialmente retrabajadas
Fm	Fangos macizos o con laminación difusa, grietas de desecación	Canales abandonados o decantación a partir de suspensión
Fl	Arcillas con laminación fina horizontal	Depósitos de flujos que se desaceleran
P	Paleosuelos con carbonatos y rasgos pedogénicos: nódulos, filamentos	Suelos con precipitados químicos

Modificado de Miall, 1996

La geometría lenticular, la presencia de laminación horizontal y el espesor de hasta 15 cm, sugieren que la tefra fue transportada y depositada por canales poco profundos, durante condiciones de baja energía. En sistemas fluviales efímeros de zonas áridas y semiáridas, los *sheetflood* están asociados a inundaciones repentinas (*flahsfood*), que son eventos abruptos y de corta duración en la descarga (Reid *et al.*, 1994; 1998). Bajo estas condiciones, generan desbordes y depósitos parcialmente canalizados (William, 1970; Nanson *et al.*, 1988; Taylor 1999).

Las litofacies de arena bien seleccionada, con muy fina laminación horizontal difusa (Shm), reconocidas hacia el tope del perfil, se asocian a un origen eólico de los sedimentos, por removilización local de las litofacies infrayacentes. En superficie, estas arenas se observan asociadas a depósitos de nebkas.

Por otro lado, en diferentes sectores de las escarpas erosivas de las terrazas, se observaron litofacies de gravas y arenas asociadas a depósitos de canales efímeros y migración de barras. Las variaciones laterales son comunes en este tipo de sistemas, donde la posición de los canales activos sufre cambios continuos, por lo que no resulta llamativo que no estén presentes en la zona del perfil analizado.

3.1.3. Sitio sur del lago Colhué Huapi (SCH)

3.1.3.1. Geomorfología

El área de estudio se encuentra ubicado al sur del lago Colhué Huapi, a unos 25 km al SE de la localidad de Sarmiento (Fig. 3.1), donde se identificó el nivel de tefra NT1 en el sitio denominado SCH (45°46'9.06"S; 68°54'11.40"O). En la figura 3.18 pueden observarse las geoformas asociadas, descriptas a continuación:

- Intrusivo alcalino: en el área de estudio se observa el intrusivo Cerro Negro, ubicado a 1,8 km al norte del sitio de muestreo. Se trata de un stock con una dimensión menor a 2 km² y una elevación de 130 m aproximadamente, alcanzando los 380 m s.n.m. Su morfología es similar a una cúpula convexa, con diaclasamiento concéntrico producido por enfriamiento y compuesto predominantemente por gabro (Fig. 3.19, Menegatti *et al.*, 2014). La edad asignada para esta unidad es oligocena-miocena (Sciutto *et al.*, 2008).
- Terraza estructural: identificada como Terraza km 162, se trata de remanentes de una terraza estructural de edad pleistocena (Sciutto *et al.*, 2008), de origen glacifluvial, correspondiente a los “Rodados Tehuelches” o “Rodados Patagónicos” (Patagonian Shingle Formation; Darwin, 1842). Actualmente constituye una meseta producto del proceso de inversión de relieve (Simeoni, 2008). Presenta una superficie subhorizontal, compuesta de gravas con matriz arenosa. Está ubicada a 1,7 km aguas arriba del sitio de muestreo.

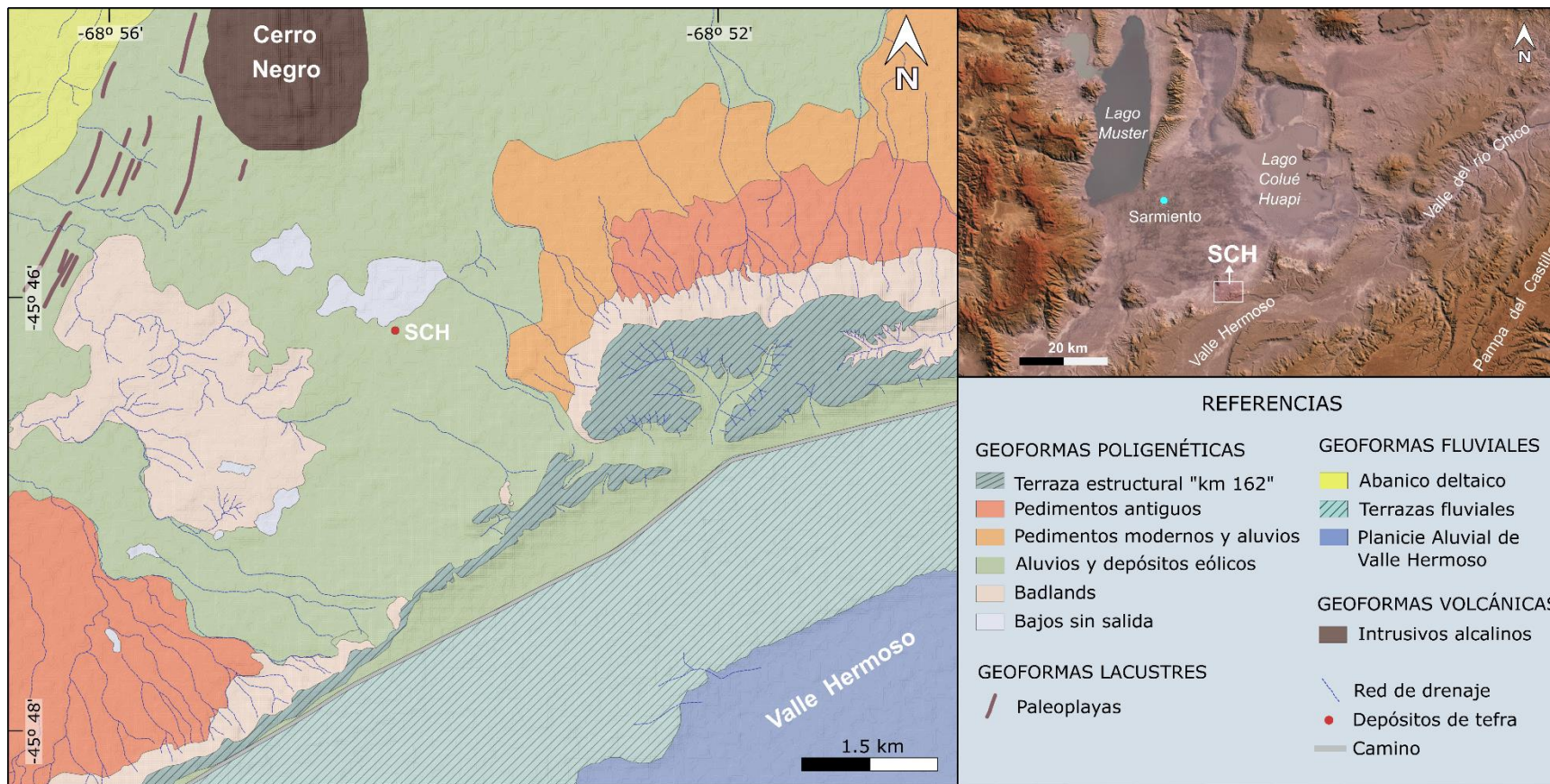


Figura 3.18. Mapa Geomorfológico en el área de estudio denominada SCH.



Figura 3.19. Imagen satelital CNES AIRBUS del intrusivo Cerro Negro.

- Badlands: son generados a partir del escurrimiento superficial y la consecuente erosión hídrica en sectores constituidos por sedimentitas friables, predominando en las laderas con sedimentitas del Gr. Sarmiento y Gr. Río Chico, en los márgenes de la terraza km 162 (Fig. 3.20) y entre aluvios cubiertos parcialmente por depósitos eólicos, donde afloran las sedimentitas de la Fm. Bajo Barreal. Presentan un relieve irregular, con escasa o nula cobertura vegetal. El diseño de drenaje es dendrítico y denso, con cañadones y cárcavas, asociados a cauces fluviales de régimen efímero.

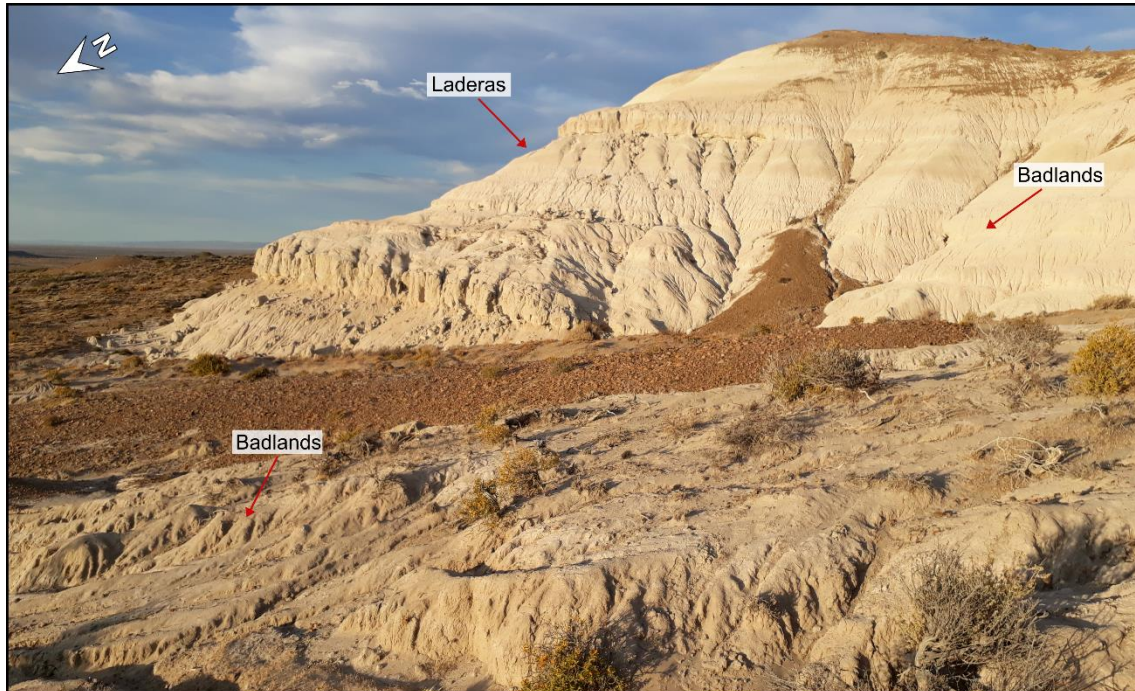


Figura 3.20. Badlands en laderas constituidas por sedimentitas friables del Gr. Sarmiento, hacia los márgenes de la Terraza km 162.

- Pedimentos: son superficies de erosión con pendientes suaves, desarrolladas a partir de las laderas de la terraza estructural km 162, alejadas del sitio de estudio (Fig. 3.21). Se han conservado en aquellos casos en que quedaron cubiertos por una delgada capa de grava proveniente de los bordes de la terraza (Sciutto *et al.*, 2008).
A partir de las imágenes satelitales, pueden diferenciarse dos episodios de pedimentos con orientación hacia el norte y noreste: los más antiguos se observan con extensiones de hasta 400 m, pendientes entre 8 y 13% y mayor degradación. Los más modernos en cambio, muestran mayor distribución con extensiones de hasta 700 m, menores pendientes (entre 4 y 7%), un drenaje poco desarrollado y mejor estado de preservación. En ambos casos, se observa una cubierta desprovista de vegetación, ocupada mayormente por pavimentos desérticos. Además, se hallan depósitos de abanicos aluviales entre las superficies de pedimentos modernos (Fig. 3.21).

Aunque las edades exactas de estos pedimentos no han sido precisadas, Sciutto *et al.* (2008), indican una edad pleistocena para todo el conjunto, vinculada a épocas correlacionables con las glaciaciones en la cordillera andina.

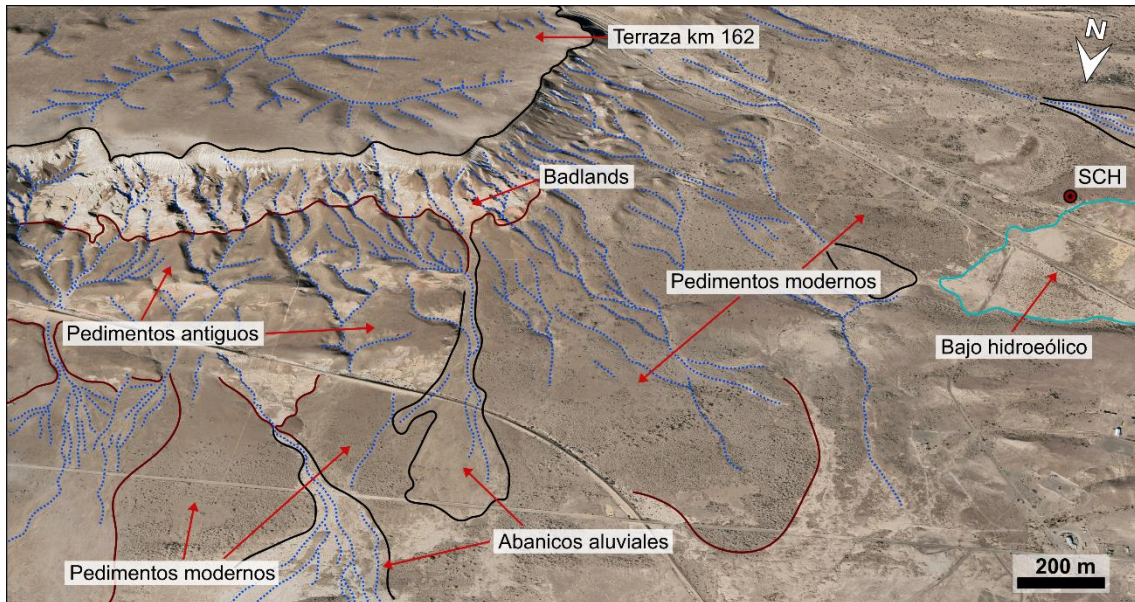


Figura 3.21. Superficies de pedimento antiguos y modernos. Abanicos aluviales desarrollados entre los pedimentos modernos.

- Cordones lagunares: son depósitos de grava con matriz arenosa y estratificación entrecruzada de bajo ángulo, ubicados al este del fandelto sobre el que se encuentra la localidad de Sarmiento (Montes *et al.*, 2017). Exponen una morfología alargada, con orientación NNE-SSO, parcialmente erosionados por cursos fluviales efímeros. Están asociados a sedimentos de playa, depositados por disipación de la energía del oleaje del paleolago de Sarmiento (González Díaz y Di Tommaso, 2014).
- Aluvios y depósitos eólicos: constituyen la unidad geomorfológica de mayor superficie en el área analizada, extendiéndose por unos 4 km hacia el NE desde la zona de laderas y badlands. Está conformada por abanicos y planicies aluviales indiferenciados, asociados a cursos efímeros de pequeña escala, cubiertos de forma

discontinua por sedimentos eólicos, fijados por la vegetación. La tefra identificada como NT1, se preserva como una capa continua entre estos Aluvios cubiertos por depósitos eólicos estabilizados (Fig. 3.22).

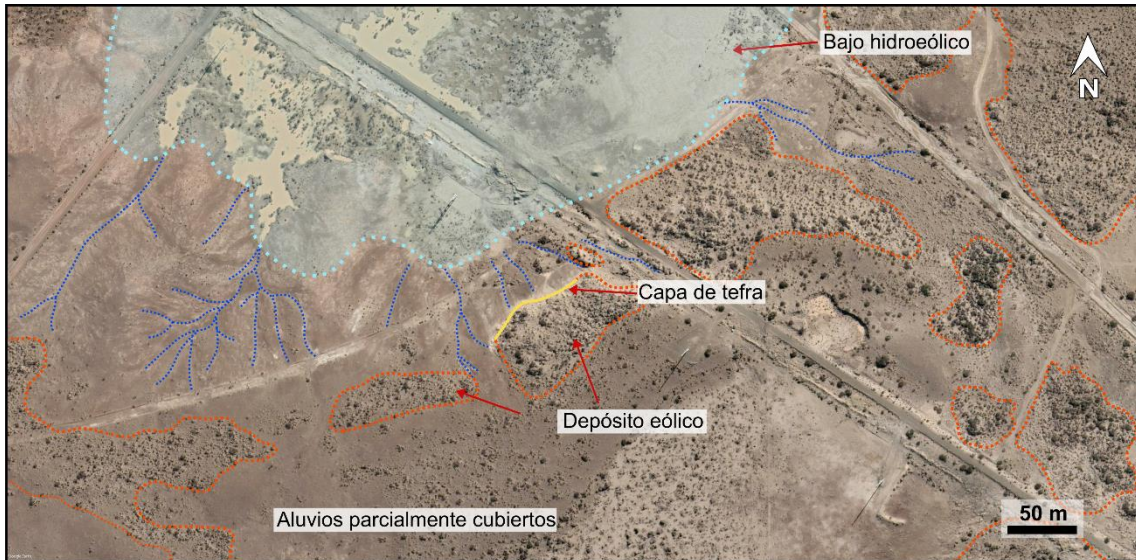


Figura 3.22. Capa de tefra NT1 en el sitio de estudio SCH, asociada a depósitos aluviales cubiertos por eólicos. Diversos caminos internos de yacimientos petroleros modifican localmente las geoformas y condicionan el drenaje actual.

- Abanico deltaico: corresponde a una geoforma depositacional con morfología de cono, que se expanden radialmente ladera abajo. Se observa el borde suroriental de este abanico hacia el NO del mapa geomorfológico, alejado de los sitios de estudio. Su desarrollo se asocia a una captura ocurrida al sur de la sierra San Bernardo, donde la erosión retrocedente de un cauce fluvial que drenaba de sur a norte en la cuenca de Sarmiento, capturó el drenaje del antiguo río Senguerr, desviando el cauce del valle Hermoso hacia el oeste y formando un amplio abanico de gravas arenosas, con una superficie que supera los 200 km² (Sciutto, 2008; González Díaz y Di Tommaso, 2014).
- Terrazas fluviales: en el área de estudio se observa una antigua planicie de inundación asociada al río Senguerr, previo a la captura. Se preserva como una superficie

relativamente plana entre la terraza estructural km 162 y la planicie aluvial de Valle Hermoso, al sureste del sitio de estudio, con orientación suroeste-noreste.

- Planicie aluvial de Valle Hermoso: corresponde al valle abandonado por el antiguo río Senguerr al ser capturado al sur de la Sierra de San Bernardo. Se preserva como una superficie relativamente plana, con orientación suroeste-noreste, ubicada al sureste del sitio de estudio, sin influencia directa sobre el nivel de tefra estudiado.
- Bajos sin salida: son depresiones endorreicas de variadas dimensiones, que alcanzan hasta 600 m de diámetro. Las morfologías son elongadas, con fondo plano y escasa profundidad. Su génesis es producto de múltiples factores, actuando la remoción en masa, la acción fluvial, la meteorización física, el sublavado y la deflación (Feruglio, 1950; Césari y Simeoni, 1994; Montes *et al.*, 2024). Durante las precipitaciones, principalmente en invierno, pueden retener agua y formar lagunas someras. El sitio de estudio se encuentra a escasos metros al este de un bajo sin salida de morfología irregular y actualmente afectado por la disposición de caminos de la industria petrolera (Fig. 3.21 y 3.22).

3.1.3.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en SCH

El perfil analizado en el área de estudio (Fig. 3.23), comienza en la base con aproximadamente 45 cm de un banco de arena maciza (Sm) mal seleccionada, con gravas dispersas. Los últimos 10 cm hacia el techo de este banco, muestran estructura columnar, mayor consolidación y contenido de yeso pulverulento y manchas oscuras (P). El estrato presenta superficialmente líneas de escurrimiento superficial (*rills*) producto de erosión hídrica.

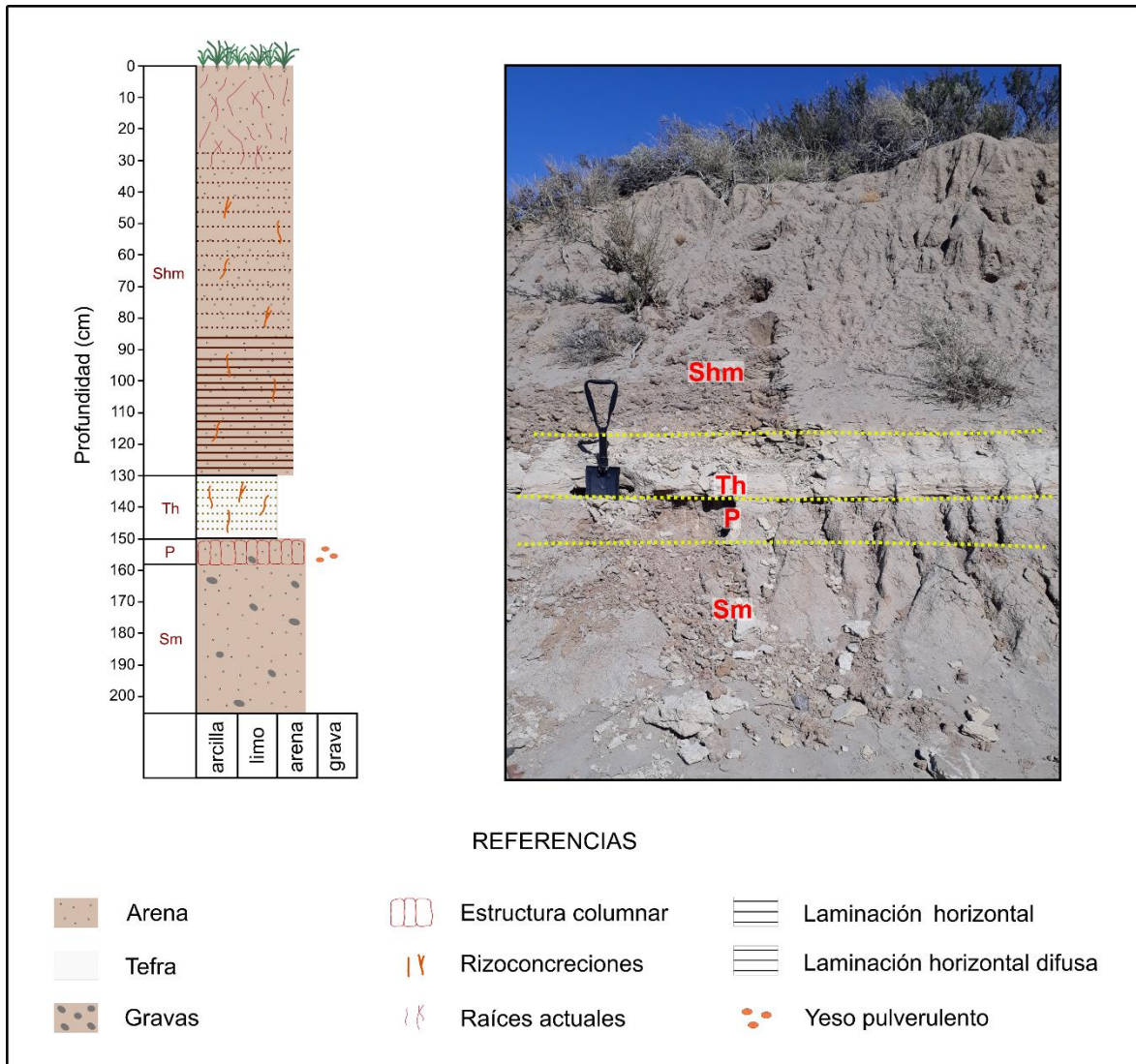


Figura 3.23. Perfil litológico en el sitio de estudio SCH, donde se preserva la tefra NT1.

Mediante un contacto neto, se observa una capa de tefra continua, con una extensión de 100 m aproximadamente y un espesor que varía lateralmente entre 11 y 20 cm, siguiendo la topografía levemente ondulada del estrato subyacente (Fig. 3.24). Presenta una costra fina superficial que cubre en forma discontinua a la capa de tefra. A su vez, en algunos sectores se encuentra mezclada con arena, especialmente hacia el techo, lo que aumenta su consolidación. Internamente, presenta laminación horizontal difusa en algunos sectores (Th, Fig. 3.24B) y pequeños restos de raíces dispersas de hasta 4 mm de diámetro.

Por encima de la tefra continúa un banco de 1,3 m de arena fina a media, bien seleccionada, con presencia de raíces finas dispersas y laminación horizontal (Sh) que se vuelve difusa hacia el techo.



Figura 3.24. A) Nivel de tefra NT1 en el sitio de estudio SCH. B) Capa de tefra con laminación horizontal difusa (Th).

3.1.3.3. Interpretación del ambiente de deposición de tefras en SCH

En el perfil analizado del sitio SCH, se reconocieron cuatro litofacies, predominantemente arenosas (tabla 3.4). La litofacies de arena maciza (Sm), pobremente seleccionada, está relacionada con la deposición de flujos hiperconcentrados, caracterizados por una alta concentración de sedimentos en suspensión y un proceso rápido de deposición. Estos flujos se asocian a la activación de las redes de drenaje densas y efímeras, que se observan actualmente en el área de estudio, con un transporte local de sedimentos producto del

escurrimiento generado durante las precipitaciones. Hacia el techo presenta características pedogenéticas que permiten identificar al depósito como un paleosuelo, indicando una fase de estabilización del sistema.

Por otro lado, la capa de tefra se apoya directamente sobre el paleosuelo, siguiendo la topografía, que puede interpretarse como depositación primaria. En algunos sectores en cambio, presenta laminación horizontal difusa, que podría asociarse a depositación por decantación en encharcamientos lagunares menores de carácter efímero.

La litofacies Shm que cubre la capa de tefra hasta el techo del perfil, corresponde a arenas finas a medias, bien seleccionadas y con una fina laminación horizontal. Estas características, sumadas a la clara identificación de depósitos eólicos estabilizados por la vegetación, por encima de la capa de tefra en las imágenes satelitales (Fig. 3.21), permiten vincular la litofacies a un origen eólico.

Tabla 3.4. Litofacies en el sitio Sur de Colhué Huapi (SCH)

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Shm	Arenas con fina laminación horizontal	Caída de granos o migración de óndulas de arena
Th	Tefras macizas o laminación horizontal difusa	Cenizas volcánicas, parcialmente retrabajadas
Sm	Arenas macizas o laminación difusa	Depósitos de flujos hiperconcentrados
P	Paleosuelos con carbonatos y rasgos pedogénicos: nódulos, filamentos	Suelos con precipitados químicos

Modificado de Miall, 1996

3.1.4. Sitios Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV)

3.1.4.1. Geomorfología

La zona de estudio que comprende a los sitios RC (45°27'39.36"S; 67°11'4.16"O) y PV (45°26'38.00"S; 67° 9'26.00"O), forma parte del Área Natural Protegida “Rocas Coloradas”

(ANPRC), ubicada 55 km al noreste de la ciudad de Comodoro Rivadavia (Fig. 3.1). Abarca una amplia variedad de geoformas que se muestran en el mapa geomorfológico de la figura 3.25. A continuación, se describen las unidades geomorfológicas identificadas:

- Deslizamientos: en la escarpa oriental de Pampa de Salamanca, ubicada hacia el oeste del área cartografiada, se reconocen deslizamientos rotacionales. Estos procesos de remoción en masa se encuentran en sectores topográficamente más altos y ubicados aguas arriba de los sitios de estudio, afectando principalmente a sedimentitas de las Formaciones Santa Cruz, Patagonia y algunos sectores de Fm. Sarmiento y Gr. Río Chico. Son procesos comunes en la Patagonia extraandina, especialmente en los márgenes de las laderas de mesetas coronadas por gravas arenosas como Pampa de Salamanca (González Díaz, 2004). En el área de estudio se diferencian dos conjuntos de deslizamientos en base a su cronología relativa, sus dimensiones, cobertura vegetal y rasgos morfológicos superficiales: i) deslizamientos antiguos, de mayor extensión (entre 1,5 km² y 5 km²), con sus escarpas y lóbulos de deslizamiento revegetadas y evidencias de erosión hídrica posteriores a su desarrollo y ii) deslizamientos modernos, originados en depósitos correspondientes a los anteriores, de menor extensión (entre 0,02 km² y 0,25 km²), con escasa o nula revegetación en sus escarpas y lóbulos de deslizamiento y, cuya morfología se preserva sin rasgos posteriores de erosión hídrica significativos.



Figura 3.25. Mapa Geomorfológico que abarca el contexto de los sitios Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV).

- Badlands: también denominados como huayquerías (Tejedo, 2004b), se generan debido a la acción dominante del escurrimiento superficial y su consecuente erosión hídrica en laderas constituidas por sedimentitas friables del Gr. Río Chico (Fig. 3.26A). Exponen un relieve irregular, con escasa cobertura vegetal y son disectados por una gran cantidad de cañadones y cárcavas, asociados a cursos de régimen efímero (Howard, 1994; Foix *et al.* 2022). Se ubican aguas arriba de los sitios de estudio, siguiendo el contorno de los deslizamientos rotacionales. Constituyen la unidad geomorfológica de mayor superficie en el área estudiada.

En los sectores donde predominan las areniscas es común el desarrollo de paredones verticales con morfologías de tubos de órgano (Howard, 1994), como resultado del efecto erosivo de la acción hídrica, como así también bancos expuestos debido a su mayor resistencia a la erosión (Fig. 3.26B, Foix *et al.*, 2022). En las zonas con dominio de materiales arcillo-limosos en cambio, la baja permeabilidad favorece el escurrimiento superficial que da un lugar a un drenaje dendrítico denso, con un frecuente desarrollo de conductos subterráneos naturales denominados conductos de sufosión (*pipings*; Jones, 1997; García-Ruíz, 2011; Foix *et al.*, 2022; Fig. 3.26C). Los frentes de las laderas exhiben una morfología en punta que se afina en dirección de los vientos predominantes, semejante a la morfología de sotavento característica de los *yardangs* (Fig. 3.27).

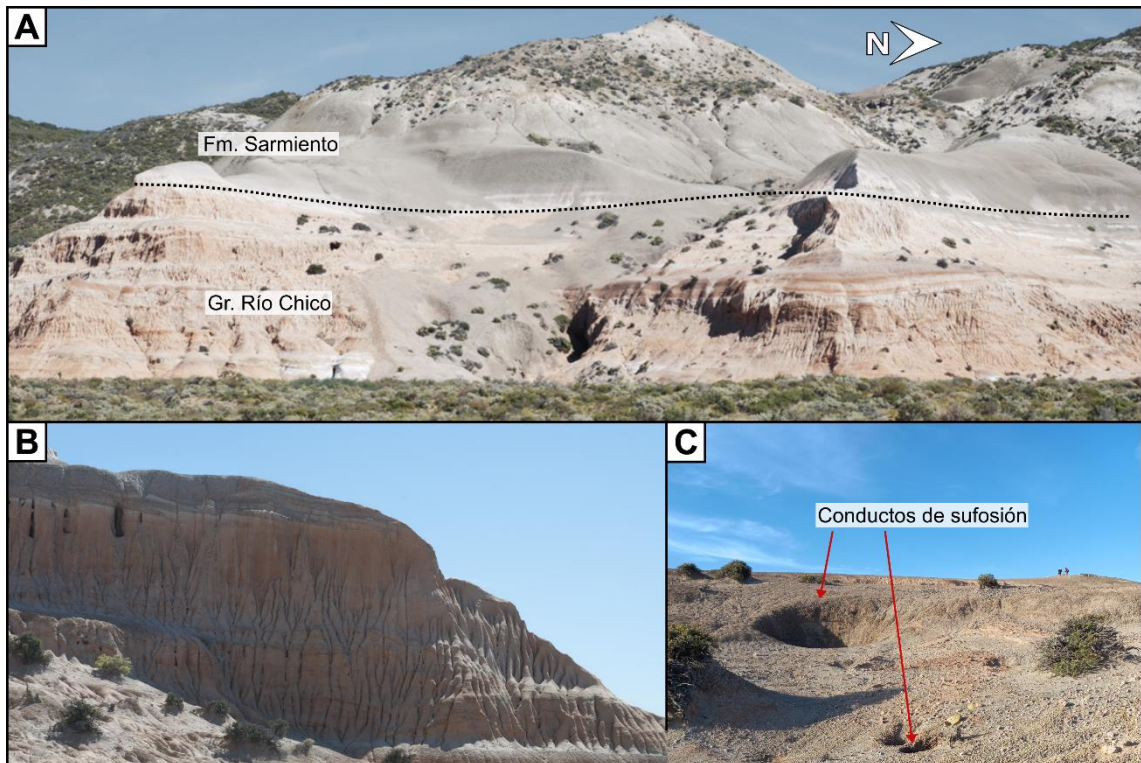


Figura 3.26. A) Badlands en laderas constituidas por sedimentitas friables del Gr. Río Chico, con escasa cobertura vegetal y abundante desarrollo de líneas de escurrimiento superficial. B) Erosión en tubos de órgano en bancos con predominio de areniscas. C) Conductos de sufosión (*pipings*).

- Aluvios indiferenciados: formados por abanicos, planicies y terrazas aluviales indiferenciados, asociados a líneas de escurrimiento superficial (*rills*) y cursos efímeros de pequeñas dimensiones (decímetros a pocos metros de ancho) provenientes de las laderas con sedimentitas del Gr. Río Chico. Ocupan gran parte del área analizada, extendiéndose hasta 4 km entre las laderas y los depósitos de playa. Se encuentran cubiertos en forma discontinua por sedimentos eólicos y lagunares (Fig. 3.27).



Figura 3.27. Frente de laderas con morfologías en punta, semejantes al lado de sotavento de los *yardangs*. Hacia el este, depósitos aluviales indiferenciados.

- Terrazas fluviales: son antiguas planicies de inundación asociadas a los principales cursos fluviales efímeros de la zona analizada. Se preservan como superficies relativamente planas entre los márgenes del valle y la planicie aluvial actual, relativamente distanciados de los sitios muestreados. Están compuestos principalmente por gravas y arenas con cobertura vegetal y edafológica.
- Planicies aluviales: corresponden a las llanuras de inundación actuales, adyacentes a los cursos fluviales efímeros orientados aproximadamente en dirección O-E, con canales de baja profundidad, que transportan agua y sedimentos de manera torrencial durante las precipitaciones y luego permanecen inactivos durante extensos períodos. Están compuestas principalmente por sedimentos arenosos, asociados a los flujos acuosos desarrollados durante los eventos de alta descarga y delgadas y discontinuas capas de fango depositadas por decantación, que frecuentemente presentan grietas de desecación. Suelen presentar clastos gravosos correspondientes a coquinas de la Fm.

Patagonia y, fragmentos de madera litificada y volcanitas provenientes del Grupo Río Chico y de los Rodados Tehuelches.

- Pedimentos: En el área de estudio se desarrollan entre el borde oriental de Pampa de Salamanca y la costa atlántica, con pendientes suaves hacia el este (menores a 2%, Fig. 3.28A). Su génesis es atribuida a una combinación de procesos morfogénéticos que afectaron a los sedimentos friables que se encuentran pendiente arriba (Rodados Patagónicos, Fm. Santa Cruz, Fm. Patagonia y Gr. Río Chico), entre los que se destacan el escurrimiento superficial, la meteorización y la remoción en masa (Tejedo, 2004b). Hacia el norte del sitio PV, desarrollan extensas superficies de hasta 10 km de longitud y alturas que superan los 200 m s.n.m. En cercanías al sitio RC en cambio, se preservan relictos de menores dimensiones y alturas de hasta 50 m s.n.m. En algunos casos, son disectados por cauces fluviales efímeros y erosionados por el oleaje en los sectores que alcanzan la zona costera.

La superficie de los pedimentos es mayormente ocupada por pavimentos desérticos originados por deflación (Fig. 3.28B), donde los detritos más finos (arcillas, limos y arenas) son movilizados por el viento, mientras que las gravas permanecen *in situ*, cubriendo la superficie (Gutiérrez Elorza, 2008; Montes *et al.*, 2024). Estos pavimentos desérticos están constituidos predominantemente por volcanitas andesíticas, aunque también contienen restos de troncos petrificados provenientes del Gr. Río Chico.

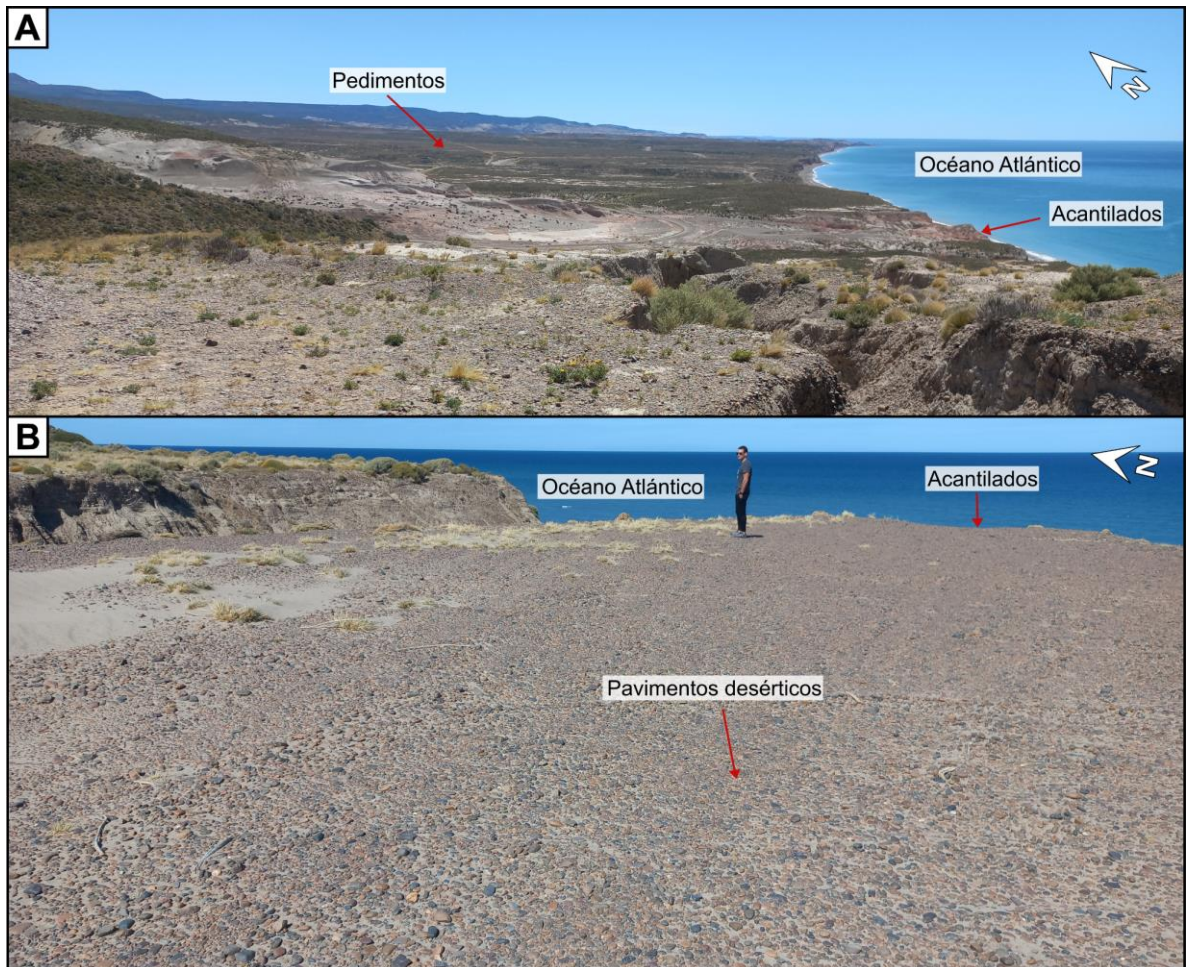


Figura 3.28. A) Vista panorámica hacia el N de pedimentos en la zona de Rocas Coloradas. B) Pavimentos desérticos ocupando la mayor parte de la superficie de pedimentos.

- Flujos de detritos: la unidad geomorfológica abarca la cicatriz de arranque y los depósitos asociados a flujos de detritos. Su extensión no supera los 200 metros y el área afectada presenta una pendiente promedio de 16,5%. Se forman a partir de sedimentos previamente movilizados por deslizamientos rotacionales modernos. Están asociados a la saturación de detritos producto de precipitaciones extraordinarias, generando su inestabilidad y desplazamiento siguiendo la morfología de las laderas (Fig. 3.29). Se encuentran aguas arriba, pero sin influencia directa en los sitios de estudio.

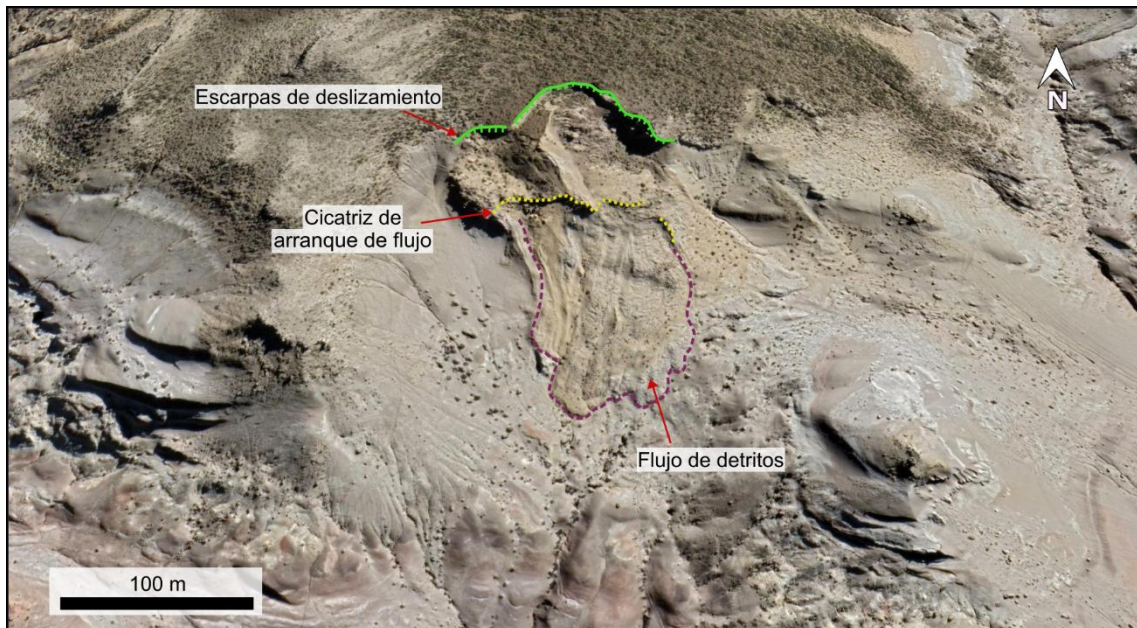


Figura 3.29. Flujos de detritos desarrollados a partir de deslizamientos modernos, aguas arriba de los sitios de estudio.

- Nebkas y mantos de arena: son geoformas de acumulación eólica, identificadas frecuentemente sobre depósitos aluviales. Los nebkas, constituyen montículos de sedimentos formados por el viento, que se han acumulado alrededor de arbustos u otros tipos de vegetación y que pueden alcanzar varios metros de altura (Warren, 1988; Thomas y Tsoar, 1990; Montes *et al.*, 2024). Algunas nebkas muestran una clara elongación y consisten en una larga sombra de arena depositada a sotavento de la vegetación que sirve de anclaje (Fig. 3.30A). Su composición es predominantemente arenosa, aunque pueden contener fracciones más finas.

Los mantos de arena son acumulaciones conformadas predominantemente por arena eólica donde hay ausencia de dunas con caras de avalancha, desarrollando superficies relativamente planas y con pendientes de bajo ángulo (Goudie, 2013; Pye y Tsoar, 2009, Fig.3.30B). Pueden extenderse cientos de metros y los espesores varían entre decenas de centímetros hasta 1 m aproximadamente (Montes *et al.*, 2015; 2017; 2024). En el sitio de estudio RC se identificaron depósitos eólicos de hasta 10 m de altura, longitudes de hasta 100 m y una orientación media de 120°N (ver estructura interna en Capítulo 3.1.4.2. Preservación de tefras en RC). Su origen está asociado a variaciones

estacionales de los vientos del oeste, con similitudes a las descritas para dunas lineales simples con crestas sinuosas (también denominadas *seifs*, Bagnold, 1941), comúnmente desarrolladas sobre mantos de arena (Nielson y Kocurek, 1986). Hacia el frente de avance, estos depósitos disminuyen el espesor y muestran las características de los mantos de arena mencionados más arriba. Son estabilizados por la vegetación y modificados posteriormente por la constante erosión eólica e hídrica, generando en muchos casos, morfologías de *yardangs* (Fig. 3.31A; Montes *et al.*, 2024).

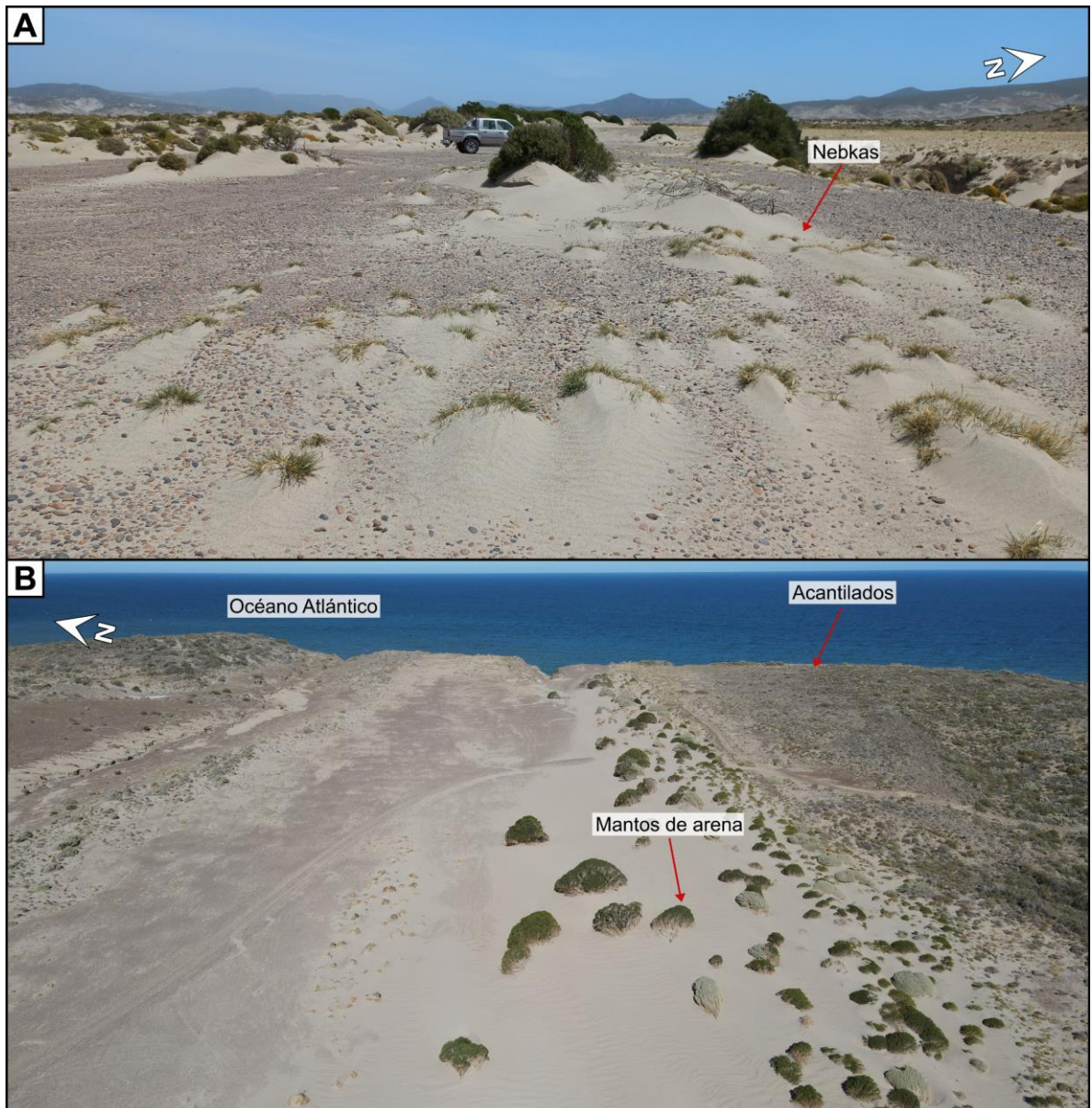


Figura 3.30. Nebkas, mantos de arena y acantilados al este del sitio de estudio RC.

- *Yardangs*: son geformas alargadas en dirección entre 118°N y 123°N ($n= 5$), coincidente con los vientos predominantes del oeste, generadas a partir de una intensa erosión eólica, sobre materiales friables, poco consolidados o rocas blandas. En el sector del sitio de estudio RC se observan *yardangs* con longitudes entre 40 y 80 m y alturas de hasta 6 m, donde se preserva el nivel de tefra NT1 como una capa continua (ver capítulo 3.1.4.3. Ambiente de depositación y preservación de tefras en RC, Fig. 3.31A). La erosión eólica genera paredones subverticales a barlovento, mientras que, a sotavento la pendiente es más suave y se desarrollan cárcavas producto de la erosión

hídrica generada por escurrimiento superficial durante las precipitaciones (Fig. 3.31B).

Al pie de las mismas se reconocen abanicos aluviales. En los espacios *interyardangs* se observan mantos de arena, ondulitas eólicas y megaóndulas adosados a las laderas de sotavento (Fig. 3.31B).

Por otra parte, distanciados a 1,2 km al sureste del sitio RC, se observan *yardangs* labrados en las sedimentitas friables del Gr. Río Chico, sobre una amplia superficie desprovista de vegetación, cubierta de extensos pavimentos del desierto y sectores con depósitos aluviales y megaóndulas. Los *yardangs* presentan longitudes entre 150 a 450 m, ancho entre 10 y 60 m y alturas entre 2 y 11 m y presentan una orientación media de 108°N (n=4), (Fig. 3.32).

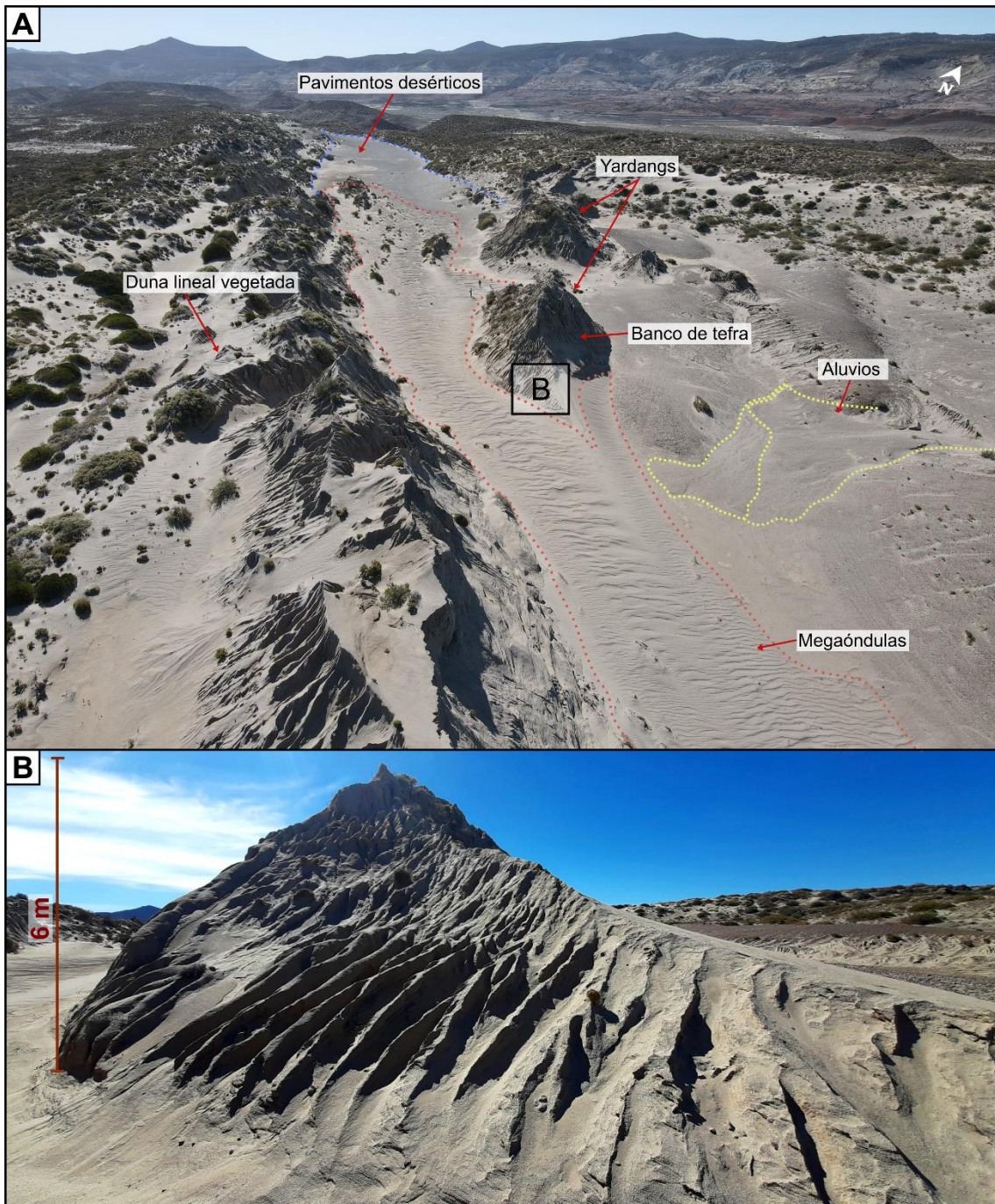


Figura 3.31. A) Geoformas eólicas y aluviales en el sitio de estudio RC. B) Cárcavas afectando las laderas de sotavento del *yardang* que contiene el nivel de tefra RC.

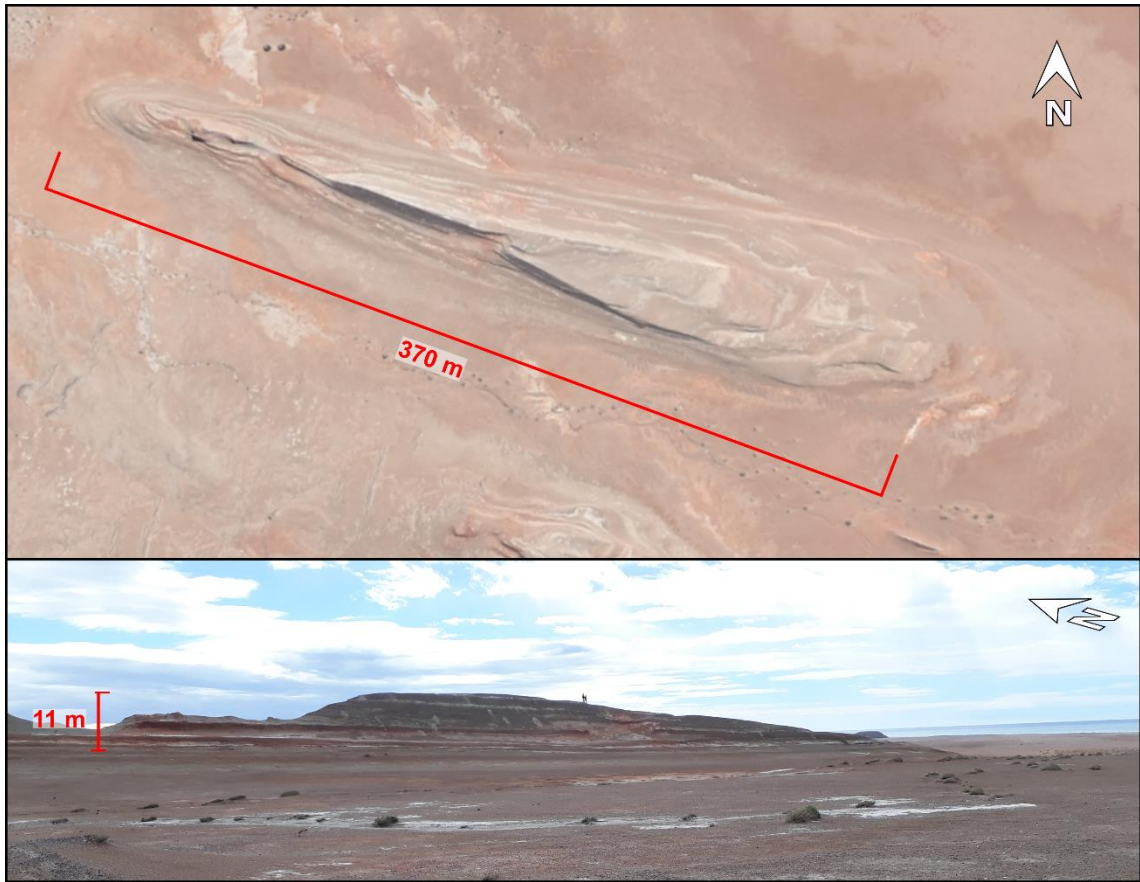


Figura 3.32. *Yardang* labrado en las sedimentitas friables del Gr. Río Chico. A) Vista en plata generada con fotografía aérea. B) Vista lateral observada en el campo desde el sur.

- **Megaóndulas:** son formas de lecho eólicas más grandes y altas que las formadas comúnmente con arena fina (De Silva *et al.*, 2013). Se constituyen por una amplia variedad de tamaños de partícula, desde arcillas hasta gravas vesiculadas de baja densidad (de 3 cm de diámetro), que facilitan el transporte eólico (Casanova *et al.*, 2022; Montes *et al.*, 2024). Se observan conformando campos de megaóndulas circundantes al sitio de estudio RC (Fig. 3.33) y en superficies desprovistas de vegetación. Presentan una distancia entre crestas de decenas de centímetros hasta 20 m y alturas de pocos centímetros hasta 1 m aproximadamente.



Figura 3.33. A) Campos de megaóndulas. B) Corte transversal de una megaóndula. Se observan sets con gradación inversa cuyas superficies de contacto inclinan hasta 18° hacia el este.

- Lagunas someras (*pans*): son lagunas de fondo plano asociadas a cuencas con drenaje centrípeto. Presentan una superficie de agua variable estacionalmente y que alcanza decenas de centímetros de profundidad. Son frecuentes en la Patagonia extraandina, vinculadas a condiciones áridas y semiáridas (Martínez, 2012; Villarreal y Coronato, 2017; Montes *et al.*, 2024). En el área analizada, muestran dimensiones que varían desde pocos metros a decenas de metros de diámetro. Suelen permanecer con agua durante los estadios de mayores precipitaciones y acumulan delgadas capas limoarcillosas con laminación paralela y grietas de desecación producto de la exposición subaérea del lecho durante los períodos secos (Fig. 3.34).



Figura 3.34. A) Laguna somera en el sitio de estudio RC. B) Capas limoarcillosas con laminación paralela acumuladas en el fondo de la laguna. C) Grietas de desecación formadas en una laguna ubicada en el sector sur del área de estudio.

- Acantilados: son formas de erosión litoral desarrolladas por la acción de las olas. Constituyen escarpas subverticales, cuyo perfil está expuesto a meteorización y a procesos de remoción en masa. En la zona de estudio están labrados principalmente en sedimentos de la Fm. Salamanca, Gr. Río Chico, pedimentos y depósitos aluviales.

- Antigua barrera litoral: está constituida principalmente por gravas con matriz arenosa, con una morfología alargada, paralela a la costa y ubicada pocos metros por encima del nivel del mar actual. Está asociada a sedimentos de playa depositados durante el máximo alcance de la transgresión marina holocénica, hace 6600 cal años AP aproximadamente (Fucks *et al.*, 2018; Schellmann y Radtke, 2010; Rodríguez *et al.*, 2022a). Se encuentra parcialmente erosionada por canales fluviales que alcanzan la línea de costa. A su vez, restringen parcialmente el drenaje, favoreciendo el desarrollo de lagunas donde decantan depósitos arcillosos salinos. Los depósitos litorales que conforman esta antigua barrera cubren una sucesión sedimentaria donde se identificaron ocho capas de tefra en el sitio PV (Fig. 3.35).
- Playa: está constituida por gravas de hasta 18 cm de diámetro, como resultado de su depositación por disipación de la energía del oleaje. Muestra una morfología alargada y continua a lo largo de toda la zona de estudio (Fig. 3.35), con una pendiente de 0 a 7° en el sector intermareal.

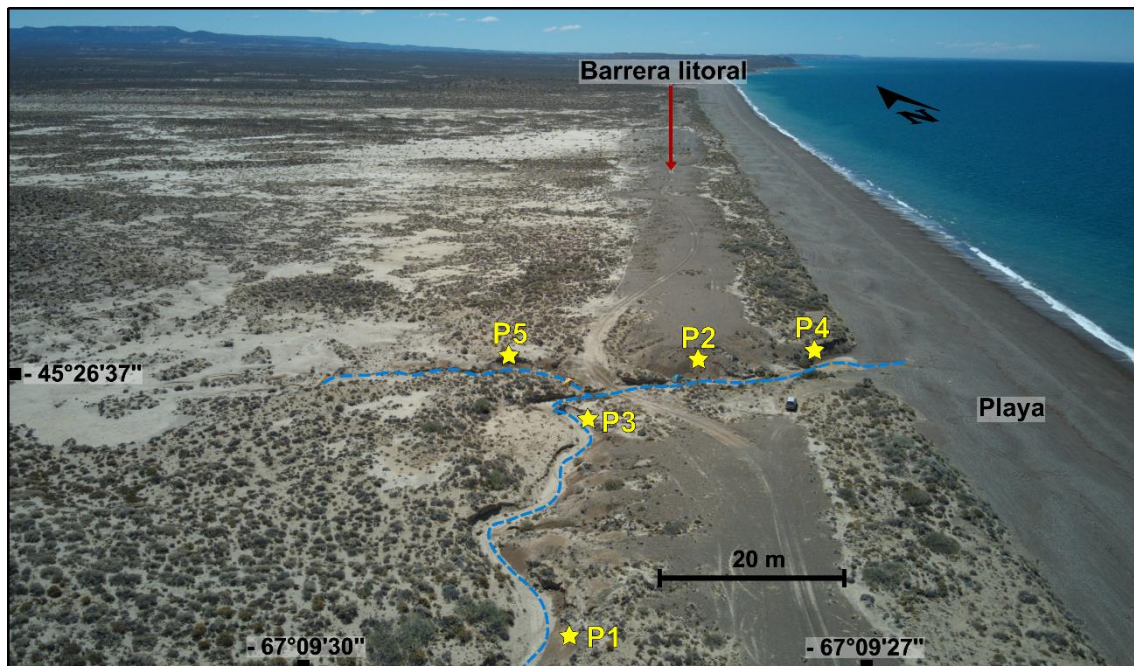


Figura 3.35. Barrera litoral y playa. Las estrellas amarillas marcan la ubicación de los cortes sedimentarios con niveles de tefra en el sitio PV.

3.1.4.2. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en RC

En el sitio de estudio RC, la capa de tefra NT1 se preserva en un depósito de 6 m de altura, predominantemente arenoso y con morfología de *yardang*. En los paredones subverticales originados a barlovento de estas geoformas, es común el desarrollo de depósitos asociados a procesos de remoción en masa, que cubren parcialmente los afloramientos (Fig. 3.36). En otros depósitos con similares características a las descritas, la capa de tefra se encuentra en forma de lentes aislados.

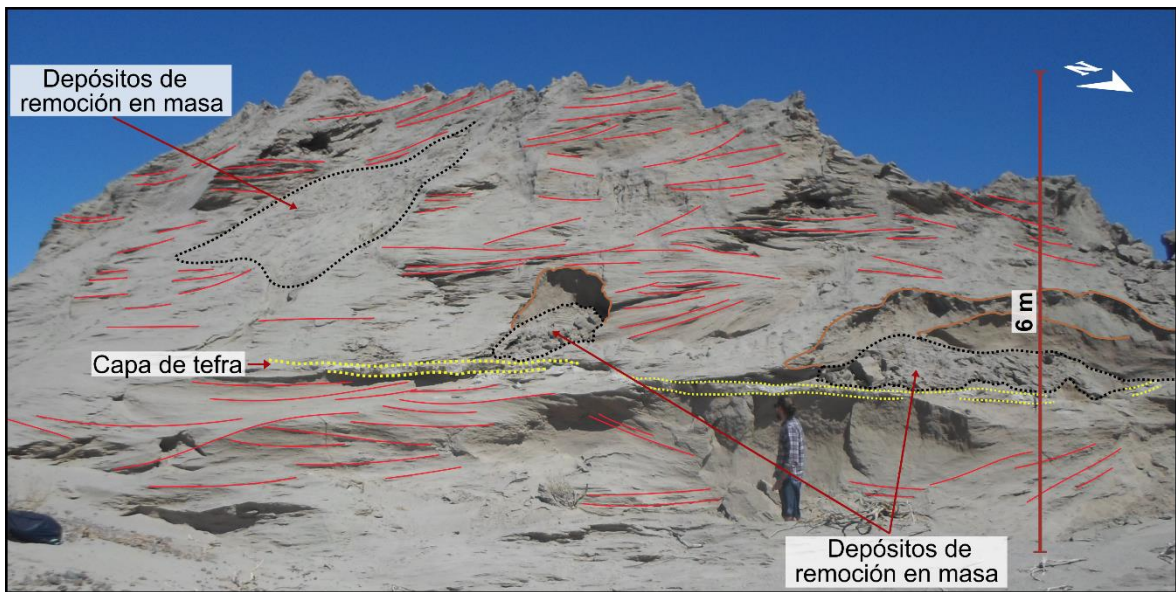


Figura 3.36. Capa de tefra NT1 contenida entre depósito arenoso con morfología de yardang.

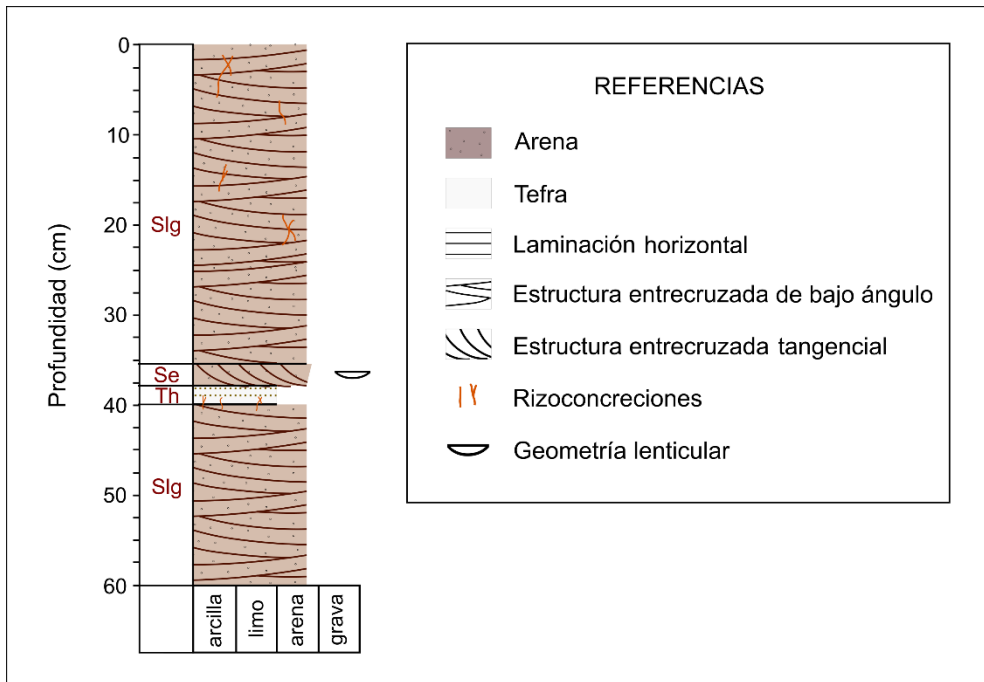


Fig. 3.37. Perfil sedimentario expuesto en el sitio Rocas Coloradas, donde se preserva la tefra NT1.

El perfil analizado (Fig. 3.37) comienza con 2 m de arena mediana a gruesa, bien seleccionada, color pardo claro, estratificación entrecruzada de bajo ángulo, con inclinaciones en dos direcciones: N y S (Fig. 3.38), y gradación inversa en sets entre 4 y 8 cm (Slg). Por encima, se observa una capa de tefra con laminación horizontal difusa (Th), baja consolidación y un color blanquecino a gris claro que contrasta notablemente en las arenas circundantes pardo grisáceas. Los contactos son netos y el espesor se mantiene constante entre 11 y 14 cm, con una extensión de aproximadamente 12 m y una morfología tabular con pocas irregularidades. La capa de tefra se preserva mayormente pura, con escaso contenido de material epiclástico, sin embargo, hacia el extremo norte del afloramiento, se encuentra mezclada con arenas, lo que aumenta su consolidación y le confiere un tono castaño distintivo. Gran parte de la superficie de exposición de la tefra se recubre por una costra fina, de color gris claro, que le otorga un aspecto rugoso y proporciona una mayor estabilidad ante la erosión (Fig. 3.39A y B). Por otra parte, entre la base de la capa de tefra y el techo de las arenas subyacentes, se observan

rizoconcreciones carbonáticas, en forma de tubos alargados, que en algunos casos presentan ramificaciones (Fig. 3.39C).

Por encima de la capa de tefra, se observan 20 cm de un lente de arena media a gruesa, con estructura entrecruzada tangencial (Se), (Fig. 3.39D). Continúan aproximadamente 3,5 m de arenas con similares características a las observadas en la base del perfil (Slg) y rizoconcreciones dispersas de hasta 9 cm de longitud y 1,5 cm de diámetro.



Figura 3.38. Arena con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, con inclinaciones en dos direcciones (N y S).

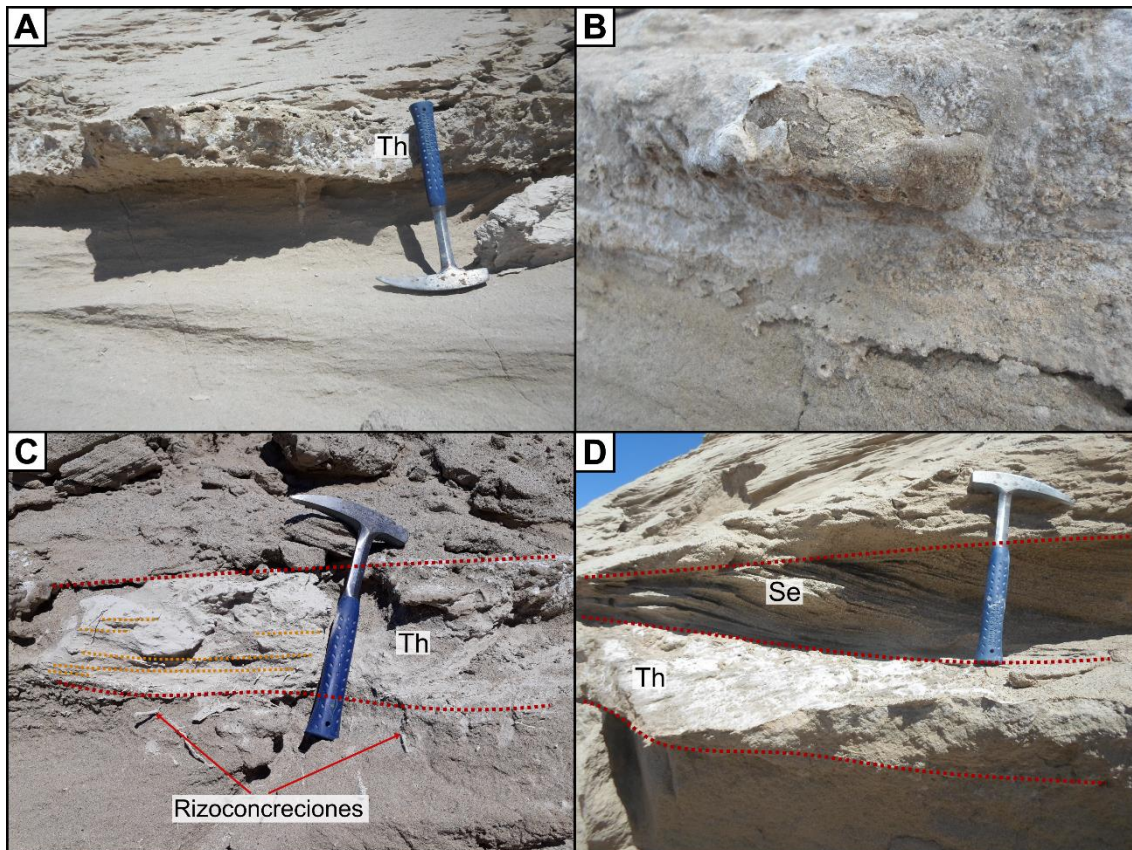


Figura 3.39. A) Capa de tefra NT1 en el sitio de estudio RC, cubierta por una costra fina color gris claro. B) Detalle de la costra, que otorga a la tefra mayor resistencia a la erosión. C) Rizoconcreciones entre la capa de tefra y las arenas que la subyacen. D) Arenas con estructura entrecruzada tangencial (Se) por encima del nivel de tefra.

3.1.4.3. interpretación del ambiente de deposición de tefras en RC

En el perfil analizado se reconocieron 3 litofacies, descritas en la Tabla 3.5. El predominio de varios metros de arenas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo y una gradación inversa dentro de las láminas o sets (Slg), permiten vincular a los sedimentos con un origen eólico (Tripaldi y Limarino, 2008). La inclinación en dos direcciones de la estructura interna (N y S) está asociada a la migración de óndulas eólicas sobre la superficie de una geoforma mayor, elongada en la dirección del viento y con superficies inclinadas tanto al sur como al norte. Esto es compatible con las dunas lineales o *seif*, los cuales fueron descritos en una latitud semejante en proximidad del lago Colhué Huapi (Rodríguez *et al.*, 2025).

Las características observadas en la capa de tefra tales como su disposición mantiforme entre depósitos arenosos, laminación interna y presencia de rizoconcreciones acumuladas

en la base, sugieren una depositación en un suelo incipiente, en el subambiente de interduna húmeda, donde dicha humedad permitió su preservación. Además, la depositación del lente arenogravoso, de base erosiva y techo plano, sugieren que la capa de tefra fue parcialmente erosionada por escorrentía superficial y cubierta por sedimentos eólicos circundantes representados por la litofacies Slg.

Tabla 3.5. Litofacies en el sitio Rocas Coloradas (RC)

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Slg	Arenas con estructura entrecruzada de bajo ángulo y gradación inversa de intralámina	Migración de óndulas eólicas
Th	Tefras macizas o laminación horizontal difusa	Cenizas volcánicas, parcialmente retrabajadas
Se	Arenas con estructura entrecruzada tangencial	Migración de óndulas

Modificado de Miall, 1996

3.1.4.4. Descripción sedimentológica asociada a la preservación de tefras en PV

En el sitio de estudio PV se identificaron capas de tefra de color gris claro, con baja consolidación, en cinco afloramientos expuestos por erosión hídrica en los márgenes de un cauce fluvial efímero (Fig. 3.35).

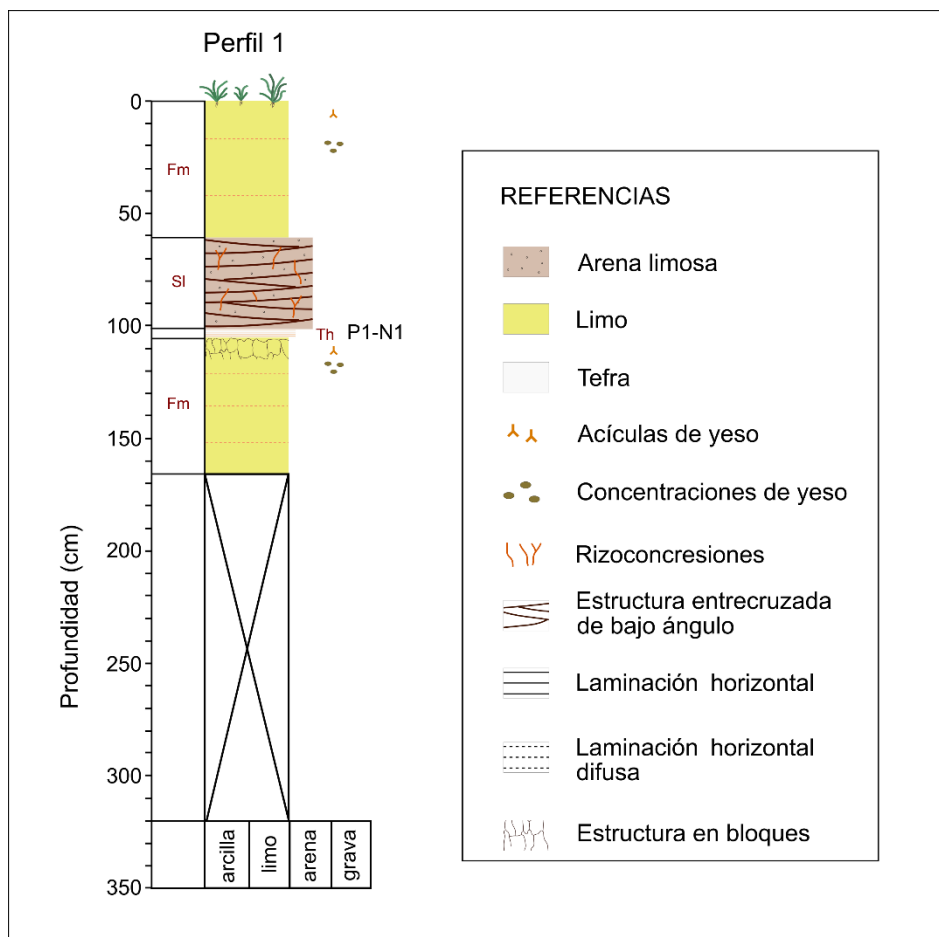


Figura 3.40. Perfil sedimentario P1 correspondiente al sitio Puerto Visser, donde se preserva la tefra NPV. P1-N1 hace referencia a la capa de tefra con análisis geoquímicos de elementos mayoritarios.

La base del perfil P1 se encuentra cubierta por más de 1,5 m de detritos caídos (Fig. 3.40). Por encima, se observan 60 cm de limos macizos o laminación horizontal difusa (Fm), estructura en bloque hacia el techo del estrato, concentraciones de yeso y acículas de yeso fibroso (Fig. 3.41A). Mediante un contacto neto, continúa una capa de tefra color gris claro, con disposición horizontal, un espesor que varía entre 1 y 4 cm, y una extensión de aproximadamente 4 m. Internamente presenta rizoconcreciones dispersas y una laminación horizontal bien definida (Fig. 3.41B). Mediante un contacto erosivo, continúa un estrato de 40 cm de espesor de arena limosa con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) que contiene rizoconcreciones y raíces actuales (Fig. 3.41B). Hacia el techo del perfil se observa un estrato de 30 a 50 cm de espesor conformado por limos con

estructura en bloques, concentraciones de yeso, acículas de yeso fibroso y presencia de raíces actuales.

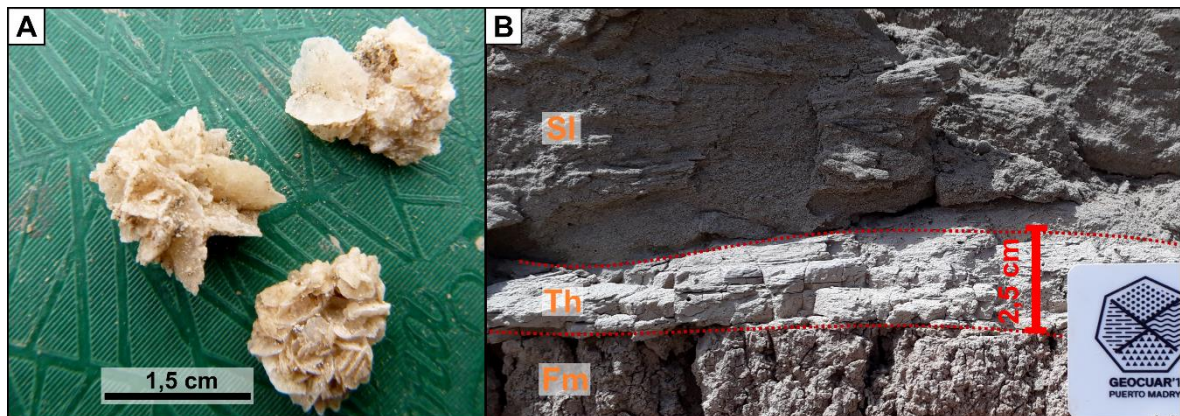


Figura 3.41. A) Acículas de yeso fibroso hallados en el estrato de limos macizos (Fm) en la base del perfil P1. B) Capa de tefra con laminación horizontal (Th), arenas limosas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Si).

El afloramiento de mayor espesor fue identificado en el corte sedimentario P2 (Fig. 3.42), donde la tefra de color gris claro está preservada mayormente como finas capas de disposición horizontal, espesores entre 0,5 y 3 cm y, en menor medida, como pequeños lentes de hasta 2 cm de espesor. En algunos casos, las capas de tefra presentan láminas internas de limo y arcilla, con grietas de desecación hacia el tope (Fig. 3.43). El análisis petrográfico, morfológico y geoquímico, realizado en diferentes capas, permitió constatar características similares en todos los casos (Ver capítulos 3.2.2. y 3.3.2. Tefra NPV).

Las finas capas y lentes de tefra, se intercalan principalmente con estratos de limos y limos arenosos (Fm), cuyos espesores oscilan entre 10 y 60 cm. En menor medida, intercalan estratos de poco espesor (hasta 3 cm), de arena limosa (Sm), cuya granulometría fue determinada mediante sedígrafo laser (ver Fig. 3.42).

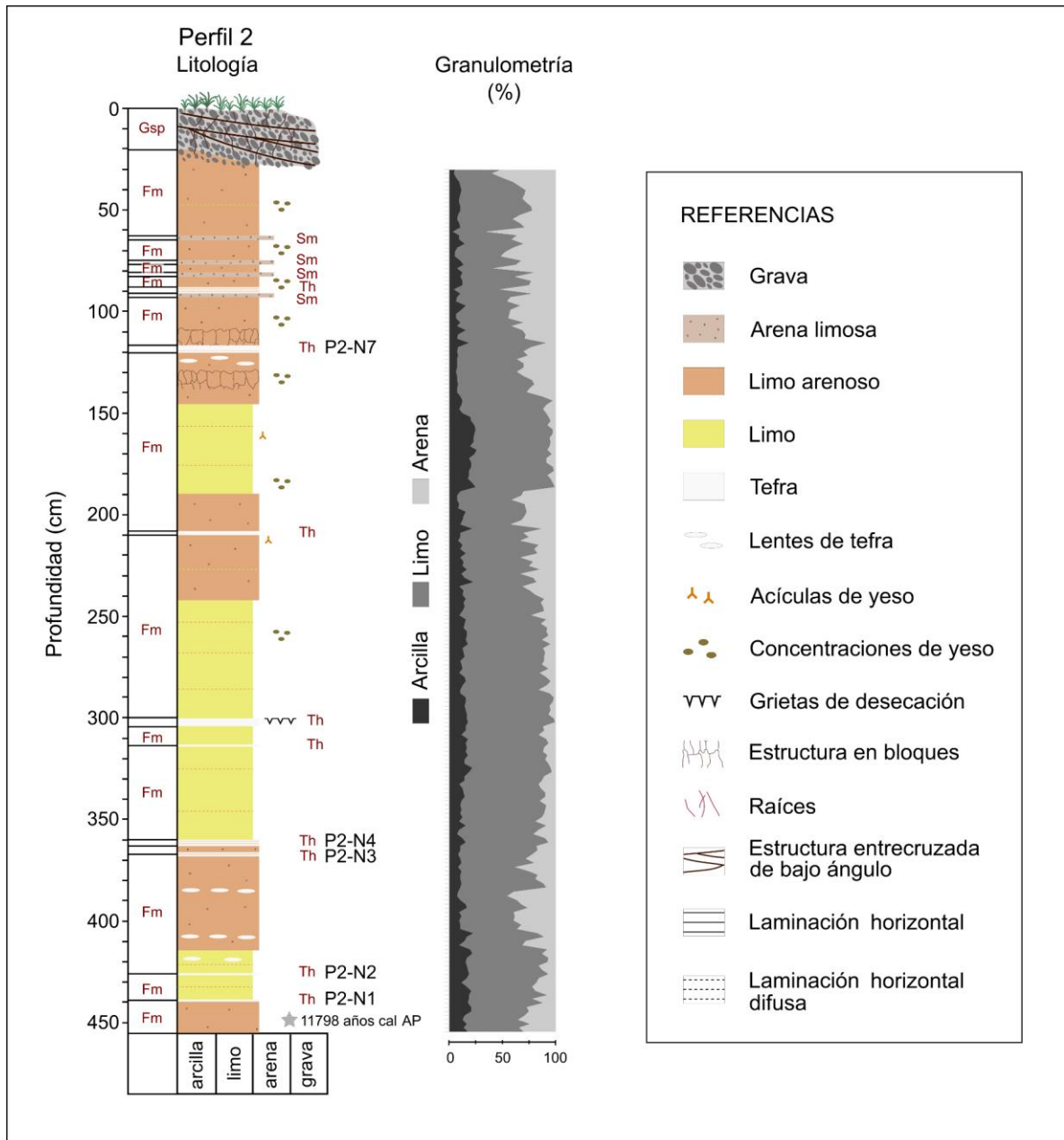


Figura 3.42. Perfil sedimentario y granulométrico obtenidos en el corte sedimentario P2 del sitio Puerto Visser, donde se preserva la tefra NPV. N1, N2, N3, N4 y N7 corresponden a capas de tefra con análisis geoquímicos de elementos mayoritarios. Se indica el valor de la probabilidad media de las edad obtenida en la base del perfil.

Los limos y limos arenosos son macizos o con laminación horizontal difusa, contienen frecuentes concentraciones de yeso e incluso, acículas de yeso fibroso. En la parte alta del perfil presentan estructuras en bloques. Por encima, se encuentran cubiertos por 25 cm de gravas discoidales, de hasta 10 cm de diámetro, con matriz arenosa y estratificación entrecruzada de bajo ángulo, cuyo espesor aumenta hacia el este. La datación ^{14}C

realizada en sedimentos del estrato limo arenoso de la base del perfil indica una edad de 11629-11943 años cal AP (Tabla 3.6).

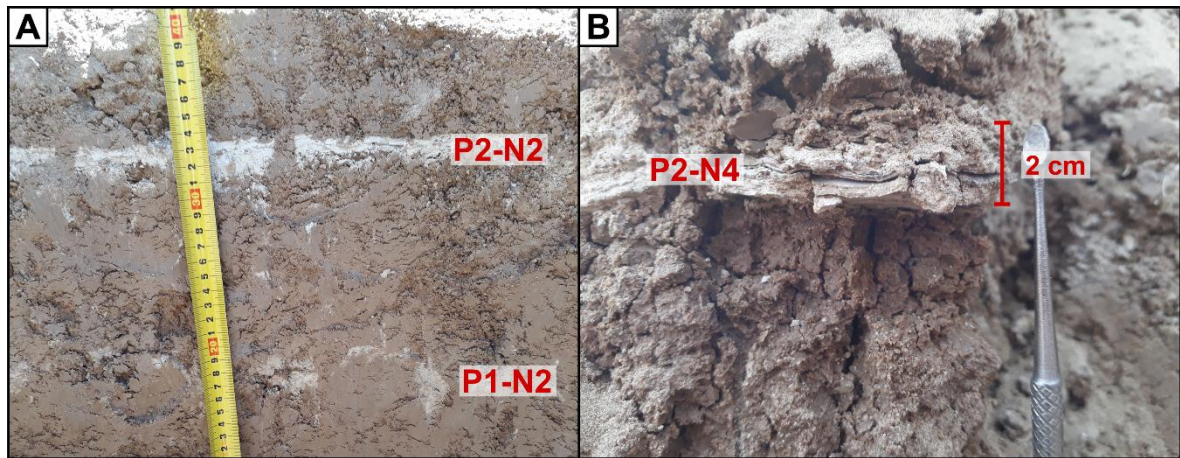


Figura 3.43. Preservación de tefras en el perfil P2 de Puerto Visser. A) en forma de pequeños lentes de hasta 6 cm de extensión y 2 cm de espesor (P1-N2), constituyendo un nivel de mayor continuidad y espesor de 2 a 3 cm (P2-N2). B) intercalada con láminas fangosas (P2-N4).

Tabla 3.6. Dataciones de sedimentos limo arenosos (sitio PV, perfil P2, Fig. 3.42)

Muestra	Método de datación	Material datado	Edad años AP	Edad años AP calibrada (2σ) *		Probabilidad media
				Comienzo	Fin	
PV 1	^{14}C	sedimento	10194 ± 46	11629	11943	11798

* Calibración para el hemisferio sur: SHCal20. 14c Hogg *et al.* 2020: Radiocarbon 62.

3.1.4.5. interpretación del ambiente de deposición de tefras en PV

En los perfiles P1 y P2 analizados, se reconocieron cinco litofacies descritas en la Tabla 3.7. La predominancia de estratos de variado espesor de limos y limos arenosos, sugiere una deposición por decantación en un ambiente subáqueo y lagunar, que podría estar influenciado por el ingreso de flujos hiperconcentrados al cuerpo de agua durante las tormentas (Sm). De la misma manera, la fina laminación interna en las capas de tefra (Th), como así también, las oquedades en las paredes de los vitroclastos originadas por disolución (ver capítulo 3.2.2. Tefra NPV), permiten confirmar un ambiente subáqueo. Por otra parte, las estructuras en bloque en fangos y limos (Fm) son asociadas al desarrollo de suelos hidromórficos que, al igual que las grietas de desecación, indican períodos de exposición subaérea. La presencia de acículas y concentraciones de yeso podrían asociarse a procesos de precipitación química, vinculados a la evapotranspiración del cuerpo de agua en un contexto climático árido.

Tanto las litofacies de arena limosa macizas (Sm) como las arenas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl), podrían asociarse a eventos de mayor energía, como lluvias torrenciales que transportaron sedimentos en los sistemas fluviales efímeros hacia el interior del ambiente lagunar.

El estrato de gravas con base erosiva que cubre a los sedimentos fangosos y tefras (Gsp), aumenta su espesor hacia la costa, pasando de unos 25 cm en el corte sedimentario P2 a más de 2 m en P4, ubicado aproximadamente a 30 m hacia el este de P2 (Fig. 3.35 y 3.44). Esta característica, sumada a la estratificación entrecruzada de bajo ángulo con inclinación hacia el este, la composición predominantemente discoidal de las gravas, y la geoforma alargada y paralela a la playa actual en la que se encuentra, permite vincularlo a depósitos de playa de una antigua barrera litoral y reflejan la progradación hacia el mar de los depósitos de playa.

Por otro lado, las similitudes descritas en la geoquímica de elementos mayoritarios y morfologías del vidrio volcánico de las diferentes capas de tefra, sugieren que corresponderían a un mismo evento volcánico, cuyo depósito original fue erosionado y redepositado localmente por sistemas fluviales efímeros.

Tabla 3.7. Litofacies en el sitio Puerto Visser (PV)

Litofacies	Descripción	Interpretaciones posibles
Gsp	Gravas matriz sostén con estructura entrecruzada de bajo ángulo	Acción del oleaje
Sm	Arenas limosas macizas	Flujos hiperconcentrados
Sl	Arenas limosas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Capa plana de alto régimen
Th	Tefras con fina laminación horizontal o laminación difusa	Decantación de cenizas volcánicas parcialmente retrabajadas
Fm	Fangos y limos macizos o con laminación difusa. En ocasiones grietas de desecación y estructura en bloques	Decantación de fangos en suspensión y exposición subaérea

Modificado de Miall, 1996



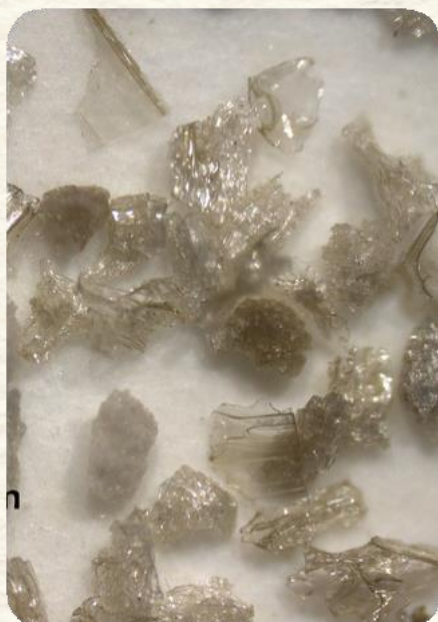
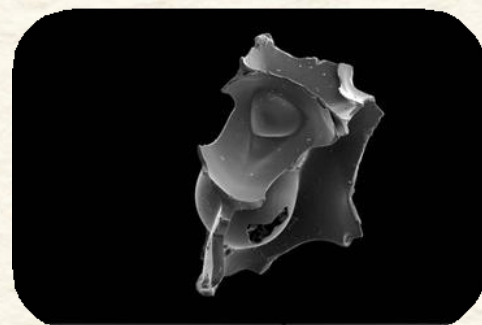
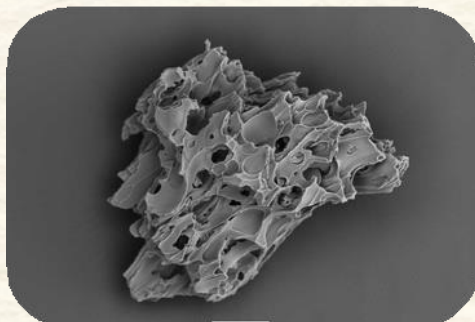
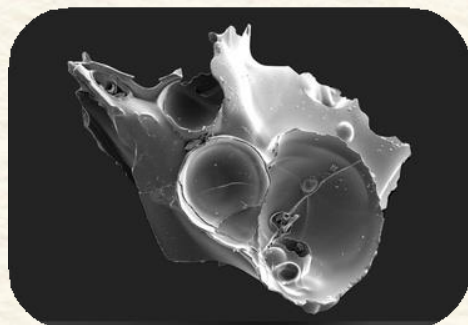
Figura 3.44. A) Gravas gruesas de hasta 10 cm asociadas a depósitos de playa. B) Estratificación entrecruzada de bajo ángulo, asociada al intermareal en un ambiente de playa dominado por el oleaje (*foreshore*), cubriendo mediante un contacto erosivo, capas fangosas alternadas con finas capas de tefra. Se observa el acuífamiento del depósito de gravas discoidales de la barrera litoral desde P4 (2 m) a P2 ($\approx 0,3$ m).



CAPÍTULO 3

Resultados

3.2. Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos



3.2. Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos

3.2.1. Tefra NT1

A continuación, se describen las muestras representativas de cada uno de los sitios, seleccionadas en función de su alto contenido en componentes vítreos:

3.2.1.1. Sitio Arroyo La Mata (ALM): Las muestras analizadas están constituidas principalmente por una población de vitroclastos inalterados, transparentes e incoloros, con granulometría de tamaño ceniza, menores a 500 μm (Fig. 3.46), predominando los tamaños menores a 63 μm (ceniza fina a extremadamente fina, White y Houghton, 2006). Algunos vitroclastos pumíceos, de morfología elongada y estructura fibrosa con burbujas subparalelas, pueden presentar longitudes mayores al tamaño nominal del tamiz, aunque fueron clasificados de acuerdo al material retenido en cada fracción granulométrica.



Figura 3.46. Muestra de la tefra NT1 en el sitio ALM. Se observa un concentrado de vitroclastos retenido en el tamiz #60 (500 a 250 μm), donde se reconocen principalmente fragmentos pumíceos transparentes e incoloros.

Los fragmentos de vidrio son principalmente pumíceos, predominando las morfologías irregulares de tipo pared de burbuja, con superficies lisas y bordes angulosos, agudos e incluso en punta (Fig. 3.47). Esta morfología depende de la forma del segmento de burbuja de la pómez que se haya roto y pueden preservarse las burbujas enteras, tabiques en forma de “Y” (formados donde existieron tres burbujas contiguas) y remanentes más pequeños con formas planas (tipo *platy*) o ligeramente curvos, resultantes de la fragmentación de las paredes de burbujas grandes y aplanadas. Se observa una gradación de coloración en los vitroclastos en función del grosor de las paredes, tornándose castaño claro a oscuro en las áreas más gruesas (Fig. 3.47D).

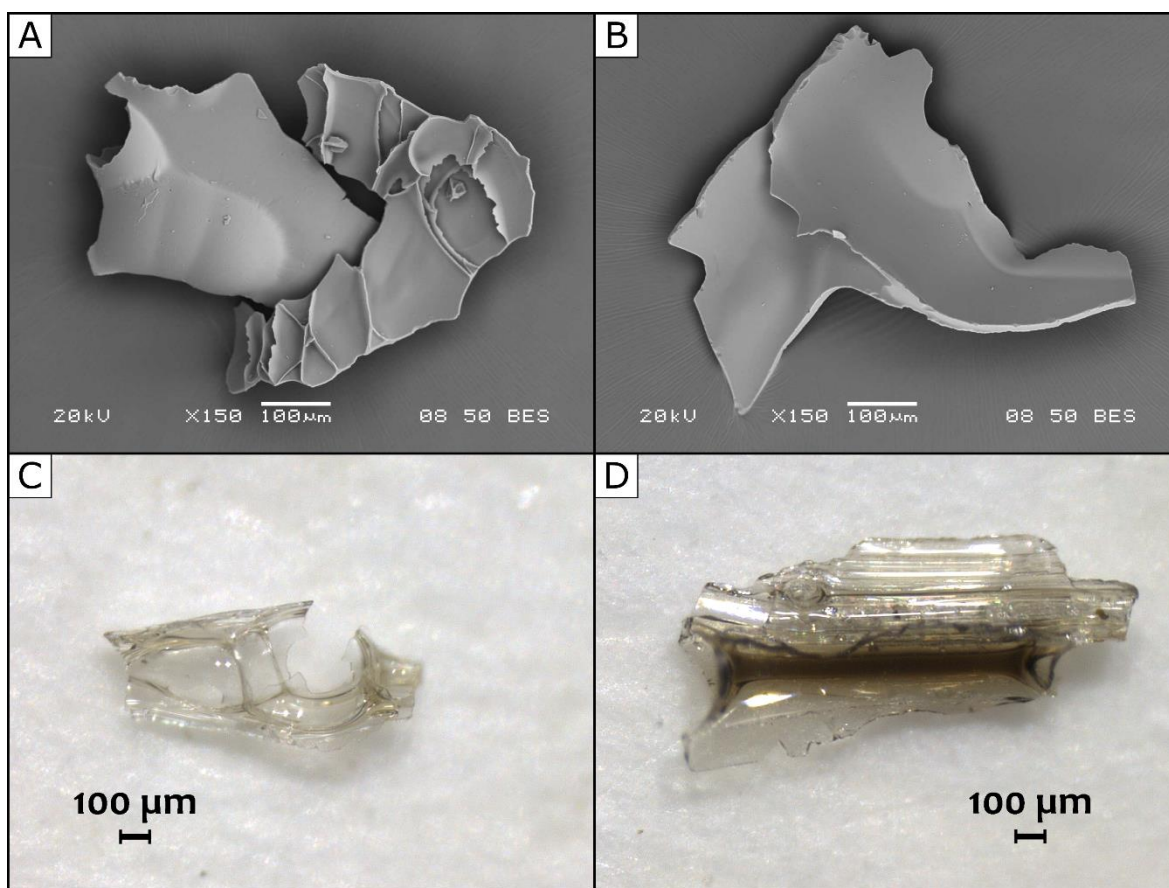


Figura 3.47. Vitroclastos con morfologías irregulares de tipo pared de burbuja en el sitio ALM. A y B) corresponden a imágenes de vitroclastos obtenidas con el microscopio electrónico de barrido. C y D) imágenes de vitroclastos obtenidas con microscopio estereoscópico.

Asimismo, se observan fragmentos pumíceos de paredes delgadas, con morfologías subredondeadas y microvesículas subesféricas a elongadas (Fig. 3.48A y B) y pumíceos de estructura fibrosa con burbujas cilíndricas y subparalelas, mencionadas al inicio de la

descripción (Fig. 3.48C y D). Algunos vitroclastos pumíceos presentan una combinación de ambas coloraciones, con bordes bien diferenciados entre ambas tonalidades (Fig. 3.49A). Entre los fragmentos más densos con tonalidades castaño oscuro (Fig. 3.49B), se encuentran escasos vitroclastos de obsidiana, con morfologías en bloque, sin vesicularidad, paredes lisas y bordes angulosos, concentrados principalmente en las fracciones granulométricas menores a 125 μm .

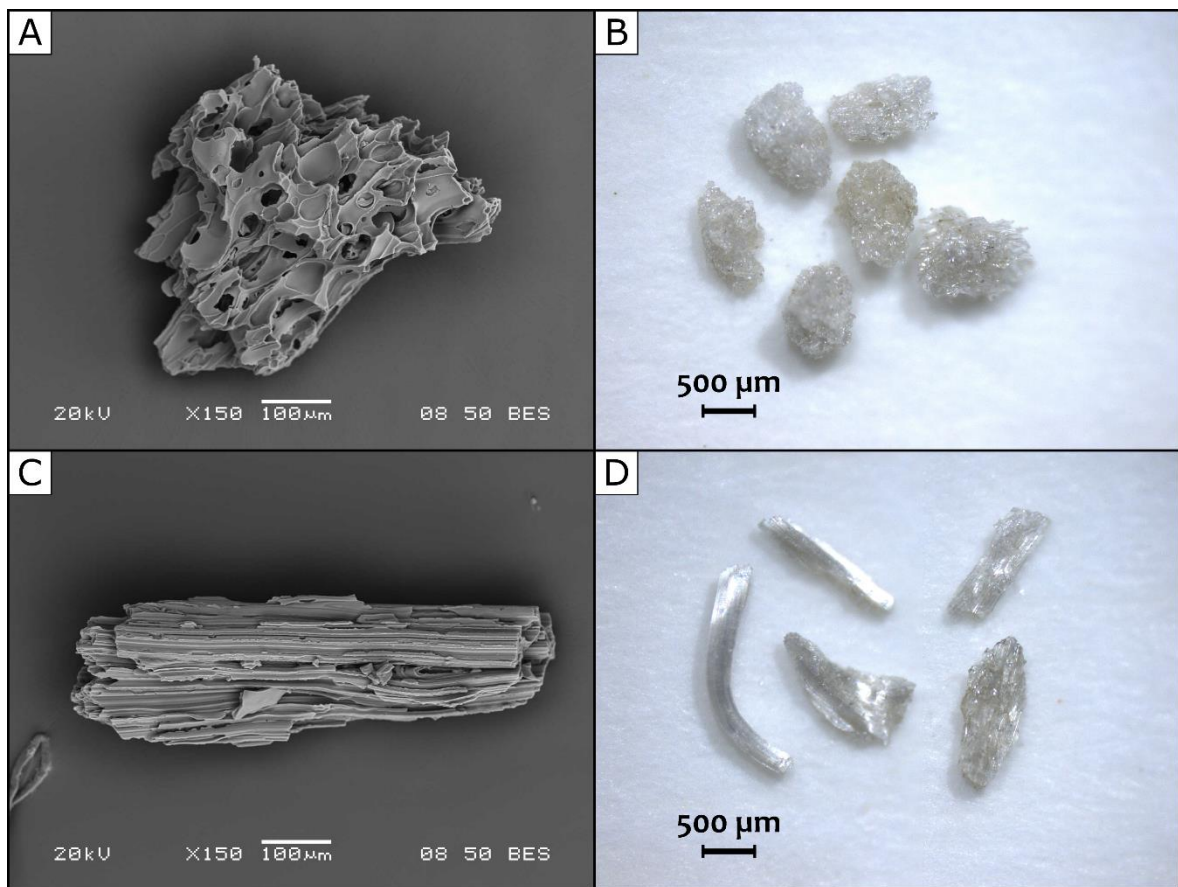


Figura 3.48. Vitroclastos pumíceos observados con SEM y microscopio estereoscópico. A y B) con morfologías subredondeadas y microvesículas subsféricas a elongadas. C y D) con estructura fibrosa, burbujas cilíndricas y subparalelas.

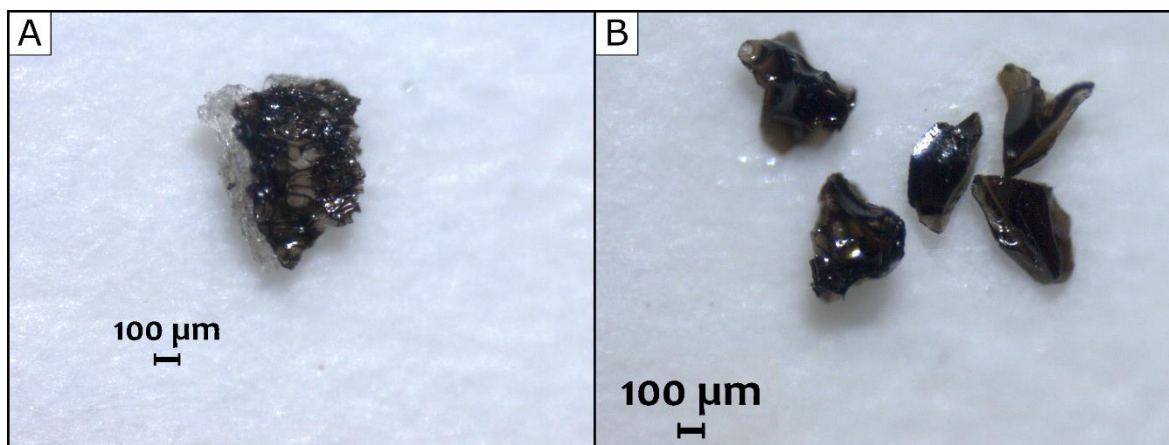


Figura 3.49. A) Vitroclasto pumíceo con dos coloraciones de aspecto fusionado. B) Vitroclastos castaño oscuro más densos.

3.2.1.2. Sitio Cañadón de los Boers (CB): las muestras analizadas se conforman principalmente de vitroclastos transparentes e incoloros de tamaño ceniza, menores a 1 mm (Fig. 3.50), predominando los tamaños menores a 63 μm (ceniza fina a extremadamente fina). Al igual que en ALM, los vitroclastos identificados se observan inalterados, con una gradación en la coloración en función del grosor de las paredes. Predominan los fragmentos irregulares, de tipo pared de burbuja (Fig. 3.51A) y, en menor medida, fragmentos pumíceos subredondeados con microvesículas subesféricas (Fig. 3.51B) y pumíceos de estructura fibrosa con burbujas cilíndricas y subparalelas (Fig. 3.51.C). Asimismo, escasos vitroclastos pumíceos muestran las dos coloraciones de vidrio, con bordes bien diferenciados entre ambas tonalidades. También se observan escasos vitroclastos castaño oscuros, concentrados principalmente en fracciones menores a 125 μm , algunos más densos, de tipo obsidiana, con morfologías en bloque.



Figura 3.50. Muestra de la tefra NT1 en el sitio CB. Se observa un concentrado de vitroclastos retenido en el tamiz #60 (500 a 250 μm) donde predominan vitroclastos pumíceos transparentes e incoloros.



Figura 3.51. Vitroclastos pumíceos observados con microscopio estereoscópico en el sitio CB. A) Con morfologías irregulares de tipo pared de burbuja. B) con morfología subredondeada y microvesículas subsféricas a elongadas. C) con estructura fibrosa, burbujas cilíndricas y subparalelas.

3.2.1.3. Sitio Sur de Colhué Huapi (SCH): en las muestras analizadas predomina la misma población de vidrio descrita en los sitios anteriores, con fragmentos inalterados, de tamaño ceniza, menores a 1 mm, predominando los tamaños menores a 63 μm (Fig. 3.52). Se observan inalterados, transparentes e incoloros y se vuelven castaños claros a medida que aumenta el grosor de la pared del vidrio. Las morfologías son principalmente

irregulares, de tipo pared de burbuja (Fig. 3.53A y B) y, en menor medida, fragmentos pumíceos subredondeados con microvesículas subesféricas (Fig. 3.53C y D) y pumíceos de estructura fibrosa con burbujas cilíndricas y subparalelas (Fig. 3.53E y F). Asimismo, se observan vitroclastos pumíceos compuestos por las dos coloraciones de vidrio, con bordes bien diferenciados entre ambas tonalidades. De manera subordinada, se encuentran vitroclastos de tonalidades castaño oscuro, concentrados principalmente en fracciones menores a 125 μm . Algunos fragmentos son más densos y con morfologías en bloque, de tipo obsidianas.



Figura 3.52. Muestra de la tefra NT1 en el sitio SCH. Se observa un concentrado de vitroclastos con tamaños entre 1 mm y 250 μm), junto a un cristal incoloro (a la derecha) y un cristaloclasto amarillento (al medio y abajo).

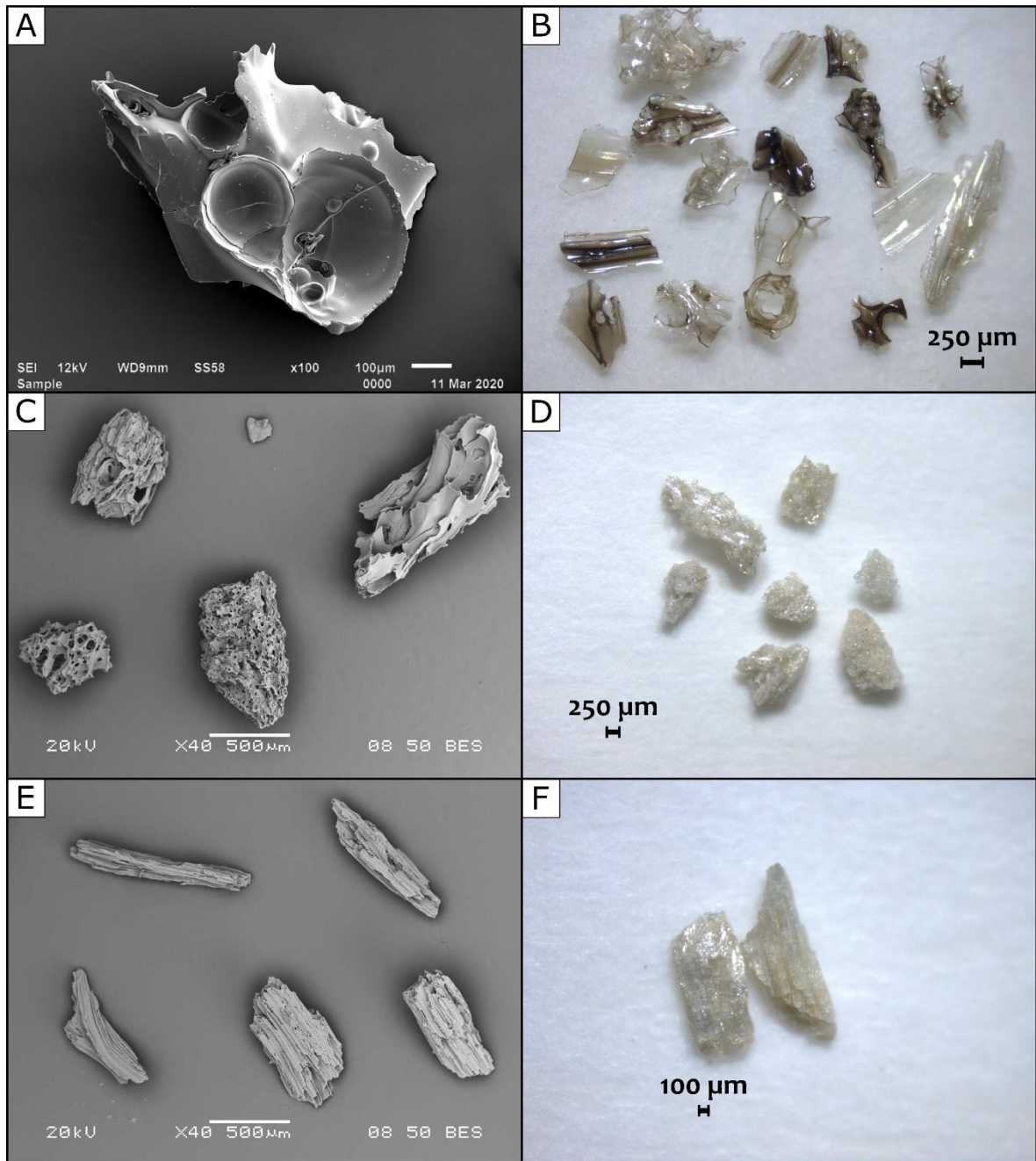


Figura 3.53. Vitroclastos observados con SEM (izquierda) y microscopio estereoscópico (derecha) en el sitio SCH. A y B) con morfologías irregulares de tipo pared de burbuja. C y D) pumíceos con morfologías subredondeadas y microvesículas subesféricas a elongadas. E y F) pumíceos con estructura fibrosa, burbujas cilíndricas y subparalelas.

3.2.1.4. Sitio Rocas Coloradas (RC): las muestras de tefra analizadas en este sitio presentan características similares a las ya descritas. Los componentes vítreos están representados mayormente por una población inalterada, transparente e incolora, con granulometrías menores a 500 μm , predominando los tamaños menores a 63 μm (Fig. 3.54). Las morfologías predominantes son irregulares, de tipo pared de burbuja (Fig. 3.55A y B) y en menor medida, fragmentos pumíceos subredondeados (Fig. 3.55C y D) o con estructura fibrosa (Fig. 5.55E y F). Escasos vitroclastos pumíceos son compuestos por las dos coloraciones mencionadas, con bordes bien diferenciados entre ambas tonalidades. Asimismo, se observan vitroclastos de tonalidades castaño oscuro, concentrados principalmente en fracciones menores a 125 μm de manera subordinada, con tonalidades oscuras de tipo obsidianas, más densos y con morfologías en bloque.

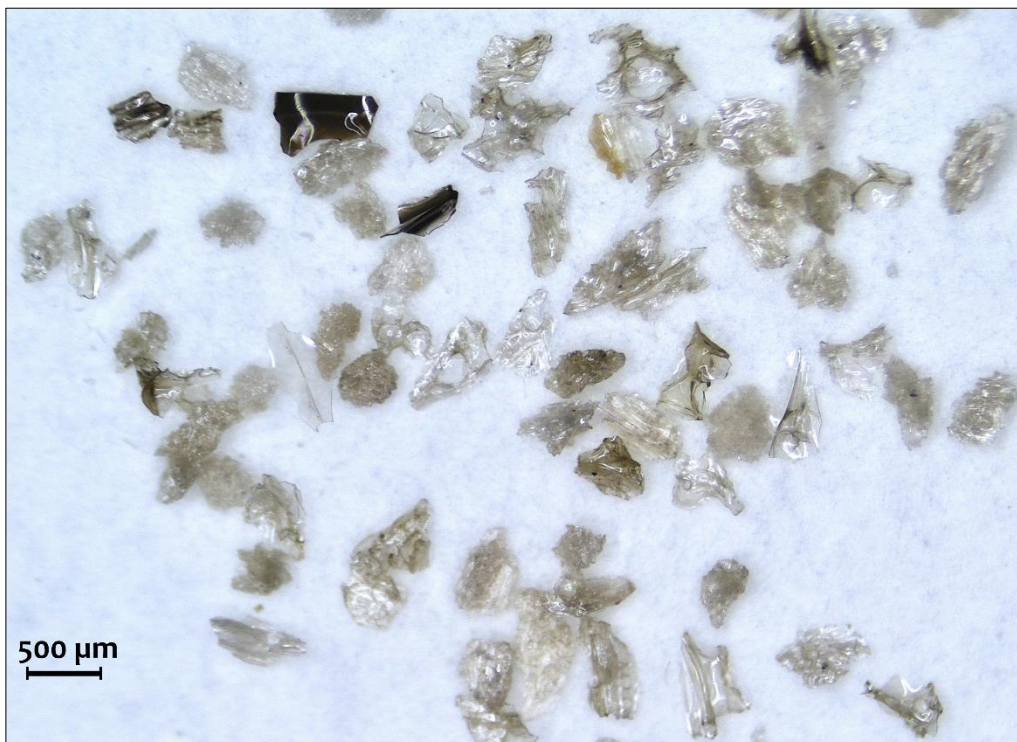


Figura 3.54. Muestra de la tefra NT1 en el sitio RC. Se observa un concentrado de vitroclastos retenido en el tamiz #60 (500 a 250 μm) compuestos mayormente por vitroclastos pumíceos transparente e incoloros.

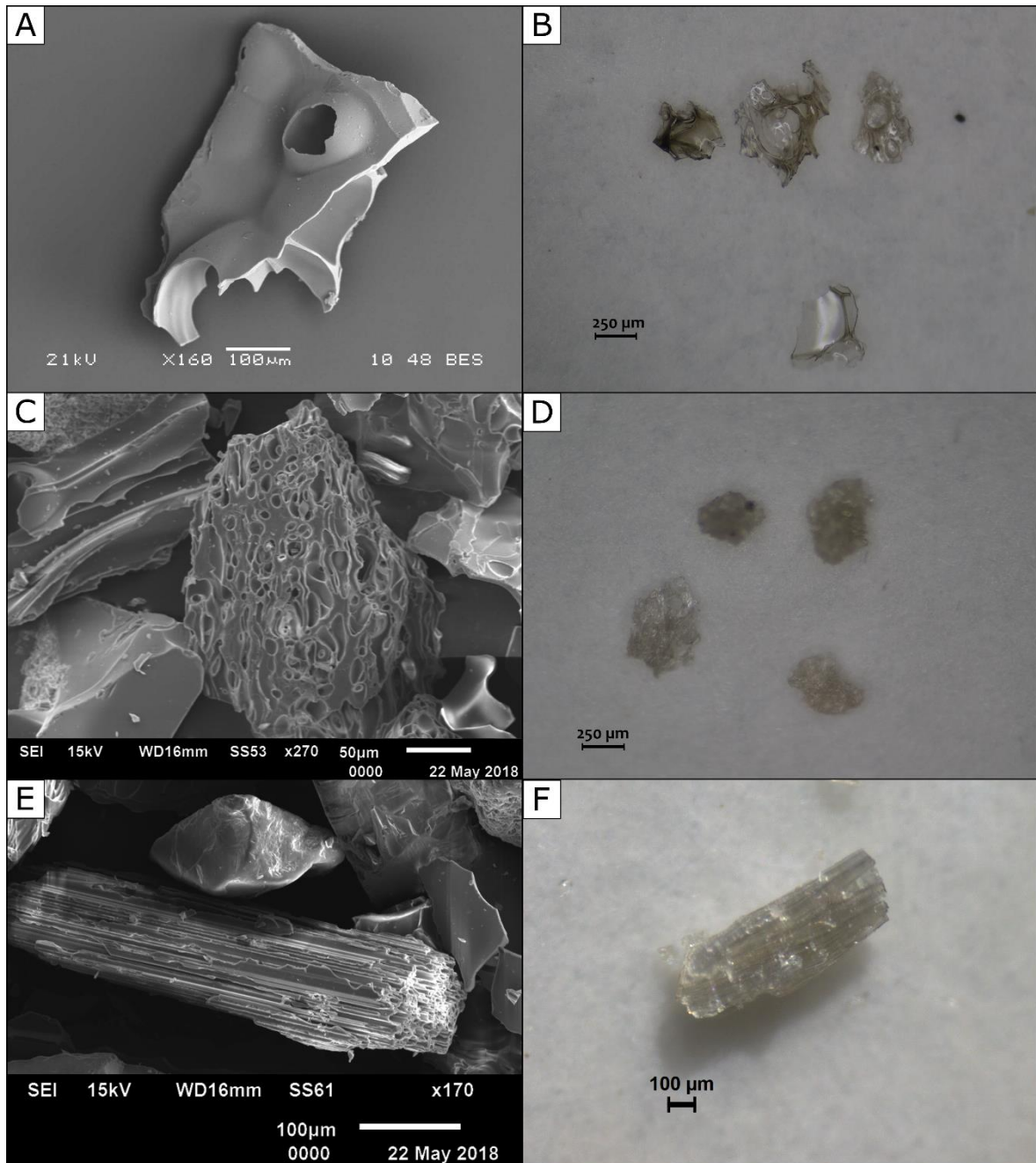


Figura 3.55. Vitroclastos observados con SEM (izquierda) y microscopio estereoscópico (derecha) en el sitio RC. A y B) con morfologías irregulares de tipo pared de burbuja. C y D) pumíceos con morfologías subredondeadas y microvesículas subesféricas a elongadas. E y F) pumíceos con estructura fibrosa, burbujas cilíndricas y subparalelas.

Si bien no forman parte de los objetivos planteados en esta tesis, se observaron en los cuatro sitios de estudio, escasos cristaloclastos con rebordes vítreos, cristales y epiclastos de aspecto opaco y bordes redondeados.

3.2.2. Tefra Puerto Visser

En el sitio Puerto Visser (PV), se analizaron muestras de las fracciones vítreas en todas las capas de tefra identificadas en los perfiles (Ver capítulo 3.1.4.4. “Preservación de tefras en PV”). Los vitroclastos individuales se encuentran bien preservados, con tamaños granulométricos que no superan los 250 μm (ceniza media), predominando los menores a 63 μm (ceniza extremadamente fina, Fig. 3.56).

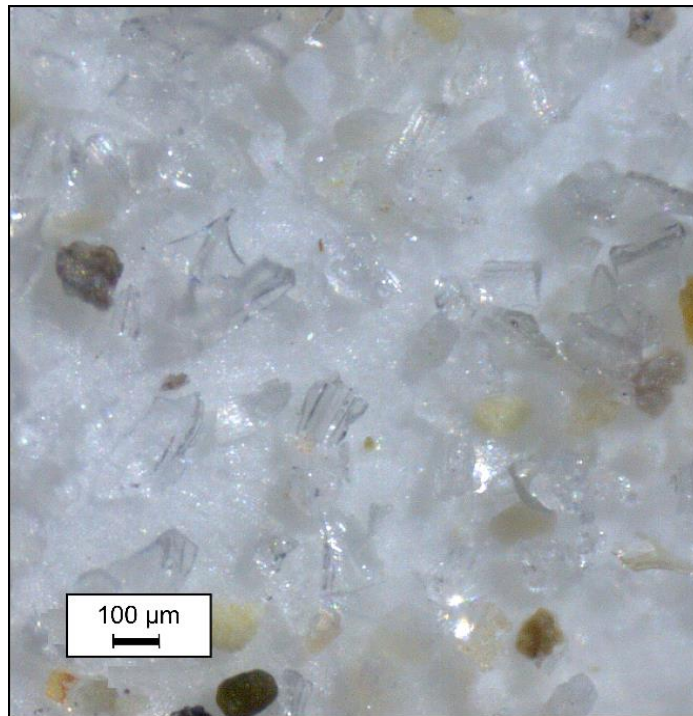


Figura 3.56. Aspecto general de la tefra en Puerto Visser, donde predominan vitroclastos extremadamente finos, transparentes e incoloros (muestra del nivel P2-N7).

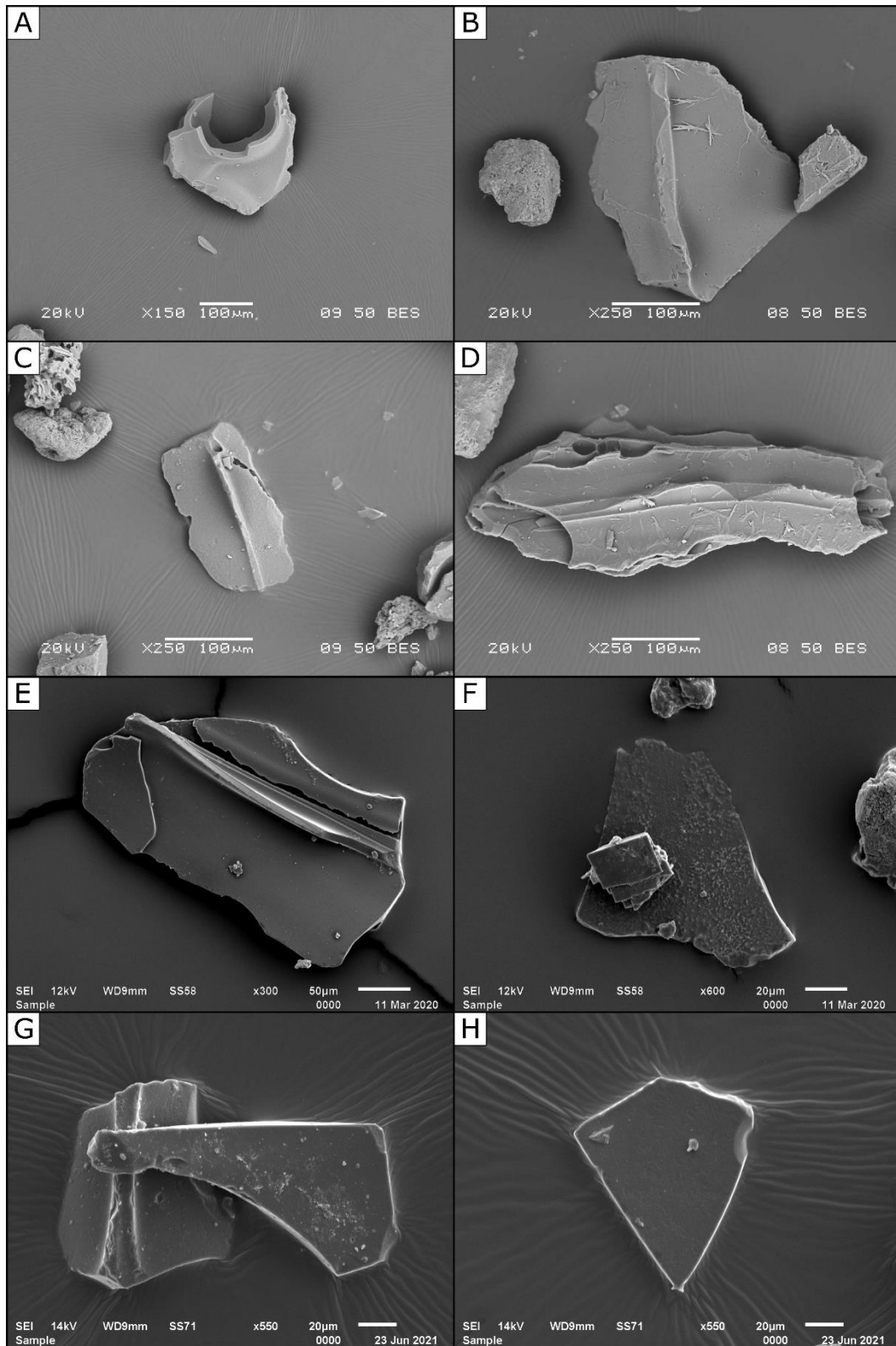


Figura 3.57. Imágenes de vitroclastos irregulares de tipo pared obtenidas con SEM del sitio PV, de los niveles: A) P2-N1, B) P2-N2, C) P2-N3, D) P2-N4, E) P2-N5, F) P2-N6, G) P2-N7, H) P1-N1.

Los vitroclastos se observan principalmente transparentes e incoloros, irregulares, de tipo pared de burbuja con superficies lisas, sin vesicularidad y bordes angulosos, donde se

preservan tabiques y burbujas de distintos tamaños y fragmentos planos tipo *platy* o ligeramente curvos (Fig. 3.57 y 3.58).

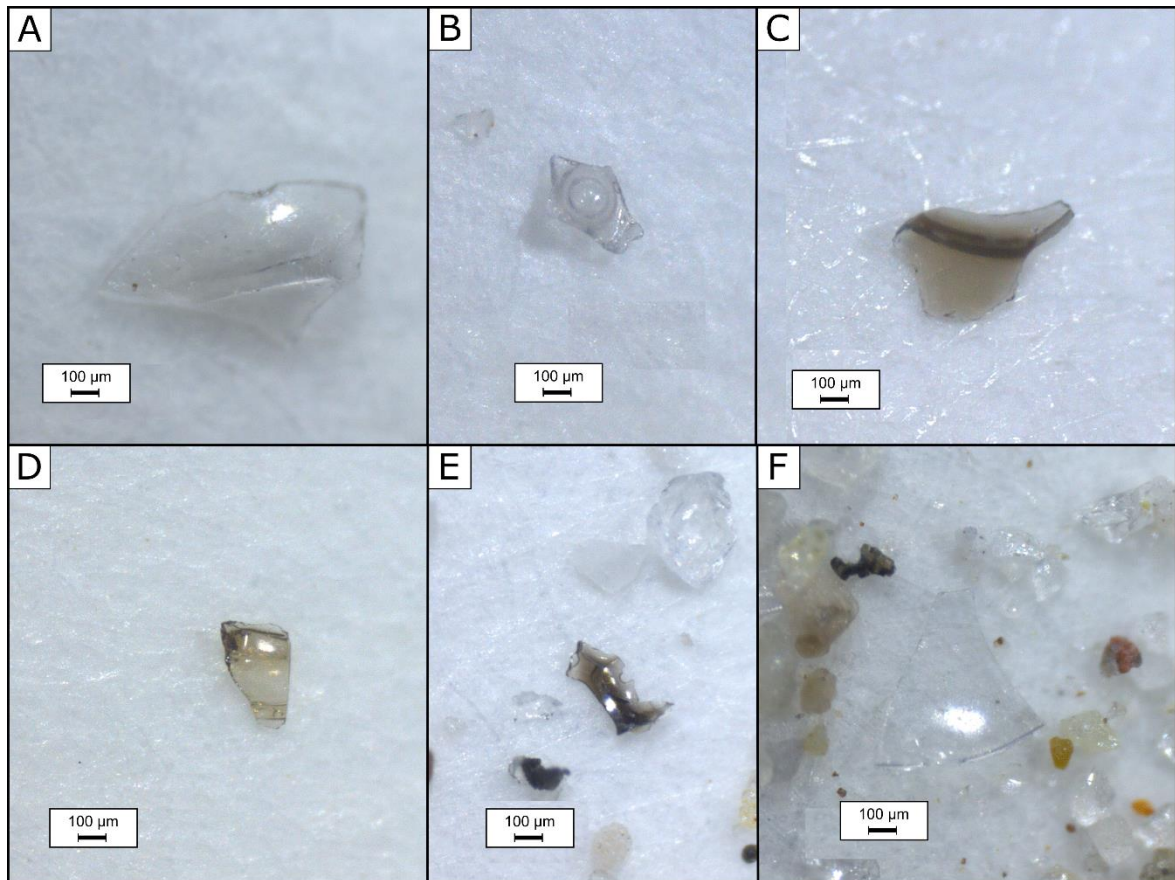


Figura 3.58. Imágenes obtenidas con microscopio estereoscópico donde se observan vitroclastos irregulares de tipo pared en las muestras de tefra del sitio Puerto Visser del nivel P1-N1.

Se observan fragmentos pumíceos de morfologías subredondeadas con microvesículas redondeadas y canalículos subparalelos, pero son menos frecuentes que los descritos anteriormente (Fig. 3.59), que en algunos casos contienen inclusiones coloreadas. Al igual que en la tefra NT1, se observa una transición en la coloración de los fragmentos debido a las diferencias en el espesor, pasando de transparente e incoloro a tonos castaños en las áreas de mayor espesor. A su vez, se encuentran algunos vitroclastos bicolors, compuestos por las dos coloraciones de vidrio descritas, con aspecto fusionado. En las muestras analizadas se identificaron además, escasos cristaloclastos magnéticos con rebordes vítreos.

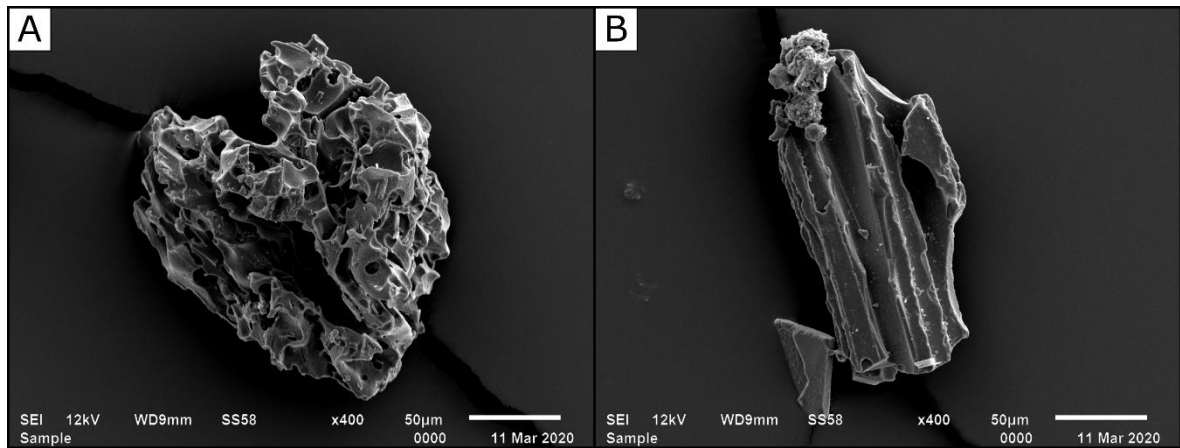


Figura 3.59. Imágenes de vitroclastos pumíceos obtenidas con SEM del sitio PV. A) P2-N5, B) P2-N6.

Al tratarse de niveles de tefra de poco espesor (entre 0,5 y 3 cm) y que en algunos casos presentan intercalaciones de arcilla, todas las muestras recolectadas contienen una importante cantidad de componentes epiclasticos identificados por su aspecto opaco y morfología redondeada. Cuando se trata de fragmentos menores a 125 μm , los cristales de cuarzo presentan brillo y tamaño similares al de los vitroclastos, lo que dificulta diferenciarlos con el microscopio estereoscópico. Sin embargo, en las imágenes obtenidas con SEM pueden observarse características que favorecen la identificación de los vitroclastos de interés. Por otra parte, este tipo de imágenes también permite reconocer diferentes procesos de alteración secundaria en las paredes de los vitroclastos. En la figura 3.60 se observan vitroclastos con múltiples pequeñas depresiones superficiales, cuyo aspecto coincide con un proceso de alteración secundaria denominado “Solución y Precipitación”, que ocurre comúnmente cuando el depósito de tefra entra en contacto con agua junto con materiales líticos (Heiken y Wohletz, 1985). Este proceso, generalmente comienza con una etapa de disolución en las cavidades de las burbujas, formando oquedades dentro de ellas (Fig. 3.60A y B). A medida que el proceso avanza, las oquedades cubren progresivamente la superficie del vitroclasto y precipita material microcristalino producido por la misma alteración, otorgando un aspecto rugoso (Fig. 3.60C y D).

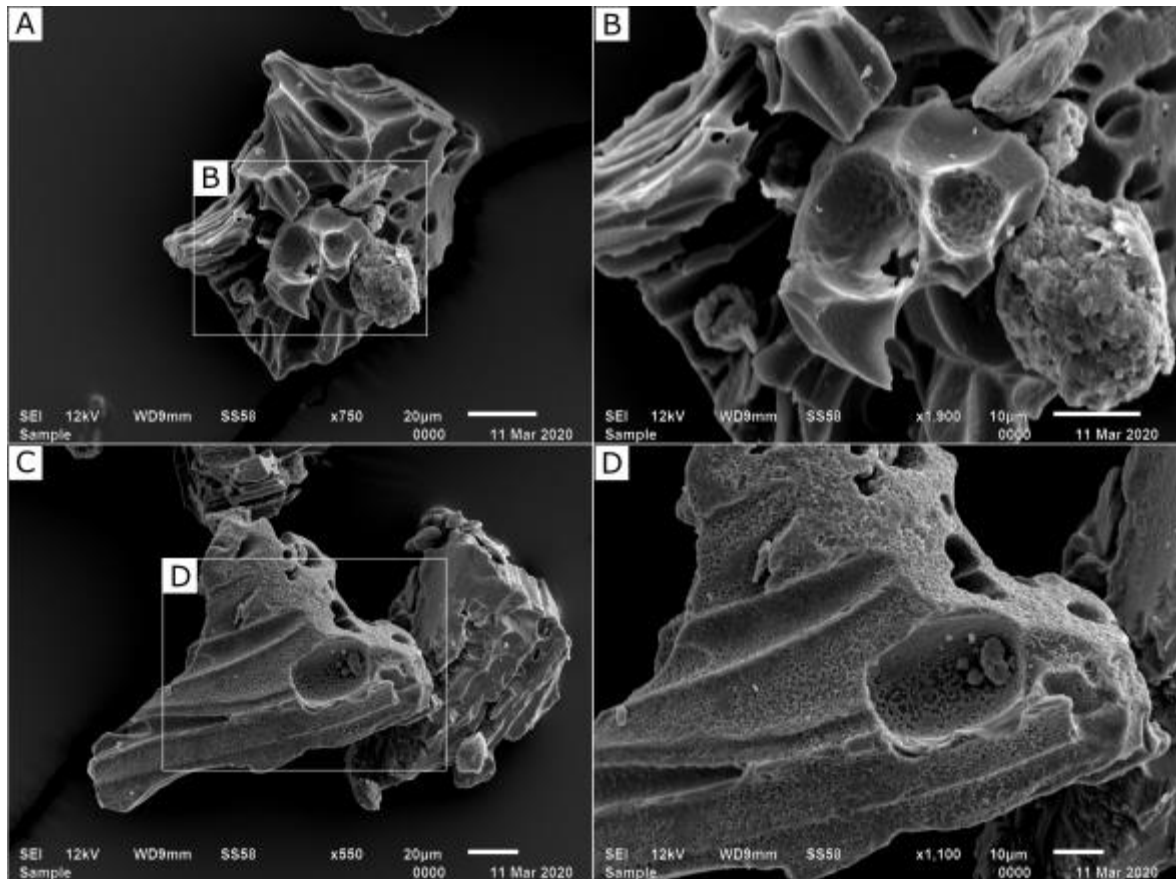


Figura 3.60. Imágenes en SEM de vitroclastos del nivel P2-N6. A) vitroclasto con múltiples oquedades en las cavidades de las burbujas generadas por disolución. B) detalle de A. C) estadio de alteración más avanzado con oquedades en toda la superficie del vitroclasto y material microcristalino precipitado en la superficie. D) detalle de C.

Por otro lado, en la figura 3.61 se observan fragmentos vítreos con material de alteración que recubre las superficies, ya sea como pequeñas partículas adheridas (*Adhering dust*), descrito comúnmente en piroclastos de erupciones muy explosivas (Heiken y Wohletz, 1985), o bien, como mineral secundario que ha precipitado sobre la superficie del vidrio, o que lo ha reemplazado. En el caso de las figuras 3.61A y B, esto último se observa como agregado en las paredes del vitroclasto, que podría tratarse de algún tipo de arcilla considerando su hábito y aspecto relíctico. A diferencia de estos, el vitroclasto de las figuras 3.61C y D muestra un material precipitado adherido, de hábito acicular que podría corresponder a arcillas del grupo de illita-esmectita.

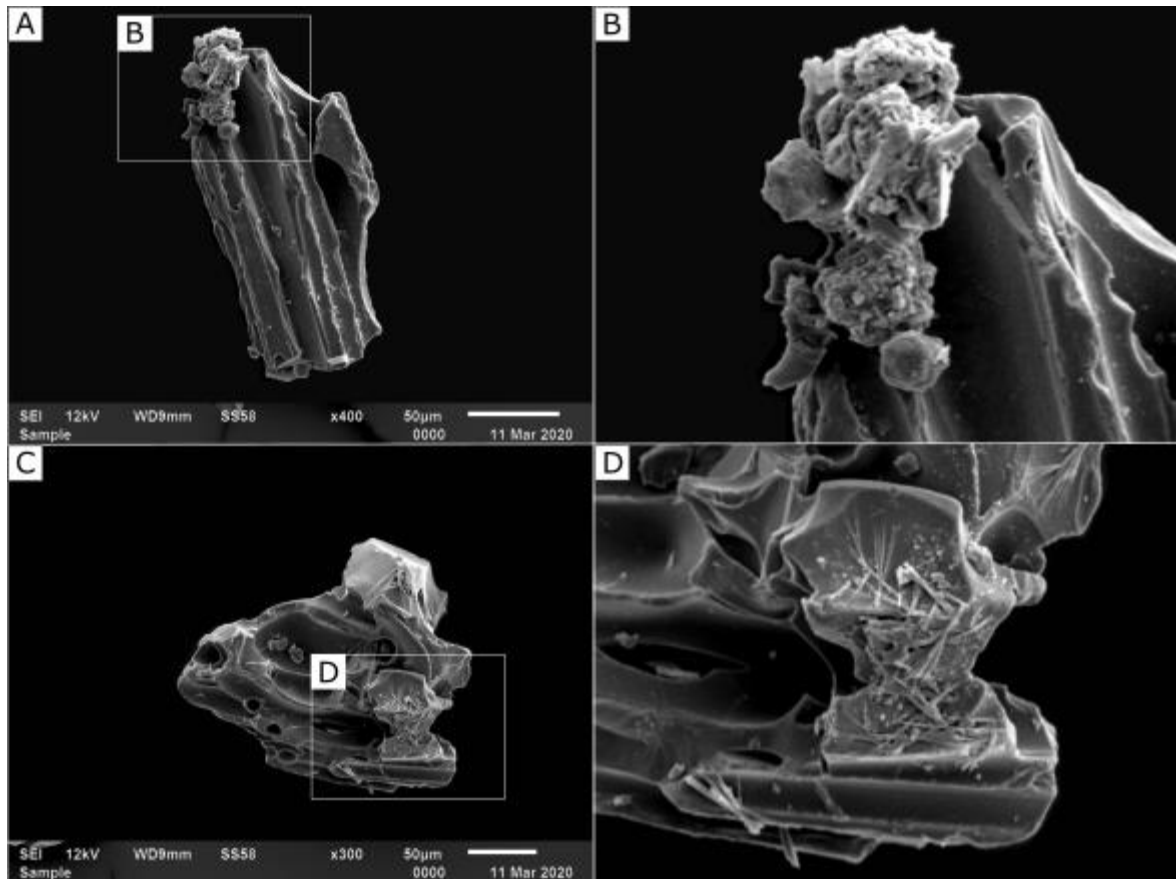


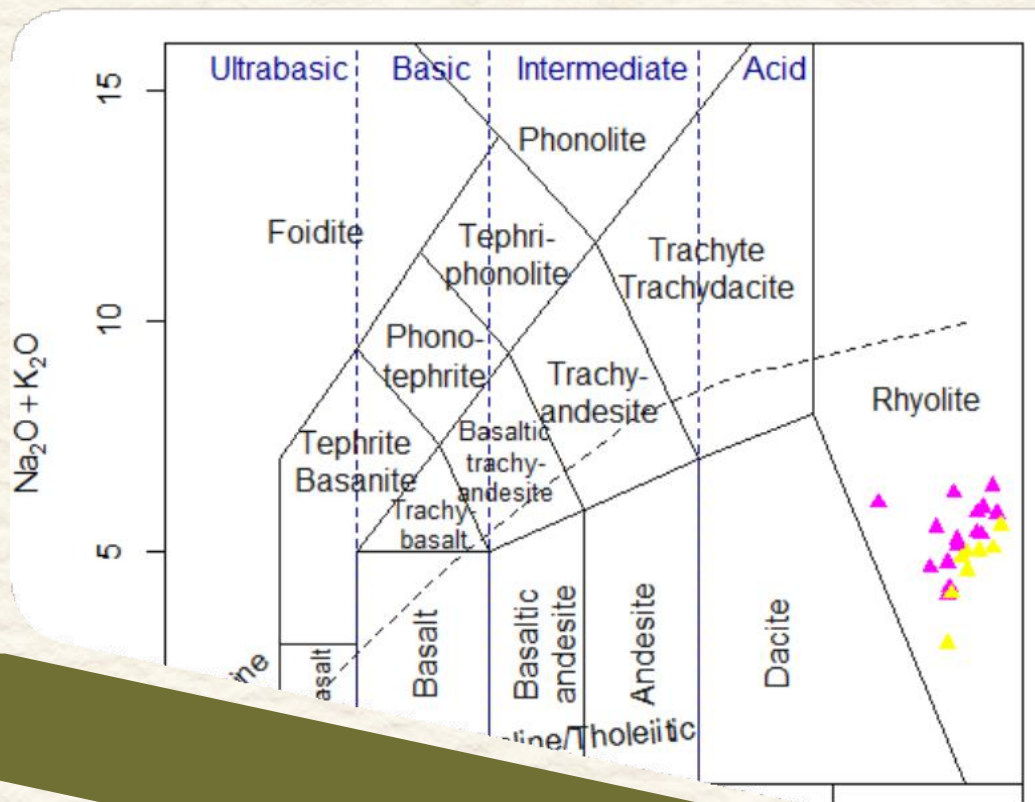
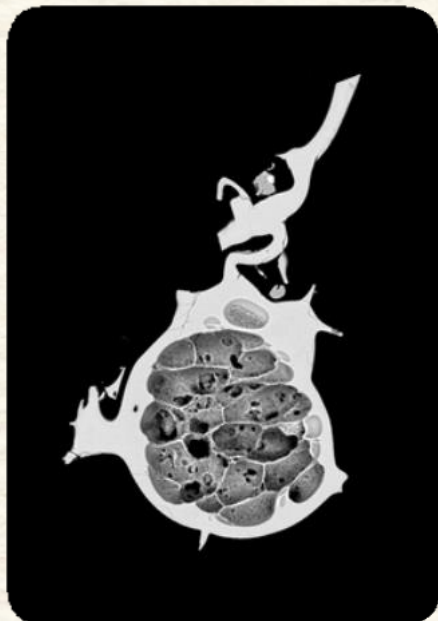
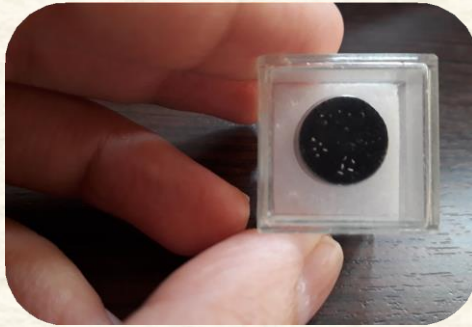
Figura 3.61. Imágenes en SEM. A) agregado, posiblemente de arcilla, que precipitó sobre la superficie del vidrio o bien, lo ha reemplazado (P2-N6). B) detalle de A. C) precipitado de hábito acicular, posiblemente del grupo de illita-esmectita (P2-N5). D) detalle de C.



CAPÍTULO 3

Resultados

3.3. Geoquímica de elementos mayoritarios de vitroclastos



3.3. Geoquímica de elementos mayoritarios de vitroclastos

3.3.1. Tefra NT1

La caracterización geoquímica del vidrio volcánico de la tefra NT1 se analizó a partir de muestras obtenidas en los sitios CB y ALM con EMPA (n=45) y, de CB, RC, SCH y ALM con SEM-EDS (n=32). Los vitroclastos seleccionados y analizados corresponden a distintas morfologías de las dos coloraciones identificadas (ver capítulo 3.2. Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos).

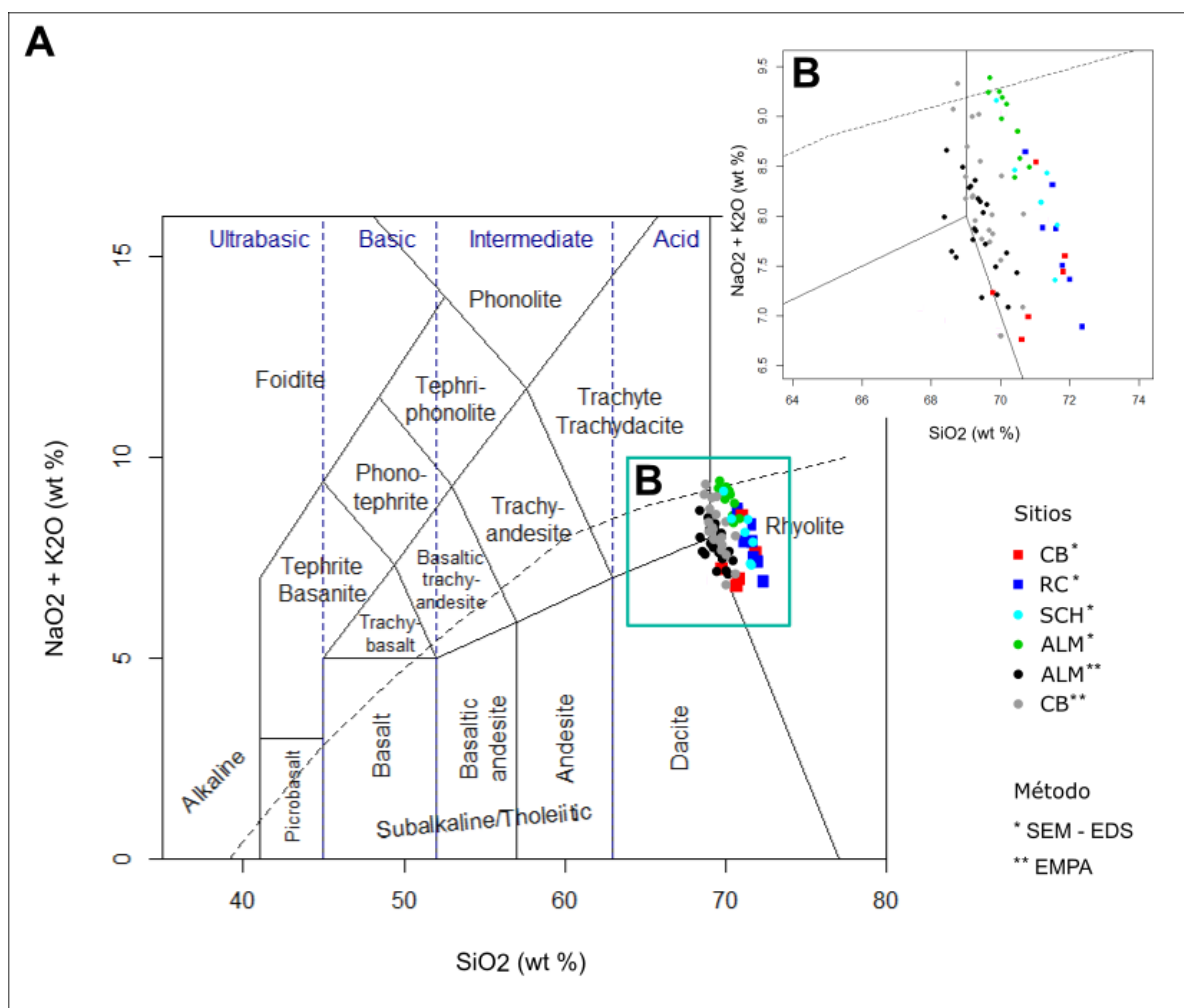


Figura 3.62. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para muestras de la tefra NT1 en los distintos sitios, donde se observa que el conjunto de datos se agrupa en el límite entre los campos riolita-dacita-traquita/traquidacita, quedando la mayor parte dentro del campo riolítico.

La geoquímica de elementos mayoritarios muestra una composición unimodal, con valores de SiO_2 entre 68,13 y 72,38 % y de $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$ entre 7,43 y 8,95 %. De esta

manera, al graficar los resultados en el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), se observa que estos valores se agrupan en el límite entre los campos riolita-dacita-traquita/traquidacita, quedando la mayor parte dentro del campo riolítico (Fig. 3.62). En cuanto a los óxidos TiO₂, FeO, MgO y CaO, se encuentran en valores bajos, constituyendo entre los cuatro, menos del 8 % del total de óxidos.

La tabla 3.7 muestra los promedios de los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios en cada sitio, así como los métodos empleados en cada caso (ver la totalidad de los resultados en la Tabla 1 de Anexos). Asimismo, en la figura 3.63 se observan vitroclastos seleccionados y sectores donde se realizaron las mediciones con SEM-EDS.

Tabla 3.7. Geoquímica de elementos mayoritarios de la tefra NT1

Sitio	Método	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	N°
CB	SEM-EDS												6
	Promedio	70,99	0,99	15,16	3,25	-	0,49	1,70	3,56	3,87	-	-	
	SD	0,79	0,32	0,79	1,22	-	0,13	0,46	1,33	0,74	-	-	
RC	SEM-EDS												7
	Promedio	71,60	0,68	15,60	2,54	-	0,52	1,28	4,38	3,40	-	-	
	SD	0,54	0,10	0,38	0,33	-	0,13	0,17	0,91	0,32	-	-	
SCH	SEM-EDS												6
	Promedio	71,01	0,59	16,07	2,21		0,62	1,21	5,01	3,24	-	-	
	SD	0,71	0,15	0,32	0,15		0,16	0,15	0,82	0,25	-	-	
ALM	SEM-EDS												10
	Promedio	70,18	0,49	16,40	2,02	0,73	1,14	5,97	2,97	70,18	-	-	
	SD	0,38	0,06	0,23	0,14	0,08	0,11	0,49	0,16	0,38	-	-	
ALM	EMPA												22
	Promedio	69,16	0,73	16,43	3,14	0,11	0,66	1,66	4,24	3,61	0,17	0,10	
	SD	0,56	0,07	0,40	0,18	0,07	0,14	0,07	0,40	0,12	0,02	0,06	
CB	EMPA												21
	Promedio	69,31	0,73	16,08	3,06	0,11	0,63	1,64	4,55	3,61	0,16	0,12	
	SD	0,55	0,08	0,34	0,17	0,06	0,11	0,09	0,64	0,12	0,02	0,03	

Elementos mayoritarios expresados como óxidos con base anhidra (wt%), * FeO representa Fe total

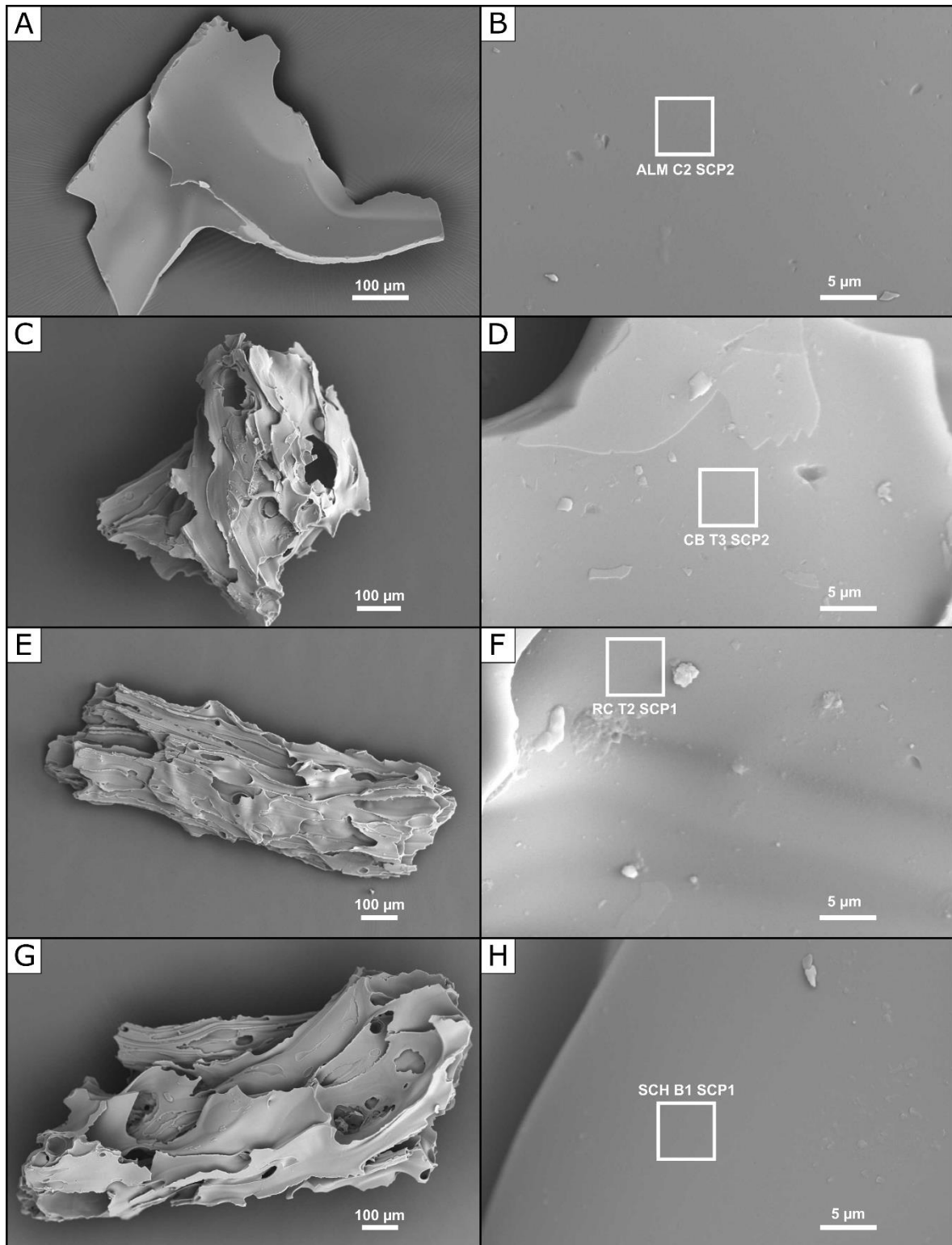


Figura 3.63. Imágenes SEI de vitroclastos analizados mediante SEM-EDS en los sitios: a) ALM. c) CB. e) RC y g) SCH. En b, d, f y h se observan, en detalle, las áreas donde se realizaron las mediciones de los elementos mayoritarios de cada vitroclasto.

3.3.2. Tefra NPV

Los análisis puntuales de elementos mayoritarios de las muestras obtenidas en Puerto Visser fueron determinados con EMPA en vitroclastos de los niveles de tefra P1-1 y P2-N7 (n=24), descriptos en los perfiles 1 y 2 respectivamente (ver capítulo 3.1.4.4. Preservación de tefras en PV) y con SEM-EDS en vitroclastos de los niveles P2-N1, P2-N2 y P2-N3 (n=6) en el perfil 2. En todos los casos, se trata de vidrio rico en SiO₂, cuyos valores superan el 72%, mientras que los contenidos de Na₂O + K₂O varían entre 3,03 y 6,41 %, quedando graficados en el diagrama TAS dentro del campo riolítico (Fig. 3.64). En la tabla 3.8 se observan los porcentajes de los elementos mayoritarios medidos para la tefra NPV.

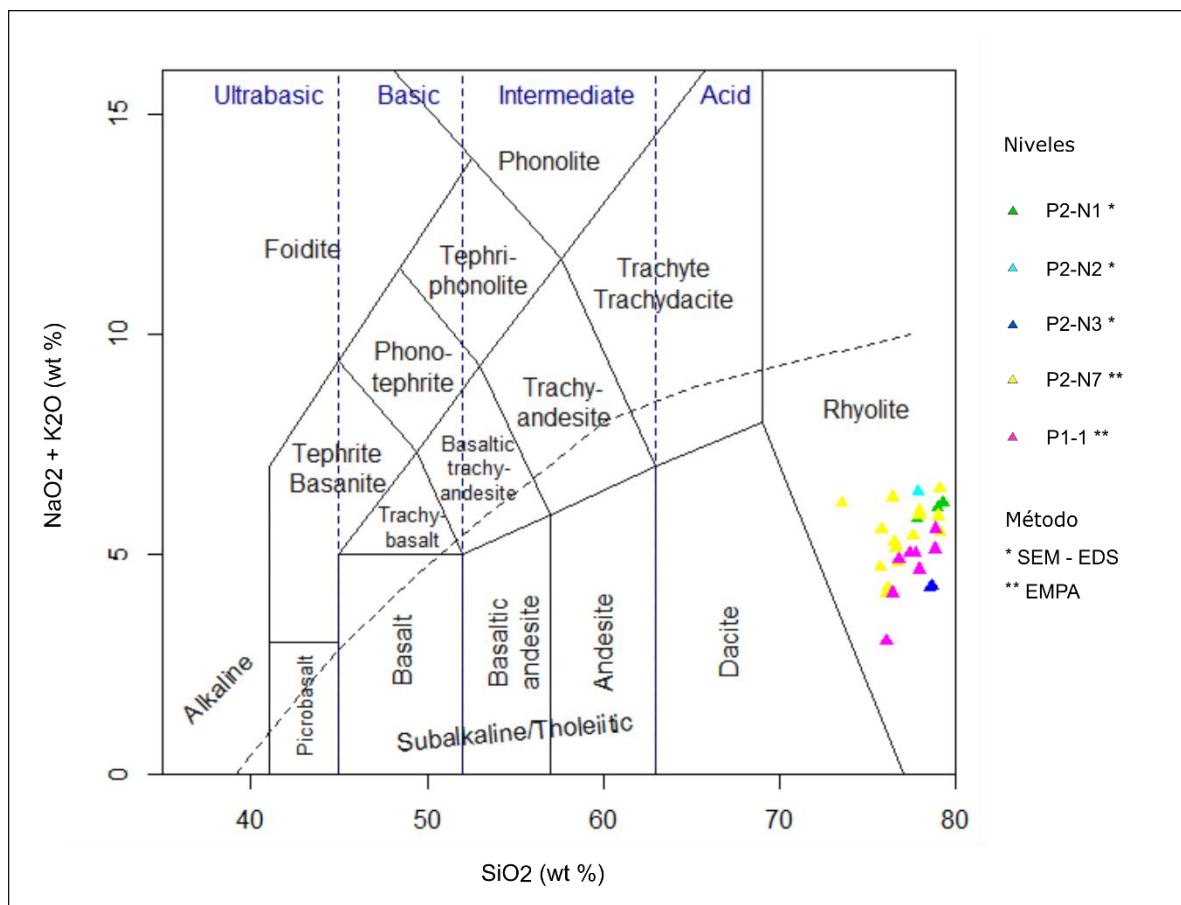


Figura 3.64. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para muestras en los distintos niveles de la tefra PV, representando un vidrio rico en SiO₂, de composición riolítica en todos los casos.

Tabla 3.8. Geoquímica de elementos mayoritarios de la tefra NPV

Nivel	Método	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	N°	
P2-N1	SEM-EDS	PV-N1-1 SPC 1	78,98	0,20	12,62	1,27	0,10	0,28	0,51	2,29	3,76		
		PV-N1-1 SPC 2	79,27	0,19	12,53	1,08	0,06	0,22	0,49	2,38	3,77		
		PV-N1-2 SPC 1	77,81	0,31	13,12	1,57	0,10	0,24	1,06	2,46	3,34		
		Promedio	78,68	0,23	12,76	1,31	0,08	0,25	0,69	2,38	3,62	3	
	SD	0,77	0,07	0,32	0,25	0,02	0,03	0,32	0,08	0,25			
P2-N2	SEM-EDS	PV-N2-1 SPC 1	77,87	0,08	13,45	1,15	0,07	0,23	0,74	3,32	3,08		
P2-N3	SEM-EDS	PV-N3-1 SPC 1	78,63	0,30	12,44	2,18	0,09	0,35	1,73	2,06	2,21		
		PV-N3-1 SPC 2	78,51	0,33	12,36	2,20	0,10	0,50	1,75	2,11	2,12		
		Promedio	78,57	0,32	12,40	2,19	0,10	0,43	1,74	2,09	2,17	2	
	SD	0,08	0,02	0,06	0,01	0,01	0,11	0,02	0,03	0,07			
P2-N7	EMPA	P2N7-grano1-1	78,42	0,12	12,97	1,05	0,08	0,09	0,73	1,91	3,90		
		P2N7-grano1-4	74,73	0,20	13,35	2,45	0,05	0,36	1,58	1,52	3,16		
		P2N7-grano1-6	77,20	0,13	13,20	1,69	0,05	0,00	0,97	2,04	3,77		
		P2N7-grano1-7	75,85	0,29	13,51	2,41	0,07	0,31	1,47	2,13	3,09		
		P2N7-grano1-8	75,31	0,34	14,40	1,87	0,06	0,29	1,58	2,15	3,36		
		P2N7-grano1-10	75,99	0,17	13,65	1,88	0,20	0,17	1,15	2,48	3,77		
		P2N7-grano1-15	72,51	0,31	14,48	3,17	0,12	0,23	1,73	2,52	3,55		
		P2N7-grano1-18	75,60	0,31	13,83	1,65	0,00	0,47	1,78	2,26	2,82		
		P2N7-grano1-20	76,52	0,21	13,34	1,74	0,08	0,29	1,14	1,94	3,40		
		P2N7-grano1-21	77,56	0,25	11,85	1,55	0,10	0,12	1,21	2,23	3,13		
		P2N7-grano1-22	78,15	0,14	12,20	1,33	0,02	0,12	0,45	2,58	3,82		
		P2N7-grano1-5	76,62	0,21	12,97	1,75	0,02	0,01	0,90	1,94	3,92		
		P2N7-grano1-11	73,67	0,40	13,34	3,47	0,07	0,43	1,57	1,25	2,70		
		P2N7-grano1-13	74,28	0,37	14,18	2,67	0,05	0,22	1,70	1,75	2,85		
		P2N7-grano1-14	79,48	0,25	11,59	1,43	0,01	0,02	1,33	1,60	3,16		
		P2N7-grano1-17	74,95	0,44	13,58	2,95	0,06	0,43	1,86	1,13	3,04		
			Promedio	76,05	0,26	13,28	2,07	0,06	0,22	1,32	1,96	3,34	17
			SD	1,84	0,10	0,83	0,70	0,05	0,16	0,41	0,43	0,41	
P1-1	EMPA	V-P1-1-grano 3	76,01	0,27	13,30	2,50	0,05	0,28	1,78	1,78	3,05		
		V-P1-1-grano 7	77,44	0,29	12,51	2,19	0,04	0,32	1,94	1,61	3,00		
		V-P1-1-grano 8	76,10	0,03	17,57	0,12	0,00	1,75	1,46	1,52	1,50		
		V-P1-1-grano 16	75,69	0,37	13,52	3,18	0,18	0,33	1,68	1,11	2,95		
		V-P1-1-grano 17	78,68	0,15	12,36	1,84	0,07	0,09	1,02	2,14	3,41		
		V-P1-1-grano 20	77,58	0,43	11,70	1,86	0,12	0,35	1,38	2,02	3,01		
		V-P1-1-grano 21	78,03	0,41	12,50	2,99	0,12	0,33	1,36	1,62	3,43		
		V-P1-1-grano 23	77,29	0,33	13,24	2,08	0,01	0,26	1,25	1,72	3,27		
			Promedio	77,10	0,29	13,34	2,10	0,07	0,46	1,48	1,69	2,95	8
	SD	1,06	0,14	1,81	0,94	0,06	0,53	0,30	0,32	0,62			

Elementos mayoritarios expresados como óxidos con base anhidra (wt%), * FeO representa Fe total

La granulometría tan fina de la tefra en Puerto Visser (menor a 250 μm) dificulta seleccionar la cantidad suficiente de vitroclastos individuales mediante la técnica de separación bajo el microscopio estereoscópico (*picking*), por lo que las muestras requieren un acondicionamiento más complejo para obtener la geoquímica con EMPA. En la figura 3.65 se observan imágenes BSE obtenidas con microsonda en los niveles P2-N7 y P1-N1. Ambas muestras contienen vitroclastos, cristales, cristaloclastos y litoclastos.

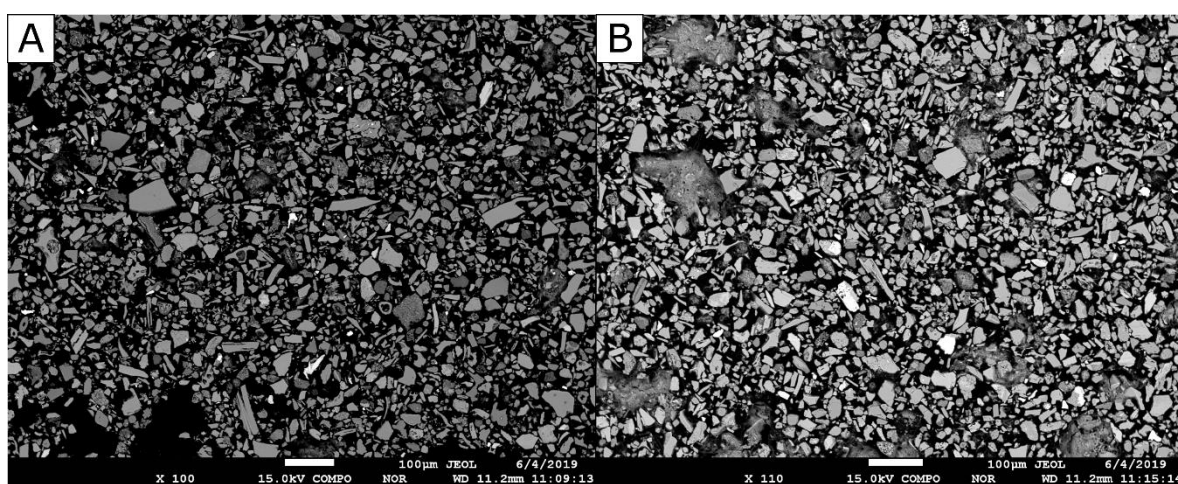


Figura 3.65. Imágenes BSE con vitroclastos, cristales, cristaloclastos y litoclastos reconocidos en las muestras obtenidas en Puerto Visser. A) nivel P2-N7. B) nivel P1-N1.



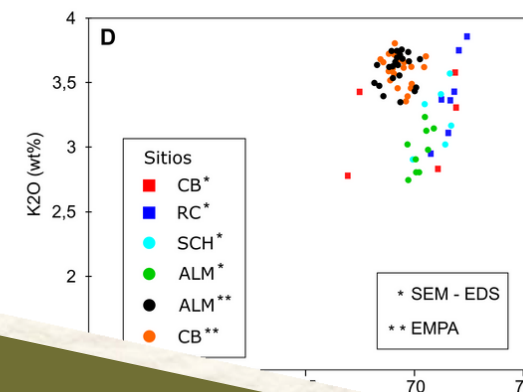
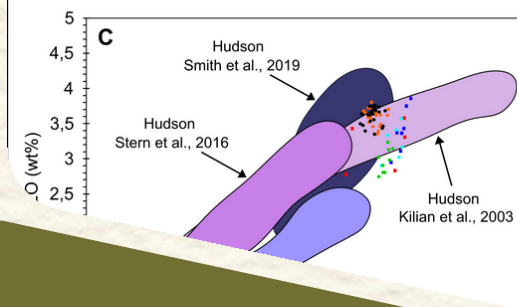
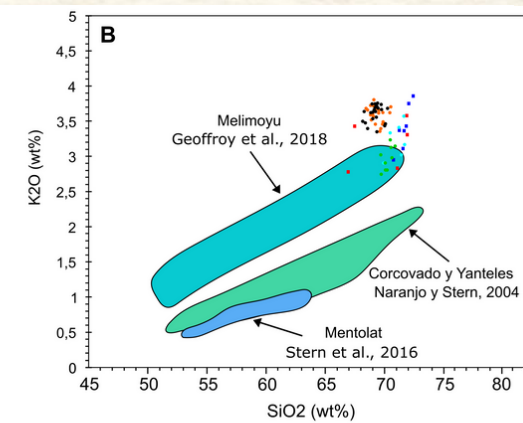
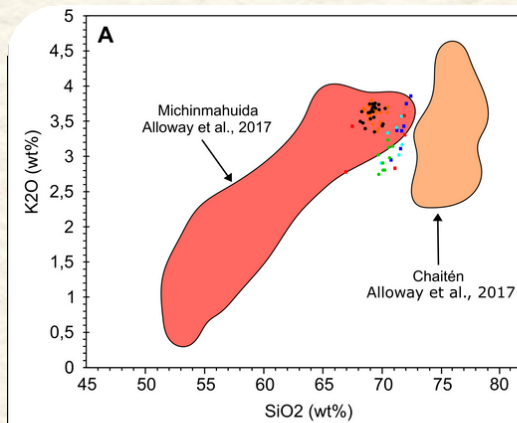
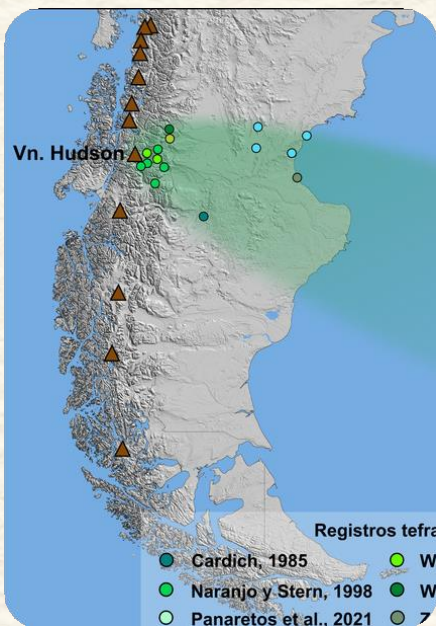
CAPÍTULO 4

Discusión

4.1. Identificación de eventos volcánicos y correlación de tefras entre sitios de estudio



Volcánico	Uti	Calendar age (BP)	Dating Method	Age (BP)	SiO ₂ (wt%)	Tephra	VE	Composition
Michinmahuida	MCH1	5.97 ± 0.04	MC	5121 ± 90	65.9	E	5	Andesita
	MCH2	7.23 ± 0.08	MC	4390 ± 80	66.0	E	5	Andesita
	MCH3	8.50 ± 0.06	MC	3659 ± 70	66.1	E	5	Andesita
Lepail Tephra	L1	8.50 ± 0.06	MC	3659 ± 70	66.1	E	5	Andesita
	L2	9.77 ± 0.06	MC	2928 ± 70	66.2	E	5	Andesita
	L3	11.04 ± 0.06	MC	2197 ± 70	66.3	E	5	Andesita
	L4	12.31 ± 0.06	MC	1466 ± 70	66.4	E	5	Andesita
	L5	13.58 ± 0.06	MC	735 ± 70	66.5	E	5	Andesita
Zorro	Z1	50	Historical	<1051	66.5	E-SE	4	Fluyda
	Z2	60	Historical	<1051	66.5	E-SE	4	Fluyda
	Z3	70	Historical	<1051	66.5	E-SE	4	Fluyda
Chaitén	CH1	9.93 ± 0.01	MC	4306 ± 40	67.7	E	5	Fluyda
	CH2	10.20 ± 0.01	MC	4075 ± 40	67.8	E	5	Fluyda
	CH3	10.47 ± 0.01	MC	3844 ± 40	67.9	E	5	Fluyda
Punta Yula	Y1	9.93 ± 0.01	MC	4306 ± 40	67.7	E	5	Fluyda
	Y2	10.20 ± 0.01	MC	4075 ± 40	67.8	E	5	Fluyda
	Y3	10.47 ± 0.01	MC	3844 ± 40	67.9	E	5	Fluyda
Chaca (Chal)	C1	9.97 ± 0.01	MC	4263 ± 74	67.9	FM	5	Fluyda
	C2	10.24 ± 0.01	MC	4032 ± 74	68.0	FM	5	Fluyda
	C3	10.51 ± 0.01	MC	3801 ± 74	68.1	FM	5	Fluyda
Corcovado	CO1	10.51 ± 0.01	MC	3801 ± 74	68.1	FM	5	Fluyda
	CO2	10.78 ± 0.01	MC	3570 ± 74	68.2	FM	5	Fluyda
	CO3	11.05 ± 0.01	MC	3339 ± 74	68.3	FM	5	Fluyda
Yana	Y1	10.51 ± 0.01	MC	3801 ± 74	68.1	FM	5	Andesita
	Y2	10.78 ± 0.01	MC	3570 ± 74	68.2	FM	5	Andesita
	Y3	11.05 ± 0.01	MC	3339 ± 74	68.3	FM	5	Andesita
MEL2	MEL2	182 ± 0.01	MC	1790 ± 80	68.6	E	5	Trachita
	MEL2	182 ± 0.01	MC	1790 ± 80	68.6	E	5	Trachita
	MEL2	182 ± 0.01	MC	1790 ± 80	68.6	E	5	Trachita
MEL3	MEL3	212 ± 0.01	MC	1460 ± 70	68.7	E	5	Trachita
	MEL3	212 ± 0.01	MC	1460 ± 70	68.7	E	5	Trachita
	MEL3	212 ± 0.01	MC	1460 ± 70	68.7	E	5	Trachita
MEL4	MEL4	242 ± 0.01	MC	1130 ± 60	68.8	E	5	Trachita
	MEL4	242 ± 0.01	MC	1130 ± 60	68.8	E	5	Trachita
	MEL4	242 ± 0.01	MC	1130 ± 60	68.8	E	5	Trachita
MEL5	MEL5	272 ± 0.01	MC	800 ± 50	68.9	E	5	Trachita
	MEL5	272 ± 0.01	MC	800 ± 50	68.9	E	5	Trachita
	MEL5	272 ± 0.01	MC	800 ± 50	68.9	E	5	Trachita
Hudson	H1	41	Historical	<1051	69.3	ESE	5	Fluyda
	H2	51	Historical	<1051	69.4	ESE	5	Fluyda
	H3	61	Historical	<1051	69.5	ESE	5	Fluyda



CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN

4.1. Identificación de eventos volcánicos y correlación de sitios de estudio

Establecer el volcán de origen de capas de tefra distales representa una tarea compleja, más aún, precisar una erupción volcánica específica. Lowe y Alloway (2015) mencionan que, a medida que aumenta la distancia desde el volcán de origen, los métodos de correlación se vuelven más limitados, considerándose como proximales hasta 100 km, distales entre 100 y 1000 km y ultradistales los que superan los 1000 km (Buckland *et al.*, 2020; Ponomareva *et al.*, 2015). La región de estudio de este trabajo se encuentra en la categoría de distal, con más de 300 km de distancia a los volcanes de origen, ubicados en la región andina.

Para una correcta identificación y correlación con eventos previamente registrados en distintos sectores de Patagonia, se debe tener en cuenta, en primer lugar, ciertos parámetros asociados a dichos eventos, entre los que se destaca la ubicación geográfica de los volcanes, su Índice de Explosividad (IEV), su historia eruptiva y la dirección de los vientos dominantes. En segundo lugar, deben considerarse las características específicas de la fracción vítrea de las capas de tefra distales que se están estudiando, principalmente su composición geoquímica, color, textura y morfología (Alloway *et al.*, 2013; Lowe y Alloway, 2015; Lowe, 2015). Estas correlaciones permiten reevaluar las estimaciones de volumen, intervalos de ocurrencia, composición geoquímica y magnitud de las erupciones conocidas (Ponomareva *et al.*, 2015).

Existe un gran número de volcanes activos en la Zona Volcánica Sur (ZVS) y la Zona volcánica Austral (ZVA) de los Andes, distanciados entre 315 y 800 km aproximadamente de la zona de estudio, que han registrado diversas erupciones postglaciales (Alloway *et al.*, 2017a; 2017b; Naranjo y Stern, 1998; 2004; Watt *et al.*, 2013b, entre otros). En los eventos volcánicos con caída frecuente de tefra, los depósitos

de mayor volumen se generan a partir de erupciones cuyo índice de explosividad volcánica (IEV) es ≥ 4 (Newhall y Self, 1982). Por otra parte, la distribución espacial de las tefras está condicionada en gran medida por el efecto de los vientos dominantes del oeste (*westerlies*) sobre las altas columnas eruptivas, dispersando y depositando las partículas más finas al este de los Andes, incluso, a miles de kilómetros sobre grandes áreas de la Patagonia extraandina. Este fenómeno fue descrito recientemente para la erupción del volcán Hudson ocurrida en 1991 (IEV= 5) y del volcán Chaitén en 2008 (IEV= 4), donde la dispersión del material piroclástico superó el ámbito continental (Folch *et al.*, 2008; Kratzmann *et al.*, 2008; Kratzmann *et al.*, 2010, Naranjo *et al.*, 1993, Naranjo y Stern, 1998, entre otros). En base a estos factores, los eventos de mayor magnitud con potencialidad de alcanzar la zona de estudio, corresponden a los estratovolcanes Michinmahuida, Chaitén, Corcovado, Yanteles, Melimoyu, Mentolat, Macá y Hudson, ubicados en la porción austral de la ZVS. La composición más frecuente en estos volcanes es andesita y andesita basáltica, sin embargo, se ha registrado una amplia variabilidad composicional en erupciones de los volcanes Michinmahuida, Melimoyu y Hudson. Por su parte, el volcán Chaitén es el único que registra composiciones exclusivamente riolíticas en toda su historia eruptiva.

Entre los estratovolcanes que se encuentran en la ZVA, se observa el volcán Lautaro, situado a más de 500 km al SO de la zona de estudio, sin registro de erupciones explosivas durante los últimos 18 ka. Además, sus erupciones históricas han sido de baja explosividad (IEV= 1 y 2, Prieto *et al.*, 2013). Por otro lado, los volcanes Aguilera, Reclus y Burney, se sitúan entre 650 y 830 km al SO del área de estudio. Los tres han experimentado erupciones clasificadas como muy explosivas, pero la dirección de dispersión de las tefras generadas por estas erupciones se ha registrado hacia el E y SE (Martinic, 2008; Smith *et al.*, 2019; Stern, 2008), lo que reduce considerablemente la

probabilidad de hallar depósitos de tefra originados por estos volcanes en la zona de estudio.

Por otra parte, los fragmentos vítreos conservan las propiedades físicas del magma de origen, como su contenido en volátiles e interacción con agua o hielo que rodea o cubre el conducto volcánico (Villarosa, 2008). De este modo, los análisis geoquímicos sumados a la caracterización morfológica y petrográfica de vitroclastos, reflejan directamente la historia eruptiva y contribuyen a una correlación precisa.

Actualmente, existe un amplio registro de estudios geoquímicos de los eventos postglaciales más importantes de los volcanes de la ZVS y ZVA, especialmente en la región andina (Amigo *et al.*, 2013; Naranjo and Stern, 2004; Alloway *et al.*, 2017 a; 2017b; Moreno *et al.*, 2015; Watt *et al.*, 2013; Geoffroy *et al.*, 2018; Stern *et al.*, 2016; Panaretos *et al.*, 2021; Zanchetta *et al.*, 2021, entre otros. Ver tabla 4.1). Esto permite realizar comparaciones mediante gráficos de correlación tipo TAS (Le Bas *et al.*, 1986) y ploteos bivariados de tipo Harker, como K_2O vs SiO_2 , donde pueden observarse los campos composicionales característicos de cada volcán e incluso instaurar líneas de evolución magmática que permitan establecer grados de afinidad entre distintas erupciones o niveles piroclásticos (Villarosa, 2008, Zanchetta *et al.*, 2021).

El análisis de las características morfológicas y petrográficas de las tefras correspondientes a diferentes erupciones es más escaso en la bibliografía, no obstante, los datos disponibles proporcionan información relevante a la hora de realizar correlaciones entre eventos (Stern *et al.*, 2016; Weller *et al.*, 2015, entre otros). El conjunto de observaciones y análisis realizados en las muestras de tefra de los cinco sitios de estudio, permitieron identificar y diferenciar dos fuentes volcánicas que dieron origen a las tefras denominadas en este trabajo como “tefra NT1” y “tefra NPV”.

4.1.1. Asociación de la tefra NT1 con los volcanes de la región

La tefra denominada NT1 fue identificada en los sitios Sur de Colhué Huapi (SCH), Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB) y Rocas Coloradas (RC). Los vitroclastos individuales que componen las capas de tefra en los diferentes sitios muestran similitud en cuanto a los tamaños granulométricos, coloraciones, morfologías y geoquímica sugiriendo un mismo foco eruptivo e incluso, un mismo evento. Además, estas características son coincidentes con las descritas por Heiken (1972) y Scasso y Limarino (1997) para magmas altamente viscosos, típicamente riolíticos a riodacíticos. Estos autores plantean que la morfología en los piroclastos generados a partir de erupciones de magmas viscosos, depende completamente de la forma de las burbujas en la salida del magma, antes de la desintegración. Las vesículas alargadas y delgadas, en forma de tubo, son comunes en los vidrios incoloros producidos durante este tipo de erupción (Heiken, 1972), mientras que las formas cuspidas y en placa representan fragmentos de paredes de burbujas y señalan mayor vesicularidad (Scasso y Limarino, 1997).

Los análisis puntuales de elementos mayoritarios para la tefra NT1 fueron determinados con EMPA en los sitios CB y ALM (n=45) y con SEM-EDS en los sitios CB, SCH, RC y ALM (n=32), cuya composición queda agrupada en el límite entre los campos riolita-dacita-traquita/traquidacita (promedio de 70,13% SiO₂ y 8,07% Na₂O + K₂O) en el diagrama TAS (ver Fig. 3.62). Al representar estos resultados en un diagrama K₂O vs SiO₂, es posible comparar la nube de puntos obtenida con los campos composicionales de los volcanes de interés, determinados a partir de registros publicados por diversos autores (Fig. 4.1).

Por un lado, se observa una concordancia de la tefra NT1 con el extremo de composición más ácida del estratovolcán Michinmahuida (Alloway *et al.*, 2017a). Los registros de la

historia eruptiva de Michinmahuida, ubicado a más de 360 km al NO de la zona de estudio ($42^{\circ}48'11.75''S$; $72^{\circ}26'41.49''O$), indican tefras asociadas a dos erupciones explosivas con $IEV \geq 4$, la tefra Lepué y la tefra MIC1. La Tefra Lepué con edad estimada entre 10,2 y 11 ka AP, se correlaciona con el depósito de flujo piroclástico denominado “ignimbrita amarilla” de edad equivalente, distribuido al sureste del volcán (Amigo *et al.*, 2013; Alloway *et al.*, 2017a). El evento volcánico es asignado a una erupción freatomagmática, con dos fases identificadas mediante análisis geoquímicos EMPA del vidrio volcánico. La fase inicial exhibe una composición riolítica (promedio de 71,28% SiO_2 , 8,58% $Na_2O + K_2O$), distinguible de los productos generados a partir del volcán Chaitén y similares a los obtenidos para la tefra NT1 (Fig. 4.2A), aunque con algunas diferencias sutiles en cuanto al contenido de los óxidos representados en los diagramas de la figura 4.2B, C y D. Mientras que la fase final es de composición basáltico-andesítica (de 53,77 a 58,69% SiO_2 , de 4,44 a 6,06% $Na_2O + K_2O$) y, en consecuencia, diferente a la tefra NT1. Los registros obtenidos de la tefra Lepué indican una dispersión radial simétrica de la pluma eruptiva, como una amplia nube en forma de paraguas, cuyos depósitos más distales fueron hallados en la laguna La Zeta, en cercanías a la ciudad de Esquel-Chubut, 90 km hacia el este del volcán (Alloway *et al.*, 2017a).

La tefra MIC1, estimada entre 7,3 – 7,6 ka AP y dispersada hacia el este, presenta una composición andesítica (aprox. 58% SiO_2 ; Amigo *et al.*, 2013; Naranjo y Stern, 2004) que no coincide con la de la tefra NT1.

Por otra parte, Naranjo y Stern (2004) describieron depósitos de tefra de composición riolítica que asociaron a una erupción explosiva que se habría producido entre 3,8 y 1,8 ka AP en el volcán Michinmahuida (MIC2). Sin embargo, Amigo *et al.* (2013) y Watt *et al.* (2013), redefinen este depósito y lo asignan a la erupción CHA2 del volcán Chaitén.

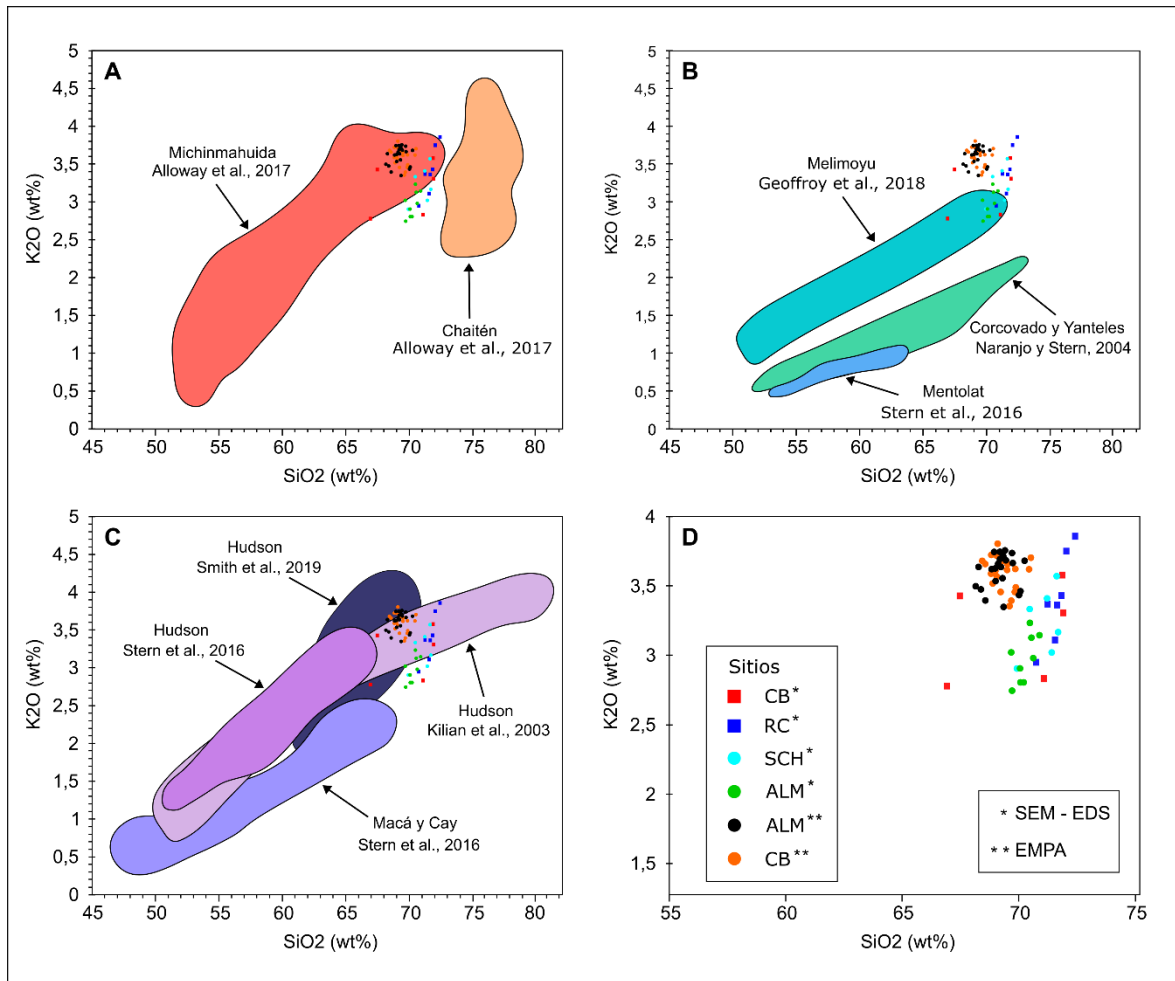


Figura 4.1. A - C) Diagramas K₂O vs SiO₂ para los volcanes de interés ubicados al sur de la ZVS, determinados a partir de registros publicados por diversos autores. La nube de puntos corresponde a los datos obtenidos en los análisis geoquímicos de vitroclastos de la tefra NT1 en los distintos sitios, observados con mayor detalle en la figura D.

En menor medida, algunos puntos obtenidos mediante el método SEM-EDS de la tefra NT1 coinciden con el extremo más ácido del campo composicional de Melimoyu (Geoffroy *et al.*, 2018). Este volcán, ubicado a 308 km hacia el NNO del área de estudio (44° 4'30.35"S; 72°52'10.29"O), registra tefras asociadas a dos erupciones muy explosivas durante el Holoceno tardío, asignadas inicialmente con un IEV=3 (Naranjo y Stern, 2004) y recalculados posteriormente a IEV=5 en ambos casos (Geoffroy *et al.*, 2018), denominadas MEL1 y MEL2.

La tefra MEL1, denominada también Mm-1/Tefra La Junta por Geoffroy *et al.* (2018), presenta una edad de 2,6 ka AP aproximadamente. Estos autores definen dos fases composicionales bien diferenciadas, la primera (Mm-1p) se trata de una pómez blanca de

composición riódacítica (aprox. 70% SiO₂), con una dirección de dispersión ESE que, al igual que ocurre con la tefra Lepué del volcán Michinmahuida, guarda similitudes con la composición de NT1 (Fig. 4.2A), aunque presenta sutiles diferencias con los óxidos representados en los diagramas de la figura 4.2B, C y D. La segunda fase (Mm-1s), si bien presenta una dispersión hacia el E, muestra una coloración gris oscura y composición andesita basáltica (aprox. 53% SiO₂) que la diferencian de la tefra NT1. Los depósitos más distales de esta tefra fueron hallados a unos 30 km hacia el este del volcán, con espesores máximos de 100 cm para Mm-1p y de 20 cm para Mm-1s.

La tefra MEL2, denominada también Mm-2/Tefra Santa Ana por Geoffroy *et al.* (2018), se depositó hace 1,6 ka AP, con composición traquita-dacita (aprox. 63% SiO₂) y dispersión hacia el este, presenta resultados geoquímicos que no coinciden con los determinados para la tefra NT1 (Naranjo y Stern 2004).

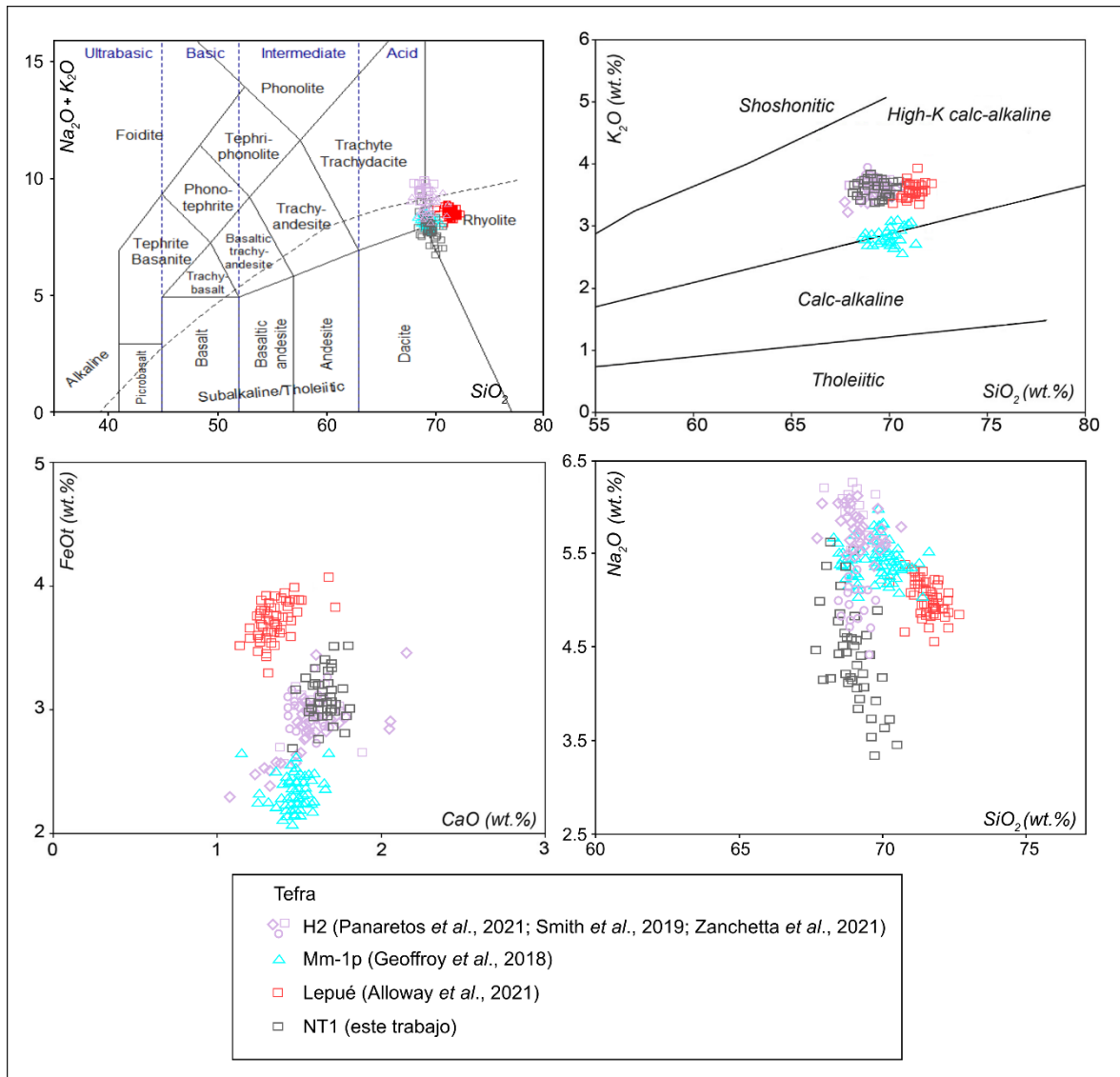


Figura 4.2. Comparación geoquímica de la fase riolítica de la tefra Lepué del volcán Michinmahuida, fase riolítica Mm-1p del volcán Melimoyu y erupción H2 del volcán Hudson. A) Diagrama TAS (le Bas *et al.*, 1986). B) Peccerillo y Taylor 1976. C) FeOt vs CaO. D) Na₂O vs SiO₂.

Los datos de K₂O y SiO₂ obtenidos para NT1 coinciden con los campos propuestos por Killian *et al.* (2003) y Smith *et al.* (2019) para el volcán Hudson. Además, sigue la tendencia general de evolución composicional propuesta por Stern *et al.* (2016), (Fig.4.1C). Este volcán, ubicado a más de 300 km hacia el oeste de los sitios de estudio (45°54'3.32"S; 72°57'57.13"O), cuenta con registros que indican cuatro erupciones de gran magnitud H0 (17,4 ka AP; Weller *et al.*, 2014), H1 (7,7 ka AP; Stern, 1991; Naranjo y Stern, 1998), H2 (3,6 ka AP; Naranjo y Stern, 1998) y H3 (1991).

Bendle *et al.* (2017) analizan la composición de la tefra de H0 en varves del Lago Buenos Aires, situado a unos 150 km hacia el este del volcán, indicando un espectro de composiciones de fragmentos que varían desde aproximadamente el 53% al 70% en peso de SiO₂. Los datos registrados quedan clasificados como andesita basáltica hasta riolita en el diagrama TAS, con la mayoría de los fragmentos mostrando composiciones de traquiandesita y traquidacita. Por otro lado, Zanchetta *et al.* (2018) caracterizan vidrio volcánico que rellenan dos generaciones de cuñas de hielo en Puerto Deseado, Santa Cruz, a 580 km del volcán y lo atribuyen a la erupción H0. El vidrio volcánico exhibe morfologías desde fragmentos micropumíceos (con vesículas ovaladas y estiradas) y tipo pared de burbuja.

Las concentraciones de SiO₂ de la tefra de H1, muestran composiciones establecidas en los campos desde traquiandesita, andesita a traquita y dacita (aprox. 62% SiO₂, Del Carlo *et al.*, 2018; Naranjo y Stern, 1998; Smith *et al.*, 2019). Prieto *et al.* (2013) sugieren en sus investigaciones arqueológicas que esta erupción impactó a las poblaciones de cazadores-recolectores del sur de la Patagonia y Tierra del Fuego, y atribuyen sus efectos al hiato ocurrido en el Período IV (7,4 ka AP) de herramientas líticas de obsidiana.

Por otra parte, Bitschene y Fernández (1995) describen la composición de la primera fase de la erupción H3 de 1991 como basáltica (promedio de 51,38% SiO₂, 5,63% Na₂O + K₂O), con ceniza taquilítica y de sideromelano de alta vesicularidad. En el caso de la segunda fase, describen material de composición traquiandesítica y riódacítica (61,08 a 67,77% SiO₂; 5,92 a 8,52 % Na₂O + K₂O). Los análisis fueron realizados mediante espectrometría XRF en muestras de la fracción vítrea (N=42), obtenidas entre los 15 y 550 km de distancia al volcán.

La dispersión de la tefra generada en la erupción H3 de 1991, llegó a la zona de estudio. En este trabajo se analizó la geoquímica de elementos mayoritarios de vitroclastos

individuales en una muestra color gris oscura recogida en la ciudad de Comodoro Rivadavia durante la erupción, la cual fue gentilmente cedida para este estudio. Los resultados obtenidos indican una composición traquita/traquidacita en el diagrama TAS (Tabla 4.1, Fig. 4.3).

Tabla 4.1. Geoquímica de elementos mayoritarios de la tefra H3 (Hudson 1991). Muestra recogida en Comodoro Rivadavia.

Sitio	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	N°
Comodoro Rivadavia	HCR 3 SCP1	67,03	0,85	17,29	3,14	1,22	2,23	5,86	2,38	
	HCR 3 SCP2	66,96	1,06	16,83	3,64	1,30	2,44	5,18	2,59	
	HCR 3 SCP3	66,22	0,95	17,01	3,62	1,31	2,55	5,87	2,47	
	HCR O1 SCP1	65,75	1,06	16,66	3,94	1,13	3,19	5,54	2,73	
	HCR O1 SCP2	65,30	1,28	16,70	4,92	1,27	3,06	4,92	2,54	
	HCR O1 SCP3	65,22	1,34	16,39	4,68	1,14	3,07	5,42	2,74	
	Promedio	66,08	1,09	16,81	3,99	1,23	2,76	5,46	2,58	
	SD	0,79	0,19	0,31	0,68	0,08	0,40	0,37	0,14	

6

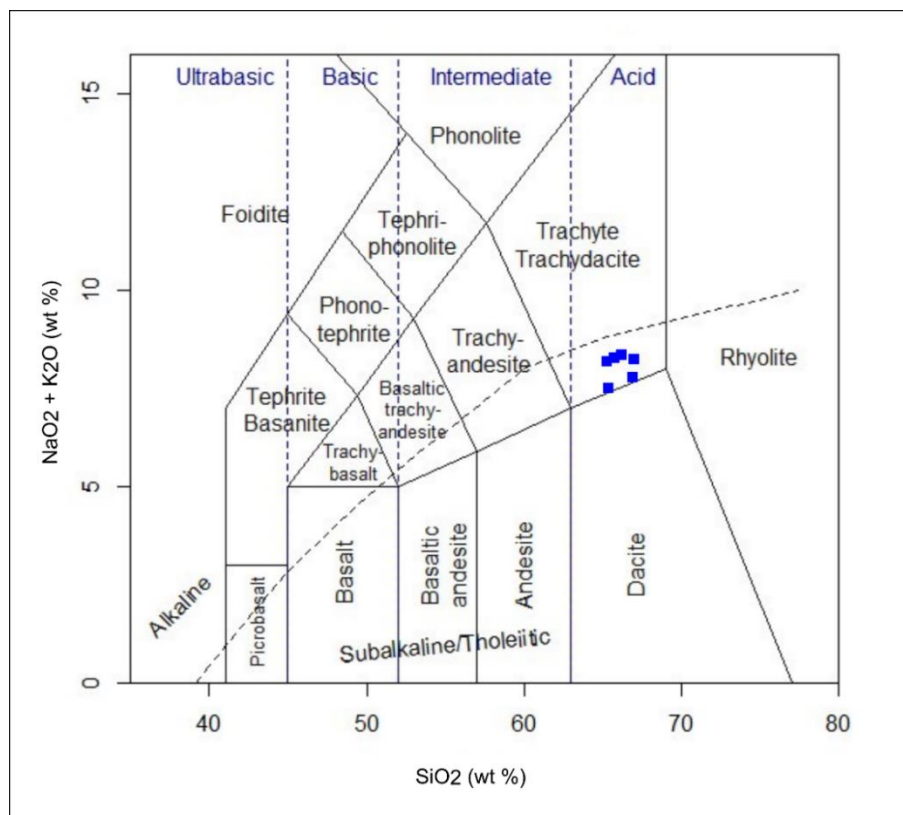


Figura 4.3. Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986) para muestra de la tefra H3, recolectada en Comodoro Rivadavia. Metodología empleada: SEM-EDS.

4.1.1.1. Tefra H2

La erupción del volcán Hudson que dio lugar a la tefra H2, fue establecida en 3,6 ka AP por Naranjo y Stern (1998), basados en dataciones realizadas en diferentes estratos por encima y por debajo de la capa de tefra en siete sitios ubicados aproximadamente entre 40 y 110 km hacia el E, NE y SE del volcán (Tabla 4.2). Van Daele *et al.* (2016) por un lado, identificaron la tefra H2 en un testigo del lago Castor, ubicado a aproximadamente 100 km al NE del volcán (45°35'S; 71°46'O). Las dataciones en hojas de plantas acuáticas, indican una edad de 3564-3719 años cal. AP, 22 cm por encima de la capa de tefra y una edad máxima entre 6775-6942 años cal. AP, 121 cm por debajo. Weller *et al.* (2015) correlacionan la tefra H2 identificada en los lagos Quijada y Espejo, ubicados entre 75 y 85 km al E del volcán Hudson, basándose en la posición estratigráfica de la tefra en un testigo sedimentario, la composición de elementos traza del vidrio volcánico y sus características físicas como color y morfología. Además, Weller *et al.* (2018), obtienen una edad mínima para la tefra H2 de 3164-3356 años cal. AP a partir de dataciones radiocarbónicas en sedimentos de un testigo en la laguna La Trepanada, ubicada a 111 km al NE del volcán, con características del vidrio volcánico, similares a las descritas por Weller *et al.* (2015). McCulloch *et al.*, 2016 identificaron 3 cm de la tefra H2 en un testigo lacustre en la Ea. La Frontera a 137 km al SE del volcán (46°52'11.94"S; 71°52'37.63"O). Obtuvieron una edad máxima de 5040-5311 años cal AP a partir de dataciones realizadas en sedimentos justo debajo de la capa de tefra.

Naranjo y Stern (1998) indicaron que esta erupción habría alcanzado un área dos veces mayor que la erupción de 1991. Los registros muestran espesores de hasta 30 cm en afloramientos ubicados entre 30-80 km al E y SE del volcán (Naranjo y Stern, 2008) y más de 50 cm en Lago Espejo, a 75 km hacia el E del volcán (Weller *et al.*, 2015). Asimismo, las evidencias indican una amplia distribución de la pluma eruptiva hacia el

E-SE, incluso alcanzando zonas distales y ultradistales (Fig. 4.4). Para estos últimos casos, Zanchetta *et al.* (2021) la encuentran como parte de una secuencia de sedimentos costeros ubicados al norte de Caleta Olivia (Santa Cruz), aproximadamente 60 km al sur del sitio ALM de este estudio y a más de 400 km al SE del volcán Hudson. Los autores definen la tefra como una capa blanquecina, con un espesor que varía entre 20 y 30 cm, maciza en la parte inferior y con estratificación, mezclada y retrabajada con sedimentos eólicos en la parte superior. Identifican como componentes juveniles principales, vitroclastos pumíceos y con morfologías predominantes de tipo pared de burbuja, mayormente con tamaño de ceniza extremadamente fina. La datación de valvas de moluscos situadas en la base de un estrato arenoso por debajo de la capa de tefra, le otorgan a la tefra una edad máxima de 4407-4622 años cal AP. A partir de esta datación, sumado a los resultados de geoquímica de elementos mayoritarios e isótopos de Sr, los autores correlacionan la capa con la erupción H2 del volcán Hudson. Panaretos *et al.* (2021) por su parte, reportan una criptotefra ultradistal asociada a la erupción H2, como parte de una secuencia de turba del Holoceno en las Islas Malvinas (Canopus Hill), en el Atlántico Sur, a aproximadamente 1400 km al SE del volcán. Estos autores han establecido una edad de 3978-4103 años cal AP para la criptotefra, mediante dataciones ^{14}C en macrofósiles de plantas terrestres, sugiriendo que la erupción H2 pudo ocurrir ligeramente antes de lo establecido por otros autores (Tabla 4.2). En la figura 4.4 se observa la reconstrucción de la distribución hacia el E-SE de la pluma eruptiva generada durante la erupción H2, según el presente estudio y los registros previos mencionados.

Tabla 4.2. Registros de tefra de la erupción H2 del volcán Hudson

Sitio	Coordenadas		Registro	Espesor (cm)	Edad mín. años AP $\pm 1\sigma$	Edad máx. años AP $\pm 1\sigma$	(*) Edad mín. años cal AP	(*) Edad máx. años cal AP	Método de datación	Material datado	Ref.
Cueva 3 de Los Toldos, Santa Cruz	47°22'S	70°38'O	Calicata	25	---	4850 \pm 90	---	5431-5729	¹⁴ C	Carbón vegetal	1
Los Toldos, Santa Cruz	47°22'S	70°38'O	Calicata			4840 \pm 300		4821-6214	¹⁴ C	Sin información	2
Lago Elizalde, Chile	45°47'S	72°11'O	Afloramiento	24 - 30	---	3670 \pm 70	---	3818-4152	¹⁴ C	Madera carbonizada	3
Río Cofre, Chile	46°11'S	72°47'O	Afloramiento	24 - 30	---	---	---	---	---	---	3
Río Ibáñez, Chile	46°07'S	72°33'O	Afloramiento	24 - 30	3155 \pm 185	5360 \pm 245	2850-3725	5888-6320	¹⁴ C	Suelo orgánico	3
Juncal Alto, Chile	46°12'S	71°59'O	Afloramiento	24 - 30	3485 \pm 100	3740 \pm 60	3453-3933	3871-4239	¹⁴ C	Turba	3
Río Baguales, Chile	45°32'S	72° 03'O	Afloramiento	24 - 30		3790 \pm 80	---	3900-4316	¹⁴ C	Madera carbonizada	3
Fachinal, Chile	46°33'S	71°50'O	Afloramiento	24 - 30	3495 \pm 105	4980 \pm 105	3451-3984	5470-5919	¹⁴ C	Suelo orgánico	3
Lago Lapparent, Chile	46°09'S	72°19'O	Afloramiento	24 - 30		4590 \pm 70	---	4971-5334	¹⁴ C	Carbón	3
Lago Castor	45°6'S	71°8'O	Testigo lacustre	10	3430 \pm 25	6040 \pm 25	3564-3719	6775-6942	¹⁴ C	Hojas de plantas acuáticas / materia orgánica	4
Lago Quijada, Chile	45°43'S	71°54'O	Testigo lacustre	24	---	---	---	---	---	---	5
Lago Espejo, Chile	45°52'S	72°1'O	Testigo lacustre	53	---	---	---	---	---	---	5
Laguna La Trapanada, Chile	45°18'S	71°50'O	Testigo lacustre	5	3082 \pm 22	---	3164-3356	---	---	---	6
Ea. La Frontera	46°52'S	71°52'O	Testigo lacustre	3	---	4545 \pm 35	---	5040-5311	¹⁴ C	sedimento con materia orgánica	7
Caleta Olivia, Santa Cruz	46°26'S	67°31'O	Afloramiento	20 - 30	---	4058 \pm 36	---	4407-4622	¹⁴ C	Valva de molusco	8
Canopus Hill, Islas Malvinas	51°41'S	57°46'O	Testigo en turbera	8	3752 \pm 11	---	3978-4103	---	¹⁴ C	Macrofósiles de plantas terrestres	9
SE de Chubut	45°53'S	67°42'O	Afloramiento	15	---	3520 \pm 90	---	3547-3983	¹⁴ C	Carbón	10
					---	3530 \pm 80	---	3562-3983	¹⁴ C	Huesos de guanaco	10

Referencias: (1) Cardich 1985; (2) Auer, 1974; (3) Naranjo y Stern 1998; (4) Van Daele *et al.*, 2016; (5) Weller *et al.*, 2015; (6) Weller *et al.*, 2018; (7) McCulloch *et al.*, 2016; (8) Zanchetta *et al.*, 2021; (9) Panaretos *et al.*, 2021; (10) Rodríguez *et al.*, 2025.

(*) Rango de edad calibrada 2 σ (min-máx, años cal AP), Calib 8.2, hemisferio sur: SHCal20. 14c Hogg *et al.* 2020: Radiocarbon 62. Todos los datos de calibración se encuentran en los Anexos (pág. 196-197).

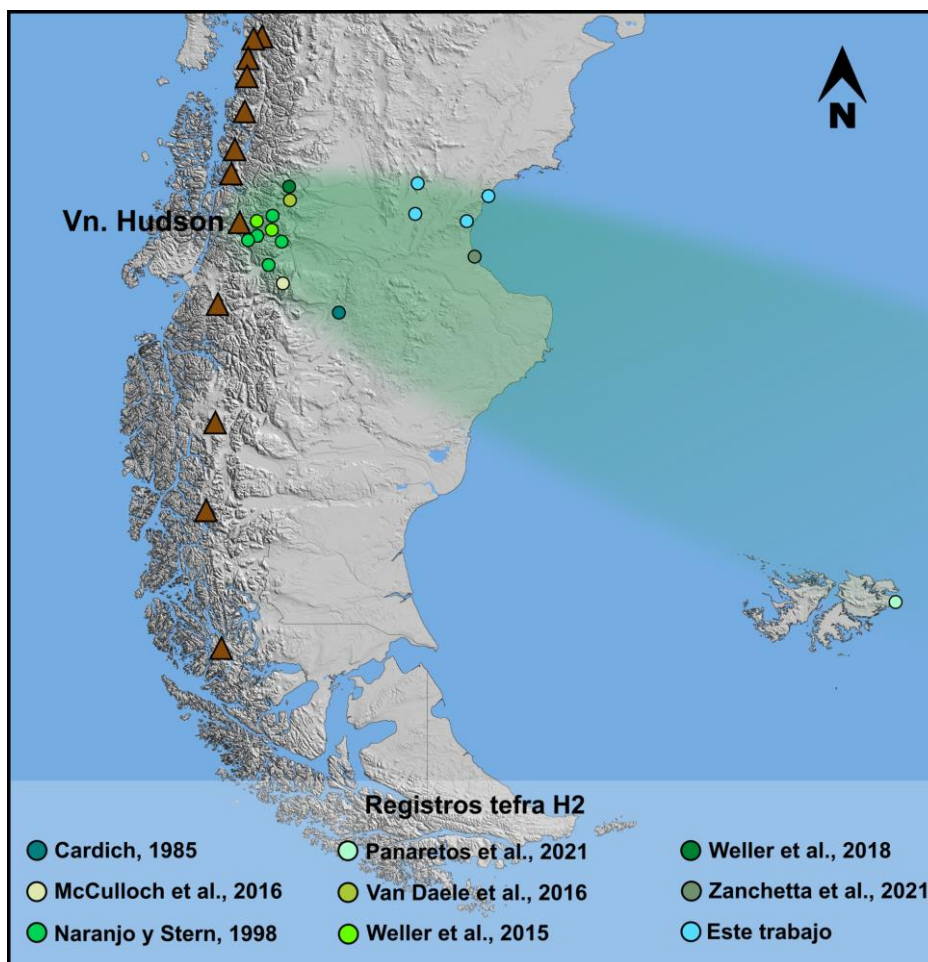


Figura 4.4. Reconstrucción de la distribución hacia el E-SE de la pluma eruptiva generada durante la erupción H2, según el presente estudio y los registros previos.

4.1.1.2. Composición geoquímica de la tefra H2

Naranjo y Stern (1998) describen una consistencia unimodal en la composición de las tefras de H2, al analizar muestras de roca total en diversos afloramientos ubicados entre 60 y 80 km al E del volcán Hudson, indicando una composición traquita/traquidacita (~62-65% de SiO₂). De la misma manera, McCulloch *et al.* (2016) señalan una composición traquita/traquidacita hasta riolítica (~66-70% de SiO₂) al analizar mediante EMPA la tefra H2 de un testigo en la Ea. La Frontera aproximadamente a 137 km al SE del volcán.

Van Daele *et al.* (2016) por su parte, identifican una significativa variabilidad composicional de las tefras de H2 al analizar fragmentos de vidrio volcánico mediante la técnica de EMPA, en el lago Castor. Según estos autores, los valores de SiO₂ oscilan entre el 53% y el 71% en peso, siendo similares a los valores identificados en la erupción H0

(Weller *et al.*, 2014). Por otra parte, los análisis determinados en fragmentos de vidrio volcánico de sitios distales realizados por Zanchetta *et al.* (2021) mediante SEM-EDS, Panaretos *et al.* (2021) mediante EMPA y los presentados en este trabajo utilizando ambas técnicas, son concordantes entre sí y siguen la tendencia descrita por Naranjo y Stern (1998), con composiciones que se concentran entre 68-72% de SiO₂ (Fig. 4.5). Es importante destacar que los depósitos cercanos al volcán tienden a mostrar una mayor variabilidad composicional en comparación con los depósitos distales (Smith *et al.*, 2005). Estos últimos suelen presentar un rango composicional más restringido, que podría generarse durante un episodio eruptivo concreto (Lowe y Alloway, 2015) o bien, estar influenciados por procesos de diferenciación o fraccionamiento eólico. En estos procesos, los cristales que son más densos, tienden a concentrarse en las zonas proximales, mientras que, a mayor distancia del volcán de origen, las muestras contienen menos minerales. En estos sectores más distales, predominan los fragmentos de menor densidad, correspondientes a las fracciones más finas y/o vesiculares, que a su vez se asocian a composiciones más silíceas (Fissher y Schmincke, 1984; Larsson, 1937).

Sobre esta base, se propone ajustar el campo composicional para el volcán Hudson, considerando que los identificados previamente (Killian *et al.*, 2003; Smith *et al.*, 2019; Stern *et al.*, 2016) no incluyen los nuevos datos obtenidos en sitios distales, que amplían el campo hacia composiciones más silíceas, y por otro, los registros recientes de H0 que modifican ligeramente el extremo más básico (Van Daele *et al.*, 2016; Zanchetta *et al.*, 2018, Fig. 4.5B).

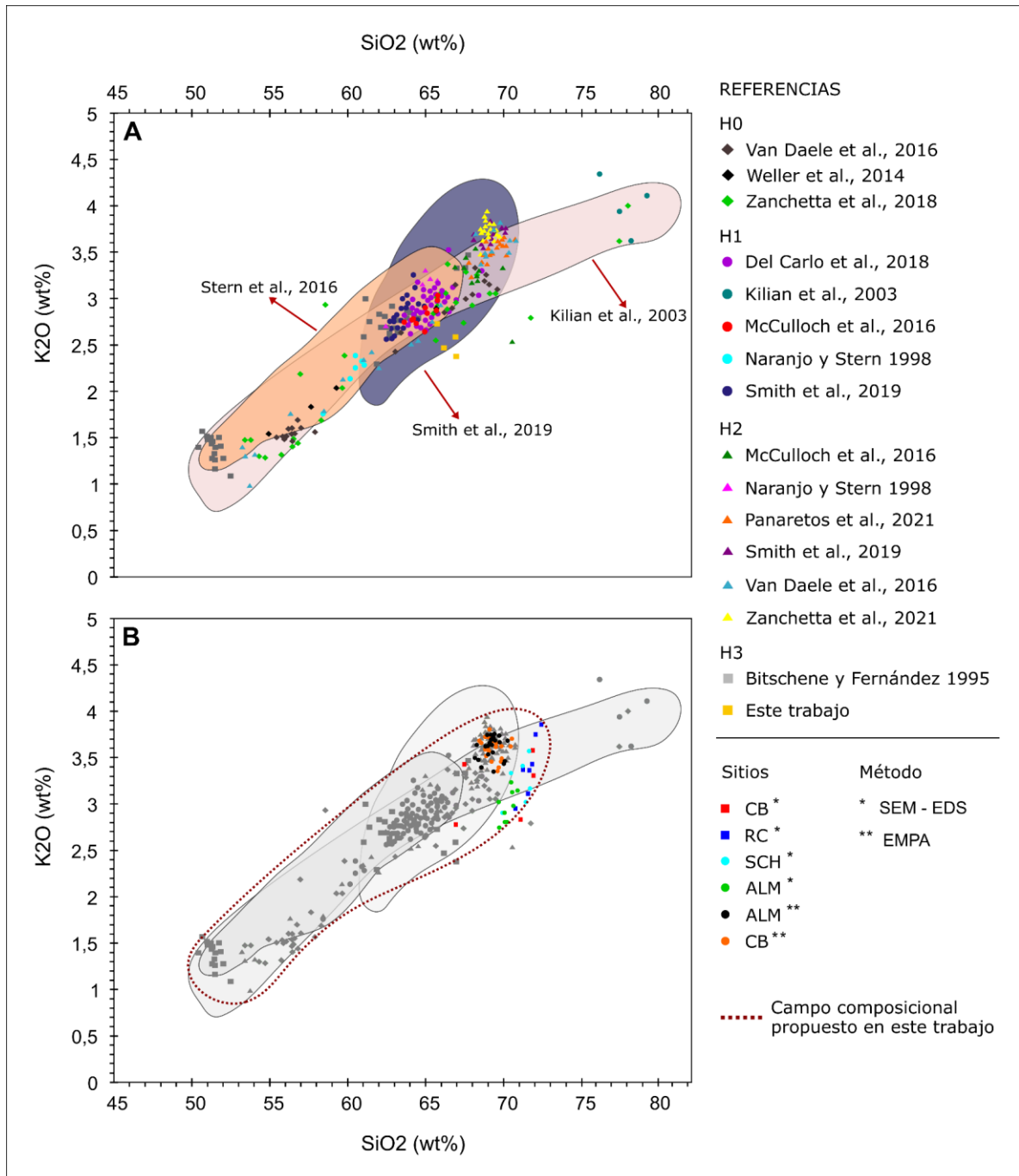


Figura 4.5. Diagramas K₂O vs SiO₂ que representan: A) Campos composicionales del volcán Hudson propuestos por Killian *et al.* (2003) y Stern *et al.* (2016). Los puntos graficados corresponden a registros de las cuatro erupciones más significativas de Hudson (H0, H1, H2, H3). B) Campo composicional propuesto en este trabajo a partir de los nuevos registros representados en A y los datos medidos en la tefra NT1. Observar la concordancia entre NT1 y los registros de H2.

A pesar de las similitudes geoquímicas mencionadas entre la tefra NT1 con la fase inicial de la tefra Lepué del volcán Michinmahuida, ocurrida hace aproximadamente 10 ka AP y la fase inicial Mm-1p de la erupción MEL1/Mm-1 (Tefra La Junta), ocurrida hace aproximadamente 2,6 ka AP, al comparar el contenido de otros óxidos, pueden observarse diferencias composicionales (Fig. 4.2). Por otro lado, las edades propuestas para estas erupciones difieren miles de años con las obtenidas en huesos y carbones de origen arqueológico, registrados 40 cm por debajo de la capa de tefra NT1 en el sitio ALM, que le otorga una edad máxima entre 3547 y 3983 años cal AP (ver Tabla 3.1 y 4.2). Estas edades son coincidentes con las registradas por Moreno *et al.* (2016) en SCH, asociado a dos sitios arqueológicos denominados PS15 y PS20. Los autores detectaron dos fogones con huesos y lascas en la capa de arena ubicada por encima de la tefra en SCH y de este modo, obtuvieron una edad mínima para la tefra de 3050 ± 60 años AP (3052-3362 años cal AP) a partir de dataciones en carbones. Por otra parte, 2 km hacia el sur, los autores identificaron un fogón con material lítico y fragmentos de hueso, ubicados por debajo de la capa de tefra, donde las dataciones de carbones arrojaron una edad de 4520 ± 80 años AP (4867-5319 años cal AP). A partir de las edades registradas por Moreno *et al.* (2016) y las obtenidas en este trabajo, es posible acotar la edad de la tefra en el área de estudio aproximadamente entre 3052-3362 y 3547-3983 años cal AP. A su vez, las edades coinciden con las establecidas por Zanchetta *et al.* (2021) para las tefras distales asociadas a la erupción H2 en Caleta Olivia (Tabla 4.2).

Por otra parte, tanto el registro en ALM durante este estudio y el realizado por Moreno *et al.* (2016), puede observarse una vinculación entre la erupción H2 y las ocupaciones humanas de la época. Previamente, la presencia de esta tefra había sido vinculada a sitios arqueológicos por Cardich (1985), quien describió en el sitio denominado “Cueva 3 de Los Toldos”, ubicado en la zona extraandina de Santa Cruz ($47^{\circ}21'60.00''S$;

70°38'28.42"O), una capa de ceniza volcánica pura y limpia, de color gris claro, friable, contactos netos y un espesor aproximado de 25 cm. En el techo de la capa ubicada inmediatamente debajo de la ceniza volcánica, extrajeron una muestra para fechar por radiocarbono, cuyo resultado arrojó una edad de 5431-5729 años cal AP (Tabla 4.2) y la asocia a la erupción H2 del volcán Hudson. Esta capa de tefra fue previamente observada en otros sectores del mismo sitio arqueológico (Cardich *et al.*, 1973), descrita y datada por Auer (1974) en 4821-6214 años cal AP (Tabla 4.2). El autor asocia la presencia de la ceniza volcánica a la finalización de la ocupación humana denominada “Casapedrense” en la Cueva 3 de los Toldos.

4.1.2. Asociación de la tefra NPV con los volcanes de la región

Las capas de tefra identificadas en el sitio Puerto Visser se componen de vitroclastos con morfologías consistentes con las propuestas por Heiken (1972) y Scasso y Limarino (1997) para magmas altamente viscosos, típicamente riolíticos a riodacíticos, con tamaños granulométricos de hasta 250 μm (ceniza media), predominando una granulometría menor a 63 μm (ceniza extremadamente fina). Los análisis puntuales de elementos mayoritarios en la tefra NPV indican un vidrio rico en SiO_2 , cuyos valores superan el 72%, mientras que los contenidos de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ varían entre 3,03 y 6,41%, quedando graficados en el diagrama TAS dentro del campo riolítico (ver Fig. 3.64). Las coloraciones y morfologías de vitroclastos observadas en esta tefra son similares a las descritas en la tefra NT1. Sin embargo, los contrastantes resultados del análisis geoquímico de elementos mayoritarios sumado a su granulometría considerablemente menor con respecto al sitio RC, ubicado a menos de 3 km, indican un evento volcánico de origen distinto a NT1.

En los diagramas K_2O vs SiO_2 de la figura 4.6, se observa que los resultados geoquímicos de esta tefra se encuentran dentro del campo composicional del volcán Chaitén. Los

registros de la historia eruptiva de este volcán, ubicado a 525 km al NE del sitio de estudio (42°50'9.50"S; 72°39'25.13"O), indican tefras asociadas a tres erupciones muy explosivas, ocurridas durante el Holoceno (CHA1/Chana, Puma Verde, CHA 2/Pumallín) y un evento histórico en el año 2008 (Alloway *et al.*, 2017 (b); Moreno *et al.*, 2015; Naranjo y Stern 2004; Watt *et al.*, 2009; 2013a (Ver Tabla 1.1).

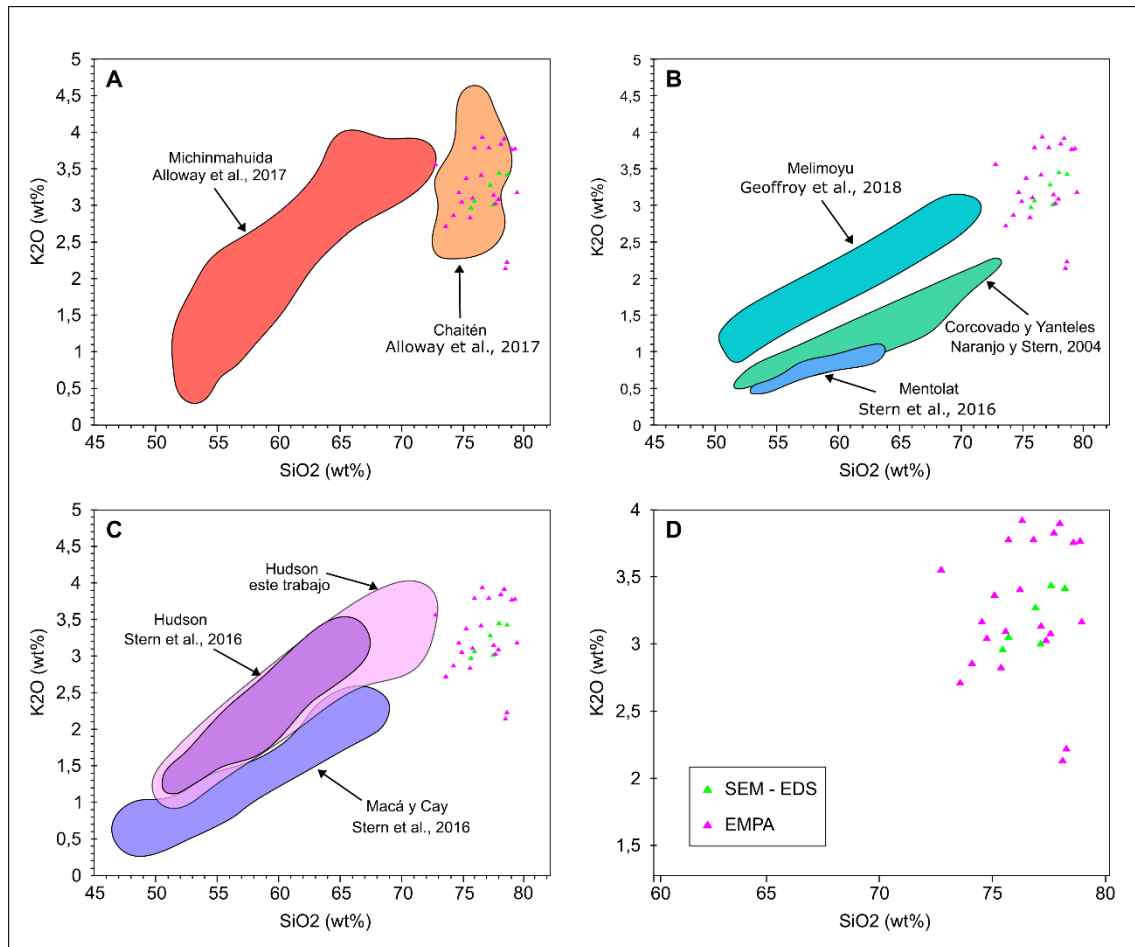


Figura 4.6. A - C) Diagramas K₂O vs SiO₂ para los volcanes de interés ubicados al sur de la ZVS, determinados a partir de registros publicados por diversos autores. La nube de puntos corresponde a los datos obtenidos en los análisis geoquímicos de vitroclastos de la tefra Puerto Visser, observados con mayor detalle en la figura D.

Es importante destacar que los niveles de tefra en el perfil P2 de Puerto Visser, están ubicados estratigráficamente por debajo de los depósitos de playa asociados al máximo alcance de la transgresión marina del Holoceno, ocurrido hace aproximadamente 6,6 ka AP (Codignotto *et al.* 1990; Codignotto 1997; Isla y Bujalesky, 2008; Schellmann y Ratke, 2010), lo cual permite establecer una edad mínima para la tefra. Así mismo, la

base del perfil fue datada en 11629-11943 años cal. AP, lo que permite establecer una edad máxima (ver capítulo 3.1.4.4. Preservación de tefras en PV).

El volcán Chaitén tiene registros de dos erupciones explosivas postglaciales, con edades más antiguas que 6,6 ka AP y más modernas que 11,7 ka AP. Por un lado, la tefra denominada CHA1 o Chana (Alloway *et al.*, 2017b), fue originada por una erupción ocurrida entre 9,3 a 9,8 ka AP (Amigo *et al.*, 2013; Fontjin *et al.*, 2016; Moreno *et al.*, 2015; Naranjo y Stern, 2004; Watt *et al.*, 2011), con una dispersión registrada hacia el NNE (Fig. 4.7A). En zonas proximales al volcán, esta tefra presenta espesores potentes entre 70 cm (sitio “Mallines section” a 26 km, N104°E, Amigo *et al.*, 2013) y 180 cm (sitio “Paso Blanco section 4” a 16 km, N23°E). Los registros más distales corresponden a testigos de laguna Las Ranas y Lago Villarrica, ubicados a más de 400 km hacia el N del volcán (Fontjin *et al.*, 2016). Por otra parte, se registra una erupción ocurrida hace aproximadamente 7,1 ka AP, entre las erupciones CHA1 y CHA2, denominada Puma Verde por Alloway *et al.* (2017b), la cual carece de información detallada en cuanto al volumen de tefra emitido y el IEV. No obstante, se dispone de registros significativos, distribuidos principalmente hacia el E-SE (Fig. 4.7B). Entre estos, destaca el lago Teo, ubicado a 7 km al SE del volcán, con casi 50 cm de espesor de tefra (Moreno *et al.*, 2015). El registro más distal se encuentra en el lago Espejo, Futaleufú (Alloway *et al.*, 2017b), ubicado a 75 km del volcán, en dirección N122°E, con 1 cm de espesor. Por su parte, Iglesias *et al.* (2011) identificaron una capa de tefra denominada CT-2, en un testigo lacustre en laguna El Cóndor, a una distancia de 125 km al NE del volcán. La capa muestra un espesor de 17 cm y fue atribuida a la erupción CHA1. No obstante, las dataciones realizadas indican una edad entre 6818 ± 64 y 8601 ± 55 años AP. Además, este hallazgo precede a la disponibilidad de los datos relacionados con la tefra Puma

Verde, proporcionados posteriormente por Alloway *et al.* (2017b). Por lo tanto, existe la posibilidad de que CT-2 se correlacione con Puma Verde, en lugar de la erupción CHA1.

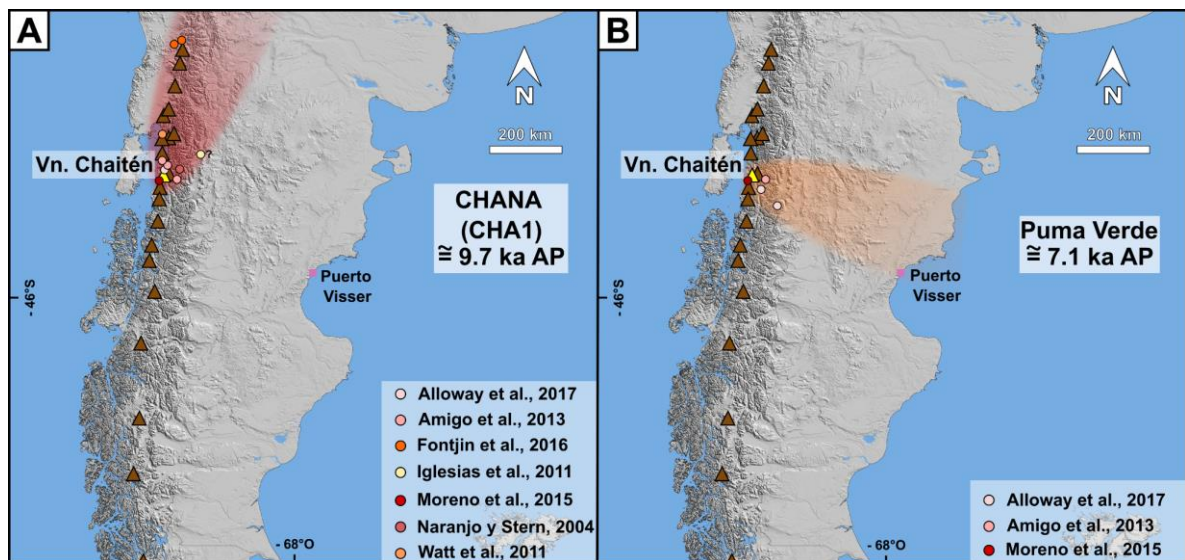


Figura 4.7. Registros de tefra y dirección de dispersión para las erupciones del volcán Chaitén. A) CHA1 o Chana. B) Puma verde (entre CHA1 y CHA2).

Los productos piroclásticos de las distintas erupciones del volcán Chaitén, indican composiciones riolíticas en todos los casos, cuyos análisis en roca total resultan prácticamente indistinguibles. Sin embargo, se observan variaciones discretas en algunos elementos mayoritarios y traza en los análisis del vidrio volcánico. En el estudio realizado por Alloway *et al.* (2017), se identifican tres tipos de magmas asociados al volcán Chaitén durante los últimos 18 ka AP, a partir de las relaciones de elementos traza Zr/Nd y Zr/Th. El primer tipo corresponde a las tefras más antiguas incluyendo a CHA1/Chana y Puma Verde de 9,7 y 7,1 ka AP respectivamente, con valores de $Zr/Nd \leq 5,4$ y $Zr/Th \leq 6,5$. El segundo tipo abarca las tefras más recientes, incluida la erupción de 2008, caracterizadas por $Zr/Nd \geq 5,4$ y $Zr/Th \geq 6,5$. El tercer tipo, de naturaleza intermedia, engloba al evento volcánico CHA2/Pumallín, con una edad aproximada de 5 ka AP. Por otro lado, según los hallazgos de Amigo *et al.* (2013), la tefra datada en 7,6 ka AP exhibe mayores contenidos de SiO_2 y menores de MgO y CaO en comparación a las erupciones CHA1 y CHA2. Por su parte, los análisis de elementos mayoritarios en la tefra NPV no reflejan estas variaciones discretas (Fig. 4.8). Esto podría atribuirse a limitaciones inherentes a las

técnicas analíticas y metodológicas utilizadas. Además, la influencia de procesos post-depositacionales, como la alteración del vidrio volcánico producto de la interacción con fluidos en el ambiente de preservación (ver capítulo 3.2.2. “Caracterización petrográfica y morfológica de vitroclastos - Tefra NPV”), podrían haber enmascarado los resultados.

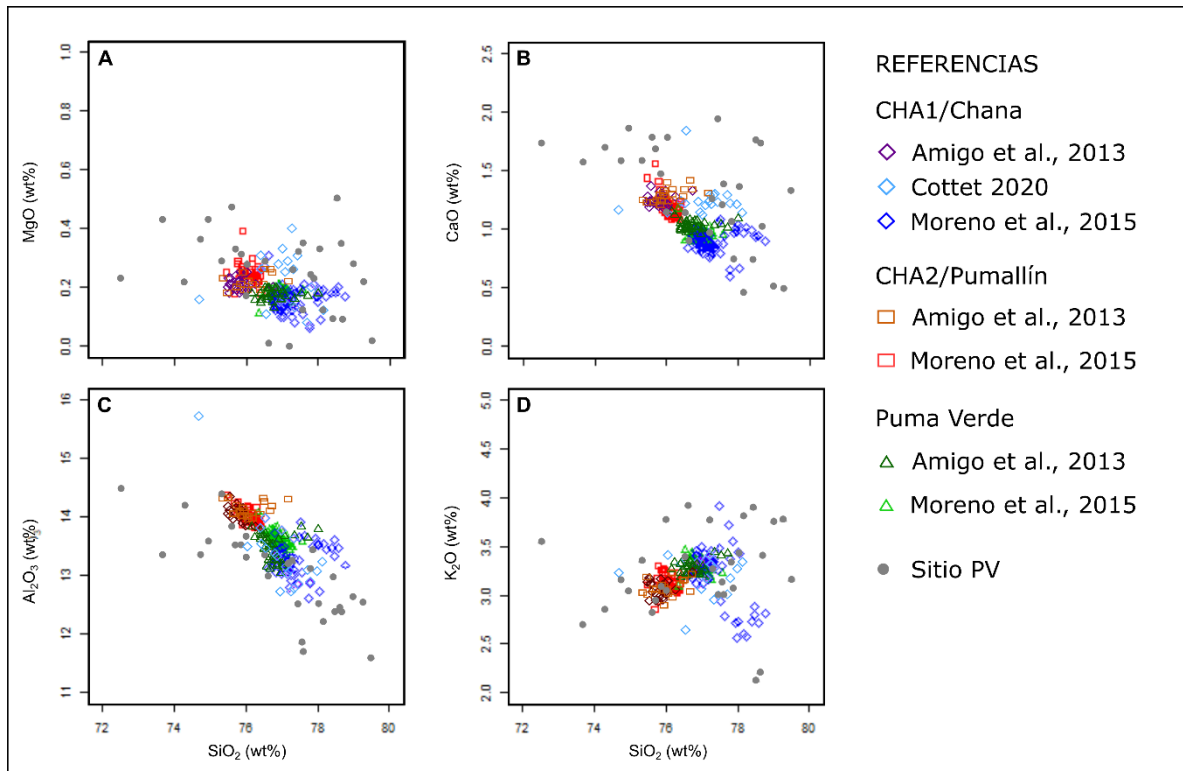


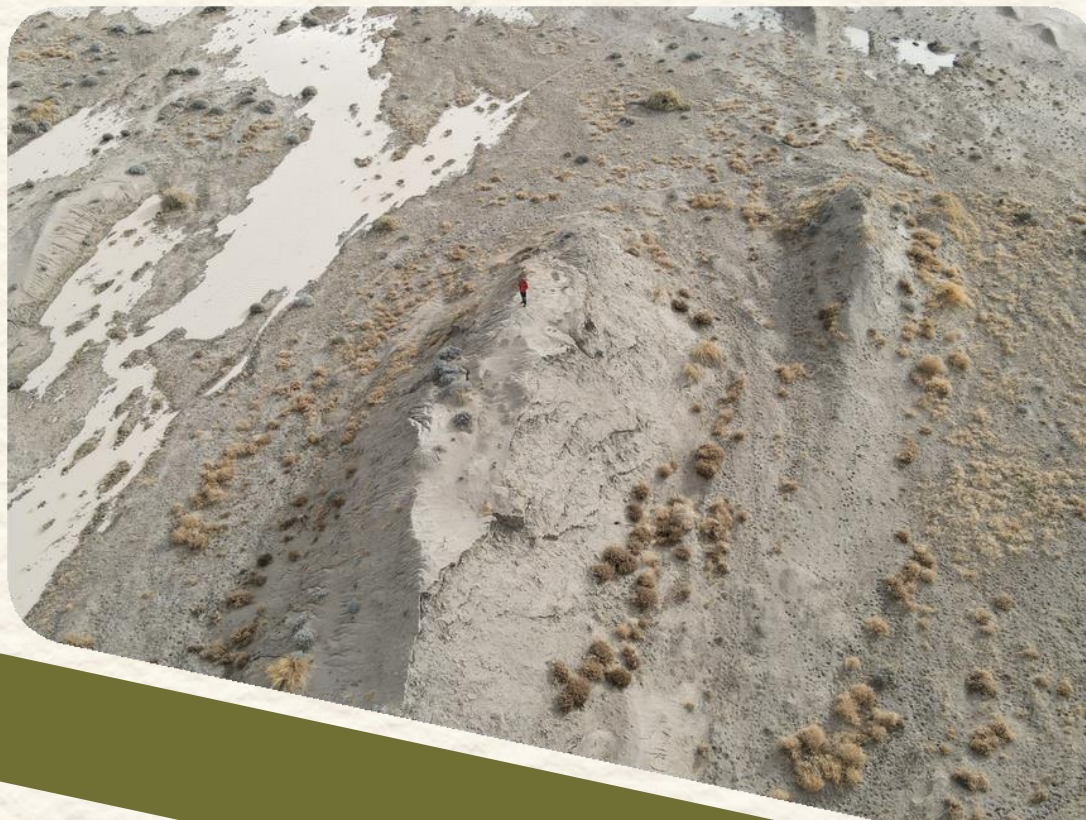
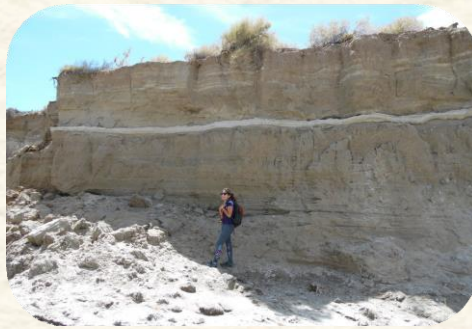
Figura 4.8. Diagramas Harkers que ilustran la comparación geoquímica de algunos óxidos mayoritarios de las erupciones CHA1/Chana, Puma Verde, CHA 2/Pumallín.



CAPÍTULO 4

Discusión

4.2. Ambientes sedimentarios preferenciales para la preservación de tefras en Patagonia extraandina



4.2. Ambientes sedimentarios preferenciales para la preservación de tefras en Patagonia extraandina

La complejidad que representa identificar eventos volcánicos y correlacionar sitios de estudio distales, mencionados en la sección 4.1., se acentúa por la influencia de procesos de removilización y redepositación de las tefras a través del aire o agua en un entorno árido a semiárido. La Patagonia extraandina se caracteriza por bajas precipitaciones y vientos del oeste de gran intensidad que, en combinación con la importante removilización eólica e hídrica, determinan un bajo potencial de preservación para las tefras en la región, donde se registran solo las correspondientes a los eventos volcánicos explosivos más importantes (Gili *et al.*, 2005; Markgraf *et al.*, 2007; Ribolini *et al.*, 2014; Rodríguez *et al.*, 2018; Zancheta *et al.*, 2021; Rodríguez *et al.*, 2025). Así mismo, la rotación de la dirección de los vientos, lluvias, tormentas y actividad eruptiva pulsatoria inciden en gran medida en los procesos y modelos de sedimentación de la tefra, así como en los espesores máximos secundarios de los niveles distales, la variación del número de capas individuales de ceniza y el retrabajo (Nilni y Bitschene, 1995).

Los grandes volúmenes de productos piroclásticos asociados a erupciones volcánicas explosivas de gran escala, se distribuyen inmediatamente después de la erupción, mediante diversos procesos de removilización (Kataoka y Nakajo, 2002). Una correlación eficaz en sitios distales, requiere discriminar entre las tefras primarias, depositadas directamente de las plumas volcánicas y las tefras que han sido removilizadas desde su depositación inicial (Swindles *et al.*, 2013). Los depósitos de tefras de caída directa, se caracterizan por una disposición mantiforme, con espesores regulares, incluso en pendientes pronunciadas de hasta 25-30° (Wentworth, 1938). La removilización por su parte, puede asociarse a procesos de pequeña escala como bioturbación, formación de suelo, o crioturbación en paisajes congelados (Lowe y Alloway, 2014) o bien, puede

iniciarse por procesos fluviales, eólicos y gravitacionales a mayor escala (Buckland *et al.*, 2020). Asimismo, estos procesos pueden involucrar grandes volúmenes de tefra tras una erupción importante, extendiéndose durante décadas, como se ha observado en la erupción histórica del Pinatubo de 1991 (Torres *et al.*, 2004), o incluso miles de años, como en el caso de la tefra de Mazama en Estados Unidos, donde se han registrado removilizaciones 7000 años después de su erupción (Buckland *et al.*, 2020). En circunstancias como la de este último caso, las capas de tefra forman superficies diacrónicas en lugar de isócronas, por ende, su utilidad como marcador cronoestratigráfico se ve comprometida (Lowe y Alloway, 2014). En el contexto de los Andes Patagónicos, por su parte, se ha observado removilización hídrica y eólica de la ceniza volcánica generada en erupciones históricas, como por ejemplo, el volcán Puyehue-Cordón Caulle en 2011-2012, meses e incluso décadas después de la erupción (Panebianco *et al.*, 2017; Forte *et al.*, 2018; Beigt *et al.*, 2023; Salgado *et al.*, 2023). Asimismo, la ceniza volcánica de la erupción del Hudson en 1991, fue removilizada por el viento durante años, causando efectos en los ecosistemas locales y generando impactos en la infraestructura y la actividad productiva de la región (Wilson *et al.*, 2011).

Al ser posible el retrabajo de las capas de tefras, es importante considerar el contenido piroclástico de unidades formacionales más antiguas en la zona de estudio. El grupo Chubut, está constituido por un lado, por sedimentitas con un alto contenido de material piroclástico en la mayoría de sus unidades. Sin embargo, en el área de interés afloran únicamente la Fm. Bajo Barreal al O-SO del sitio SCH y la Fm. Lago Colhué Huapi en zonas aledañas al sitio CB, cuyo contenido piroclástico es escaso (ver capítulo 1.3.3. Unidades geológicas expuestas en el área de estudio). Por otro lado, a diferencia de las capas de tefras halladas en este estudio, el material piroclástico del Grupo Chubut se

encuentra consolidado, con menor grado de preservación de los fragmentos de vitroclastos y mayor alteración (Olazábal *et al.*, 2025).

Al sureste de la provincia de Chubut, correspondiente al área de este estudio, también se reconocen las sedimentitas del Grupo Sarmiento de edad eocena-oligocena, compuestas principalmente por tobas de tonalidades blancas y grises, con una amplia distribución regional y diferentes grados de consolidación. No obstante, en ninguno de los sitios de estudio se reconoce a esta unidad aguas arriba y/o en sus proximidades. El afloramiento más cercano se encuentra aproximadamente a 3 km al NO del sitio PV, asociado a cauces que drenan hacia el E, fuera de la cuenca hidrográfica activa durante el Holoceno, por lo que se descarta un posible retransporte de esta toba hacia el sitio. Cabe destacar que, a pesar de ser considerado un depósito homogéneo debido a su considerable espesor, el Grupo Sarmiento presenta una diversidad de materiales heterogéneos, con alto contenido fosilífero, además de una variabilidad composicional y consolidación de los depósitos, considerada incluso, como de composición dacítica (Pascual y Odremann, 1971; Sciutto *et al.*, 2000). Esto se debe a que representa un extenso período de millones de años, con continuos y prolongados aportes de materiales piroclásticos, intercalados con sedimentación loésica y fluvial (Feruglio, 1949; Foix *et al.*, 2021, entre otros).

Por otra parte, en sitios donde la removilización es localizada o casi contemporánea con el evento depositacional primario, como se interpreta en los sitios analizados en este estudio, las capas de tefra pueden constituir valiosos marcadores estratigráficos de edad equivalente para correlacionar secuencias paleoambientales y aportan información sobre la naturaleza espacio-temporal de la caída de cenizas volcánicas en el pasado (Swindles *et al.*, 2013). Así mismo, los depósitos removilizados pueden conservar importantes propiedades físicas, como el tamaño de grano (Buckland *et al.*, 2020), que proporciona información relevante sobre el volumen de material emitido durante la erupción,

condiciones del viento, localización del foco eruptivo (Villarosa, 2008), así como para restringir mejor la extensión del depósito y realizar correlaciones locales.

Los registros tefrocronológicos de mayor continuidad y resolución, se encuentran predominantemente en testigos de hielo glacial y en sedimentos lacustres y marinos donde, además, puede preservarse una estratigrafía completa de eventos volcánicos de escala regional (Villarosa *et al.*, 2002). Sin embargo, la posibilidad de análisis en este tipo de depósitos en el área de estudio es nula o muy limitada, por lo que, los ambientes de depositación y preservación fueron determinados a partir del exhaustivo análisis geomorfológico y estratigráfico de afloramientos con tefra en cada uno de los sitios.

4.2.1. Preservación de tefras en ambientes sedimentarios fluviales

En Arroyo La Mata (ALM) y Cañadón de los Boers (CB), las capas de la tefra NT1 se preservan entre sedimentos que conforman terrazas fluviales holocenas, en sectores medios a bajos de cuencas con drenajes efímeros.

La descarga repentina en estas cuencas conduce a la depositación preferencial de capas de arena con laminación horizontal (Sh) y arenas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (Sl) en alto régimen de flujo, indicando la ocurrencia común de flujos someros, de alta energía y poco canalizados (Fig. 4.9A). Los sedimentos más finos son escasos y generalmente se observan laminados (litofacies Fm), asociados a carga en suspensión depositada por decantación al desactivarse el drenaje de carácter efímero. Las grietas de desecación y presencia de evaporitas indican que la desactivación y encharcamiento es seguida por periodos de exposición subaérea. Al cesar las precipitaciones, el drenaje pierde caudal y el agua permanece encharcada y expuesta a la evaporación. La presencia de paleosuelos (litofacies P) con estructuras columnares, sugiere prolongadas fases de estabilización y exposición subaérea. Además, la depositación de sedimentos eólicos (Shm) también evidencia exposición subaérea y retransporte de los sedimentos durante

los períodos de desactivación del sistema fluvial, reconocida por Paredes *et al.* (2020) en los depósitos fluviales actuales de la zona de estudio y por Tripaldi y Limarino (2008) en valles fluviales intermontanos de la provincia de La Rioja, asociados a condiciones climáticas semiáridas.

La distribución de la tefra y su laminación horizontal, al igual que los sectores donde se mezcla con sedimentos arenosos, sugiere una redepositación subáerea en condiciones de baja energía (Fig. 4.9B y C). En ambos sitios, los vitroclastos se encuentran bien preservados y presentan bordes angulosos que se asocian a procesos de removilización localizada, de corta distancia, posiblemente retransportados inmediatamente después de la erupción (Spalletti y Mazzoni, 1977; Zanchetta *et al.*, 2021). En consecuencia, la depositación de lentes de tefra en un contexto sedimentario fluvial predominantemente arenoso, sugiere una disminución de la energía e incluso la desactivación temporal del sistema fluvial de comportamiento efímero, con encharcamientos del agua remanente conteniendo tefra en suspensión.

Los estratos gravosos con preservación de clastos imbricados (Gcm), cubiertos por ondulitas escalonadas (Scr), representan el relleno del canal principal de baja profundidad. Mientras que, las litofacies de arena maciza (Sm) se asocian con la deposición de flujos hiperconcentrados, los cuales se caracterizan por tener una alta concentración de sedimentos en suspensión y un proceso de depositación rápido (Svendsen *et al.*, 2003). La alternancia entre las diferentes litofacies, así como las numerosas superficies de corte y relleno, sugieren variaciones en el régimen del flujo y en la energía de los sistemas fluviales efímeros que caracterizan al drenaje de las cuencas de la región.

Las sucesiones sedimentarias epiclásticas observadas en los perfiles, son similares a las descritas por Miall (1996) para los depósitos de flujos en manto efímeros repentinos

(*flashy ephemeral sheetflood*). De igual manera, sucesiones análogas han sido reconocidas y descritas como depósitos de flujos no confinados o flujos en manto (*sheetflood*) en cuencas de drenaje de la zona extraandina de Patagonia, producidos durante eventos actuales de inundaciones repentinas (*flashfloods*) por precipitaciones extremas (Paredes *et al.*, 2020 y 2021). Las similitudes observadas entre los perfiles de ALM y CB con los descritos por Paredes *et al.* (2020; 2021), Miall (1996), Reid *et al.* (1994; 1998) y Tripaldi y Limarino (2008) en otros contextos áridos y semiáridos, permiten interpretar que las capas de tefra en ambos sitios están asociadas ambientalmente con inundaciones repentinas de flujos en manto de corta duración.

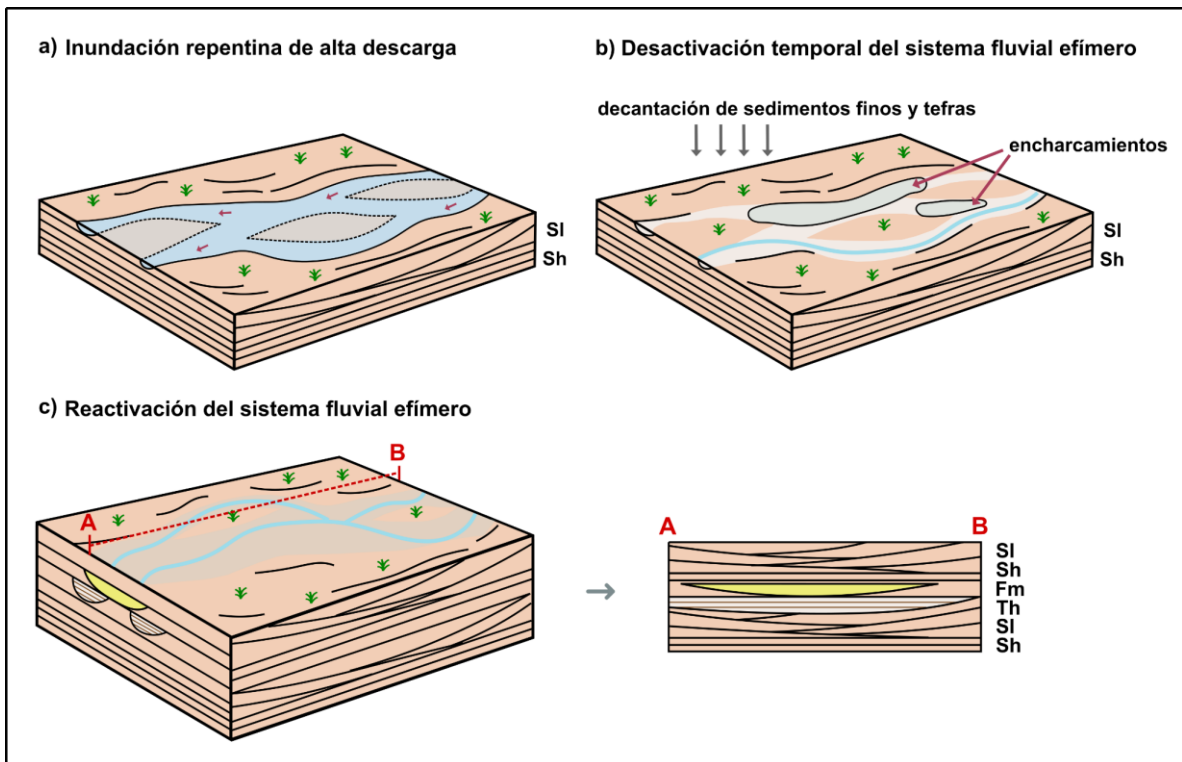


Figura 4.9. Esquema evolutivo y tridimensional de litofacias de los sitios ALM y CB asociadas a los depósitos de a) inundaciones repentinas en momento de alta descarga de sistemas fluviales efímeros, b) decantación de sedimentos finos y tefras durante su desactivación, c) reactivación.

Numerosas investigaciones han registrado la preservación de tefras en sitios distales, asociada a la removilización en sistemas fluviales. En este contexto, se destaca Kataoka (2005), quien describe la tefra Mushono del Plioceno en el centro de Japón, ubicada a más de 150 km de la posible fuente eruptiva. El estrato de tefra se observa macizo o

finamente laminado, con granulometría fina y bien seleccionada, probablemente como el resultado de procesos de transporte en suspensión en canales fluviales de baja sinuosidad. Kataoka y Nakajo (2002) por su parte, analizan las litofacies de los depósitos volcanoclásticos resedimentados en cuencas fluviales distales, a más de 100 km de la fuente, correspondientes a la tefra de Ebisutoge-Fukuda depositadas inmediatamente después de una serie de erupciones durante el límite Plio-Pleistoceno, en Japón central. Algunas de las litofacies descritas, están asociadas a flujos de inundación en las planicies aluviales, influenciadas por el aporte de una alta carga de sedimentos piroclásticos en la cuenca. A su vez, Kataoka *et al.* (2009) y Smith (1987) indican que la llegada repentina de grandes volúmenes de sedimentos volcanoclásticos movilizados durante y después de las erupciones producen cambios en la morfología fluvial, a partir de la reducción de infiltración y una topografía suavizada, favoreciendo el desarrollo de flujos no confinados.

4.2.2. Preservación de tefra en ambientes sedimentarios eólicos

A diferencia de los sitios de estudio ALM y CB, en los sitios SCH y RC, las capas de tefra presentan características de depositación primaria. En SCH, la tefra se preserva sobre un paleosuelo poco desarrollado (litofacies P) conformado por sedimentos arenosos (Sm), (Fig. 4.10A y B). La capa de tefra sigue la paleotopografía levemente ondulada del paleosuelo subyacente y muestra un contacto neto en la base, indicando una depositación primaria. Sin embargo, la presencia de tefra con laminación horizontal en sectores circundantes podría asociarse a depositación por decantación en encharcamientos lagunares menores de carácter efímero. La capa de tefra (litofacies Th) está cubierta por arenas bien seleccionadas de origen eólico (litofacies Shm). La distribución de estos depósitos eólicos estabilizados por la vegetación se corrobora mediante imágenes satelitales (Fig. 4.10C).

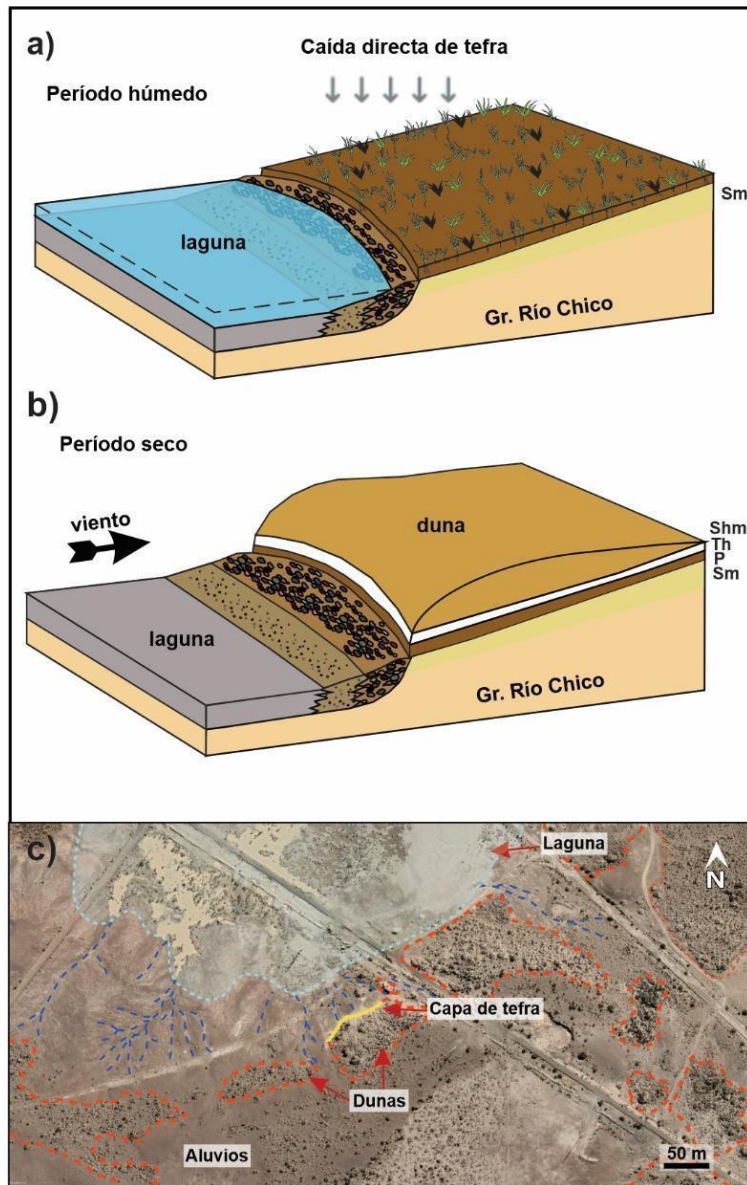


Figura 4.10. Esquema evolutivo y tridimensional de litofacies del sitio SCH asociado a la preservación de tefras a) sobre un paleosuelo y b) bajo sedimentos eólicos. c) Imagen satelital donde se observan las geoformas principales actualmente modificadas antrópicamente por caminos y canteras.

Existen registros de tefra con características depositacionales similares a las descritas en otros sectores de Patagonia. Por un lado, depósitos eólicos y paleosuelos ubicados a sotavento de lagunas someras de la estepa fueguina se depositaron durante el Holoceno, asociados a la alternancia paleoclimática de períodos áridos y húmedos, en los que se preserva un nivel de tefra de 4 cm asociado al volcán Burney (Coronato *et al.*, 2013). Por otra parte, Zanchetta *et al.* (2021) identifican una capa de tefra, a aproximadamente 130 km al SE del sitio SCH y 110 km al SSO de RC, adjudicada a la erupción H2 del volcán

Hudson. En este caso, la capa de tefra fue hallada sobre un paleosuelo poco desarrollado, lo que sugiere que la depositación y la preservación de la tefra se vio favorecida por la presencia de vegetación asociada a este nivel de suelo. Kovačić *et al.* (2018) identifican una capa de tefra en una sucesión vertical de depósitos del Pleistoceno en la isla oriental de Lopud, en el Adriático medio, semejante a la descrita al sitio SCH. Esta capa de tefra habría sido retransportada y depositada en un bajo topográfico sobre depósitos aluviales, cubierta posteriormente por depósitos eólicos. Los autores describen que los depósitos aluviales se asocian a una fase húmeda relativamente duradera, dando lugar a la formación de pequeñas lagunas y arroyos efímeros. Mientras que, el inicio de la depositación eólica suprayacente se produjo bajo la influencia del viento, durante periodos más áridos y ventosos.

En el caso del sitio RC, los sets con estratificación entrecruzada con direcciones opuestas y la presencia de rizoconcreciones (litofacies Slg) se asocian a dunas lineales o *seif* (Lancaster, 1995; Parsons y Abrahams, 2009), fijadas parcialmente por la vegetación. La laminación horizontal difusa de la tefra, indica decantación en un ambiente subácueo, mientras que, la homogeneidad de la tefra, el contacto neto en la base y la angularidad de los componentes vítreos de tipo pared de burbuja permiten interpretar una depositación primaria, directamente en un cuerpo de agua somero, generado por agua proveniente de precipitaciones en un subambiente de interduna húmeda (Fig. 4.11A y B). La mezcla con arena bien seleccionada identificada en delgadas láminas dentro la capa de tefra, se asocian a un retransporte local por escurrimiento superficial de las arenas eólicas circundantes. Un análogo actual al ambiente eólico descrito para el sitio RC, se reconoce al sureste del lago Colhué Huapi (Montes *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2025), donde se encuentran dunas longitudinales parcialmente fijadas por la vegetación, entre las cuales

se forman lagunas de hasta 50 m de longitud, alimentadas durante períodos de intensas lluvias (Fig. 4.11C).

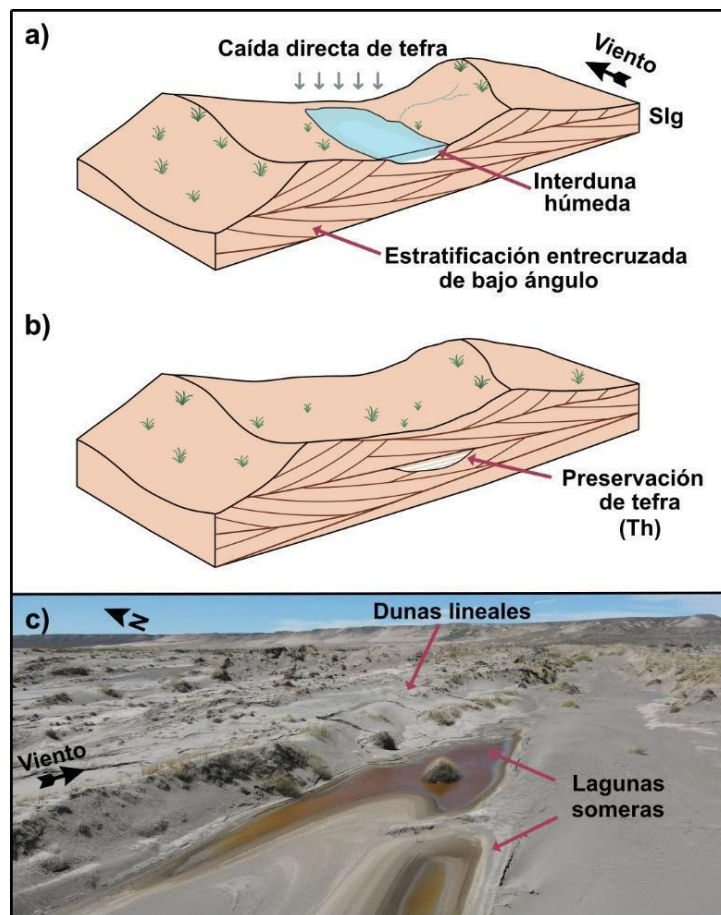


Figura 4.11. a y b) Esquema evolutivo y tridimensional de litofacies del sitio RC asociado a la preservación de tefras en subambiente de interdunas correspondiente a dunas lineales. c) Análogo actual al E del lago Colhué Huapi.

4.2.3. Preservación de tefras en ambientes sedimentarios litorales

En el caso del sitio Puerto Visser (PV), se observan varios niveles de tefra con características geoquímicas, petrográficas y morfológicas similares, que permiten inferir un mismo origen (tefra NPV en este trabajo). La fina laminación interna en las capas de tefra (Th), como así también, la predominancia de estratos de variado espesor de fangos y limos con laminación horizontal difusa (Fm), sugieren una depositación generada predominantemente por decantación en un ambiente lagunar de baja energía. De la misma manera, la alteración identificada en las paredes de los vitroclastos, se vincula al contacto con el agua en un medio de preservación acuoso (Heiken y Wohletz, 1985). Debe tenerse en cuenta que el grado de meteorización y alteración de la ceniza volcánica, depende de las condiciones ambientales, topográficas y biológicas, así como rasgos propios del vidrio, como son su morfología, composición y el tamaño de grano, sumado al tiempo de exposición (Flórez y Parra, 2009). Por su parte, Nilni y Bitschene (1995) indican que en las cenizas distales pueden observarse espesores máximos secundarios y variación en el número de capas para una misma tefra, debido en gran medida a la rotación en la dirección de los vientos, las lluvias, las tormentas y la actividad eruptiva pulsatoria, a lo cual se suma el retrabajo vinculado especialmente a sitios de zonas áridas y semiáridas donde predomina la erosión eólica e hídrica (Gutiérrez Elorza, 2008; Kataoka y Nakajo, 2002). En el área de estudio de Puerto Visser, se postula que la depositación inicial de la tefra estuvo asociada a una cuenca de drenaje correspondiente a los sistemas fluviales efímeros que caracterizan la región, entre el Pleistoceno tardío a Holoceno temprano (Fig. 4.12A). Para estas épocas, Guilderson *et al.* (2000) describen que el nivel del mar en la plataforma argentina, ascendió durante el Pleistoceno tardío, posteriormente al Último Máximo Glacial (UMG), generando una transgresión marina que alcanzaría su máximo nivel durante el Holoceno medio (Schellman y Radke, 2010).

El sistema fluvial de la cuenca de Puerto Visser ha experimentado múltiples reactivaciones a lo largo de miles de años, desencadenadas por eventos de precipitaciones extremas. Durante estos episodios, se removiliza el depósito primario de tefra, siendo retransportado aguas abajo de la cuenca, donde decanta de forma selectiva, junto a fangos y limos, en un cuerpo de agua situado en un entorno costero, protegido del oleaje (Fig.4.12B). En las fracciones específicas del perfil 2, caracterizadas por una mayor proporción en el contenido de arcilla (aproximadamente entre 1,5 y 2 m, ver perfil granulométrico de la figura 3.42), el cuerpo de agua podría haberse comportado como una albufera, debido a su proximidad con la línea de costa, en un contexto transgresivo, ya que la base del perfil tiene una edad de 11796 años cal AP (ver capítulo 3.1.4.4. Preservación de tefras en PV). Esto favoreció el ingreso de sedimentos mareales a la albufera que, finalmente, fue alcanzada y cubierta por los depósitos gravoarenosos de la barrera litoral durante la máxima transgresión marina del Holoceno. Luego, a partir del Holoceno medio, el carácter regresivo de la costa y el descenso del nivel del mar permitieron la preservación de los perfiles estudiados (Fig. 4.12C).

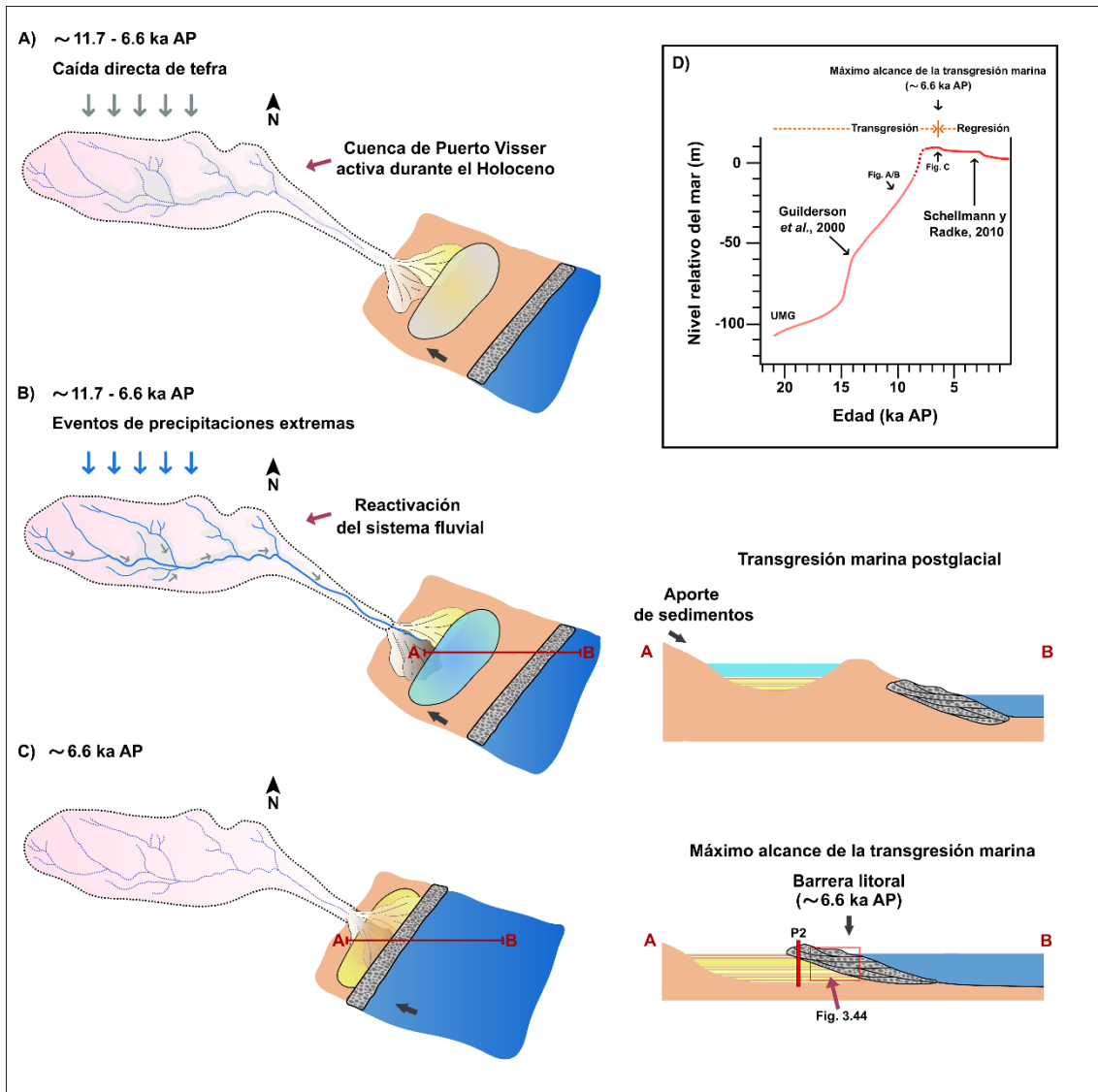


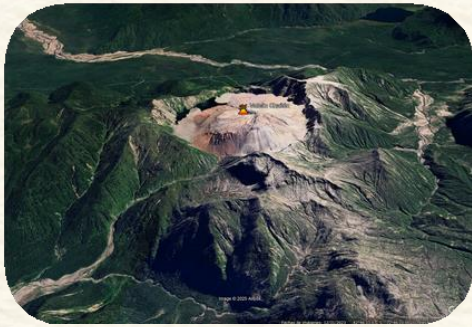
Figura 4.12. Interpretación de la deposición y preservación de la tefra NPV en Puerto Visser. A) Deposición primaria de la tefra en un sistema fluvial efímero entre el Plioceno tardío y el Holoceno temprano. B) Removilización y decantación de tefras y sedimentos finos en un cuerpo de agua costero durante reactivaciones fluviales. C) Sedimentos cubiertos por depósitos litorales durante la máxima transgresión marina del Holoceno. Se observa la zona donde se analizó el perfil P2 y la figura 3.44 descriptas en el capítulo 3.1.4.5. Ambiente de deposición de tefras en PV. D) Esquema del nivel del mar entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Modificado de Guilderson *et al.*, 2000 y Schellmann y Radke, 2010).

Patagonia extraandina cuenta con registros de tefras preservados en cuerpos de agua en entornos costeros ubicados al NE de Chubut. En el golfo San José, Weiler (2000) identificó un nivel de tefra blanquecina en Garganta del Delfín, depositado en el interior de una paleoalbufera, cuyo origen se asocia a la máxima transgresión marina del Holoceno (6600 AP; Fucks *et al.*, 2018; Schellmann y Radtke, 2010). Se obtuvo una datación por ^{14}C de 6090 ± 110 AP para conchilla *Tagelus* sp. en posición de vida, ubicada a 40 cm debajo de la tefra. Por su parte, Gómez Otero *et al.* (2017) identificaron una capa de tefra color blanquecina en una cubeta u hoyada de deflación asociada a restos arqueológicos en Bajada Colombo, a aproximadamente 45 km al SE de Garganta del Delfín. La base de esta cubeta está conformada por depósitos que corresponderían a una antigua albufera formada durante la transgresión marina holocena. Por encima de la tefra –a 50 y 100 cm- se hallaron restos humanos datados por ^{14}C en *ca.* 3000 AP. Posteriormente, las tefras de ambos sitios fueron asociadas a la erupción Cha2 del volcán Chaitén a partir de sus análisis geoquímicos y posición estratigráfica (Rodríguez *et al.*, 2022).



CAPÍTULO 5

Conclusiones



CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES

En el presente trabajo se identifican, caracterizan y correlacionan depósitos de tefras postglaciales en la Patagonia central extraandina, al sureste de la provincia de Chubut, ampliando el conocimiento sobre la presencia y dispersión de tefras distales provenientes de la Zona Volcánica Sur (ZVS).

Las emisiones piroclásticas, producto de la actividad explosiva postglacial de los volcanes de la ZVS, son dispersadas hacia el este influenciados por los *westerlies*. Su gran intensidad, permite generar depósitos distales de tefra en una amplia variedad de ambientes. Sin embargo, debido a las condiciones de aridez de la región y la intensidad de los *westerlies*, los registros tefrocronológicos preservados son escasos y pertenecen a los eventos más importantes. En este contexto, se estudiaron cinco sitios denominados: Arroyo La Mata (ALM), Cañadón de los Boers (CB), Sur de Colhué Huapi (SCH), Rocas Coloradas (RC) y Puerto Visser (PV), ubicados entre 300 y 525 km al este de los estratovolcanes de la ZVS. Las características petrográficas, morfológicas y geoquímicas, junto a las edades radiocarbónicas, indican que se trata de tefras asociadas a erupciones de los volcanes Hudson y Chaitén.

La determinación de los ambientes sedimentarios asociados a las tefras se sustenta en gran medida, por el vínculo estrecho que presentan los depósitos holocenos con las geoformas identificadas en su entorno. Las capas de tefra en los sitios ALM y CB, se preservan entre sedimentos que conforman terrazas fluviales holocenas, asociadas a sistemas fluviales de comportamiento efímero, que permanecen inactivos la mayor parte del año, mientras que, en las épocas de altas precipitaciones, transportan agua y sedimentos de manera torrencial. En ambos sitios, la erosión fluvial en los colectores principales de sectores medios a bajos en las cuencas, dio lugar a las escarpas de las terrazas, dejando expuestos los sedimentos que las conforman, entre los cuales se preserva

la capa de tefra. Los perfiles analizados muestran similitud en cuanto a las litofacies identificadas, constituidos principalmente por depósitos arenosos, con poca participación pelítica. Las características de las capas de tefra indican procesos de removilización y retransporte localizados posiblemente ocurridos inmediatamente después de la erupción y asociados ambientalmente con inundaciones repentinas de flujos en manto de corta duración.

En el sitio SCH, la tefra se preserva sobre un paleosuelo poco desarrollado conformado por sedimentos arenosos. La capa de tefra sigue la paleotopografía levemente ondulada del paleosuelo subyacente y muestra un contacto neto en la base, indicando una depositación primaria. Sin embargo, la presencia de tefra con laminación horizontal en sectores circundantes podría asociarse a depositación por decantación en encharcamientos lagunares menores de carácter efímero.

En el sitio RC, la capa de tefra se preserva entre depósitos arenosos de origen eólico, compatibles con las características de dunas lineales o *seif*. Se interpreta una depositación primaria de la tefra en un suelo incipiente, en el subambiente de interduna húmeda, donde dicha humedad permitió su preservación.

En los cuatro sitios de estudio ALM, CB, SCH y RC, se identifica la tefra NT1. Esta se compone de vitroclastos mayormente transparentes, sin alteraciones, con morfologías típicas de fases plinianas, derivadas de las rupturas de paredes de burbujas y en menor proporción, de fragmentos pumíceos. La caracterización geoquímica de elementos mayoritarios del vidrio volcánico muestra composiciones que se agrupan en el límite de los campos riolita-dacita-traquita/traquidacita en el diagrama TAS, siguiendo la línea evolutiva del campo composicional identificado para el volcán Hudson. Asimismo, dataciones radiocarbónicas en el sitio ALM señalan una edad máxima de 3547 y 3983 años cal AP y coinciden con las registradas por Moreno *et al.* (2016) en dos sitios

arqueológicos asociados a la capa de tefra hallada en SCH. A partir de las edades registradas por estos autores y las obtenidas en ALM, es posible acotar la edad de la tefra entre 3052-3362 y 3547-3983 años cal AP en el área de estudio. A su vez, estos valores son coherentes con los registrados para la erupción H2 del volcán Hudson. En este estudio se corrobora que la pluma eruptiva de H2 tuvo una amplia dispersión hacia el E-SE, abarcando desde la zona proximal en los Andes hasta las Islas Malvinas, incluyendo el área de estudio en Patagonia extrandina.

En el sitio PV se preserva la tefra NPV como finas capas y en menor medida, como pequeños lentes, con una coloración gris clara y baja consolidación. Se postula que la depositación inicial de la tefra estuvo asociada a un sistema fluvial efímero, con múltiples reactivaciones a lo largo de miles de años, desencadenadas por eventos de precipitaciones extremas capaces de removilizar el depósito primario de tefra aguas abajo de la cuenca, donde decanta de forma selectiva, junto a limos y limos arenosos en un cuerpo de agua situado en un entorno costero y protegido del oleaje. De la misma manera, la alteración identificada en las paredes de los vitroclastos, se vincula al contacto con el agua en un medio de preservación acuoso.

Las capas de tefra están ubicadas estratigráficamente por debajo de los depósitos de playa asociados al máximo alcance de la transgresión marina del Holoceno, de hace aproximadamente 6600 años AP, lo que permite establecer una edad mínima para la tefra. Igualmente, el estrato limo arenoso de la base del perfil fue datado en 11629-11943 años cal. AP, que permite establecer una edad máxima. Los análisis puntuales de elementos mayoritarios indican un vidrio rico en SiO₂, de composición riolítica, coincidente con el campo composicional establecido para el Volcán Chaitén, cuyos productos piroclásticos de las distintas erupciones, consisten siempre en composiciones riolíticas. Los registros indican dos erupciones explosivas entre 6,6 y 11.7 ka AP, por un lado, la tefra CHA1 o

Chana ocurrida entre 9,3 a 9,8 ka AP, con una dispersión registrada hacia el NNE con potentes espesores. Por otra parte, se registra una erupción ocurrida hace aproximadamente 7,1 ka AP, entre las erupciones CHA1 y CHA2, denominada Puma Verde, la cual carece de información detallada en cuanto al volumen de tefra emitido y el IEV. No obstante, se dispone de registros significativos que indican una dispersión hacia el E-SE. Sin embargo, al tratarse de depósitos retransportados en diferentes episodios, resulta complejo establecer con certeza el evento volcánico de origen.

Queda demostrado que a pesar de las condiciones de aridez que predominaron durante el Holoceno en la Patagonia extraandina y la falta de ambientes lacustres perennes que favorezcan la preservación de tefra, los ambientes depositacionales estudiados, conservan tefras primarias y removilizadas localmente, asociadas a erupciones de los volcanes Hudson y Chaitén. La tefra NT1, asociada a la erupción H2 del volcán Hudson, constituye un marcador cronoestratigráfico de referencia para la región, permitiendo dar contexto a estudios arqueológicos, paleoambientales y paleoclimáticos en la zona.

Los registros obtenidos tanto de la tefra NT1 como de la tefra NPV, refuerzan el valor de los depósitos distales en zonas áridas, aportando antecedentes relevantes para futuras investigaciones enfocadas al riesgo volcánico en zonas distales y constituye una herramienta clave para ajustar la estimación de la dinámica eruptiva, su frecuencia y los riesgos asociados.



Anexos



ANEXOS

Tabla 1. Geoquímica de elementos mayoritarios del vidrio volcánico de NT2 en los sitios de estudio

Sitio	Método	Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Nº
CB	SEM-EDS	CB O2 SCP1	71,83	0,79	15,59	2,27	0,55	1,54	3,86	3,58	6
		CB O2 SCP2	71,87	0,75	15,75	2,29	0,38	1,36	4,29	3,31	
		CB O3 SCP1	70,81	1,21	14,67	3,68	0,62	2,02	2,67	4,32	
		CB T1 SCP1	71,04	0,59	16,18	2,00	0,63	1,02	5,71	2,83	
		CB T3 SCP1	69,78	1,37	14,66	4,63	0,31	2,02	2,68	4,55	
		CB T3 SCP2	70,62	1,22	14,12	4,64	0,42	2,22	2,12	4,64	
		Promedio SD		70,99 0,79	0,99 0,32	15,16 0,79	3,25 1,22	0,49 0,13	1,70 0,46	3,56 1,33	
RC	SEM-EDS	RC O1 SCP1	71,51	0,57	15,96	2,14	0,40	1,11	5,20	3,11	7
		RC O1 SCP2	71,61	0,74	15,63	2,39	0,45	1,31	4,51	3,36	
		RC T1 SCP1	70,72	0,53	16,10	2,17	0,80	1,03	5,69	2,95	
		RC T1 SCP2	71,21	0,76	15,72	2,60	0,49	1,33	4,51	3,37	
		RC T2 SCP2	72,38	0,66	15,02	3,02	0,48	1,57	3,03	3,86	
		RC T3 SCP1	72,00	0,78	15,30	2,67	0,53	1,35	3,61	3,75	
		RC T3 SCP2	71,78	0,72	15,44	2,82	0,46	1,27	4,07	3,43	
Promedio SD		71,60 0,54	0,68 0,10	15,60 0,38	2,54 0,33	0,52 0,13	1,28 0,17	4,38 0,91	3,40 0,32		
SCH	SEM-EDS	SCH O1 SCP1	71,35	0,45	16,15	2,09	0,49	1,04	5,41	3,02	6
		SCH O1 SCP2	71,18	0,71	15,77	2,32	0,58	1,31	4,73	3,41	
		SCH O1 SCP3	71,64	0,73	15,72	2,32	0,47	1,21	4,74	3,17	
		SCH-A1 SCP2	71,58	0,65	15,98	2,32	0,58	1,44	3,79	3,57	
		SCH-B1 SCP1	69,88	0,37	16,58	1,97	0,92	1,06	6,25	2,91	
		SCH-B1 SCP2	70,41	0,62	16,21	2,25	0,67	1,21	5,12	3,34	
		Promedio SD		71,01 0,71	0,59 0,15	16,07 0,32	2,21 0,15	0,62 0,16	1,21 0,15	5,01 0,82	
ALM	SEM-EDS	ALM - A1 SPC1	69,68	0,42	16,63	1,88	0,84	1,10	6,64	2,75	10
		ALM - A1 SPC2	70,06	0,51	16,63	1,86	0,69	1,00	6,38	2,81	
		ALM - A2 SPC1	70,02	0,44	16,53	1,94	0,84	1,14	6,07	2,91	
		ALM - A2 SPC2	70,16	0,43	16,53	1,89	0,75	1,06	6,31	2,81	
		ALM - B1 SPC1	70,56	0,52	16,35	2,08	0,64	1,21	5,60	2,98	
		ALM - B1 SPC2	70,43	0,64	16,10	2,33	0,59	1,37	5,15	3,24	
		ALM - B2 SPC1	69,65	0,52	16,52	2,16	0,65	1,22	6,22	3,02	
		ALM - C1 SPC1	69,97	0,43	16,60	1,96	0,77	0,99	6,35	2,90	
		ALM - C2 SPC1	70,84	0,48	16,10	2,05	0,75	1,21	5,34	3,15	
		ALM - D2 SPC1	70,51	0,55	16,06	2,04	0,79	1,10	5,72	3,13	
Promedio SD		70,18 0,38	0,49 0,06	16,40 0,23	2,02 0,14	0,73 0,08	1,14 0,11	5,97 0,49	2,97 0,16		
ALM	EMPA	ALM 1-1	69,25	0,80	16,24	3,02	0,62	1,62	4,57	3,56	
		ALM 1-2	68,94	0,79	15,98	3,11	0,83	1,63	4,65	3,63	
		ALM 2-3	68,13	0,67	16,90	3,40	0,87	1,66	4,46	3,50	
		ALM 2-4	68,89	0,71	16,47	2,98	0,69	1,69	4,51	3,75	
		ALM 2-5	69,10	0,62	16,57	3,01	0,69	1,81	4,17	3,66	

		ALM 3-6	70,20	0,68	15,94	2,76	0,78	1,62	3,71	3,69	
		ALM 3-7	69,12	0,72	16,29	3,33	0,70	1,70	4,15	3,71	
		ALM 4-8	69,21	0,75	16,13	3,17	0,51	1,77	4,52	3,64	
		ALM 4-9	68,80	0,77	16,00	3,51	0,57	1,71	4,86	3,62	
		ALM 5-10	69,30	0,76	17,26	3,09	0,45	1,63	3,82	3,35	
		ALM 5-11	69,68	0,72	16,62	2,94	0,53	1,59	3,73	3,74	
		ALM 6-12	68,54	0,83	17,20	3,19	0,73	1,59	4,17	3,40	
		ALM 6-13	68,97	0,72	16,65	3,14	0,65	1,64	4,20	3,54	
		ALM 7-14	69,13	0,68	15,99	3,07	0,86	1,67	4,59	3,75	
		ALM 7-15	69,28	0,75	15,94	3,21	0,62	1,68	4,30	3,71	
		ALM 7-16	69,39	0,79	16,26	2,98	0,60	1,56	4,40	3,69	
		ALM 8-17	69,36	0,71	16,66	3,03	0,47	1,66	3,94	3,76	
		ALM 8-18	69,70	0,60	16,16	3,52	0,61	1,80	3,52	3,67	
		ALM 9-19	70,04	0,70	16,34	3,21	0,65	1,60	3,61	3,46	
		ALM 9-20	69,97	0,72	16,16	3,10	0,39	1,69	4,17	3,44	
		ALM 10-21	68,24	0,76	16,60	3,04	0,68	1,58	5,00	3,64	
		ALM 10-22	68,33	0,91	17,00	3,20	0,95	1,62	4,14	3,48	
		Promedio	69.16	0.73	16.43	3.14	0.66	1.66	4.24	3.61	22
		SD	0.56	0.07	0.40	0.18	0.14	0.07	0.40	0.12	
CB	EMPA	MCB 1-1	69,18	0,69	15,59	3,06	0,63	1,58	5,54	3,46	
		MCB 1-2	68,83	0,62	16,17	3,26	0,60	1,54	5,15	3,52	
		MCB 2-3	68,54	0,64	15,83	3,06	0,75	1,57	5,64	3,66	
		MCB 2-4	69,84	0,84	15,50	2,86	0,51	1,71	4,89	3,49	
		MCB 3-5	70,40	0,68	16,05	2,95	0,66	1,79	3,44	3,62	
		MCB 3-6	69,44	0,72	16,06	3,20	0,73	1,59	4,21	3,62	
		MCB 3-7	69,63	0,76	16,20	3,06	0,49	1,70	4,41	3,40	
		MCB 5-10	69,47	0,76	16,50	3,06	0,38	1,59	4,06	3,66	
		MCB 5-11	68,77	0,77	16,65	3,00	0,62	1,70	4,42	3,73	
		MCB 5-12	69,06	0,84	16,27	3,05	0,72	1,72	4,12	3,81	
		MCB 6-13	69,55	0,72	15,98	2,94	0,82	1,64	4,63	3,36	
		MCB 6-14	69,28	0,71	16,20	3,32	0,68	1,68	4,05	3,70	
		MCB 6-15	69,00	0,74	16,18	3,16	0,68	1,70	4,61	3,57	
		MCB 7-16	69,01	0,69	16,54	3,16	0,53	1,48	4,45	3,72	
		MCB7-17	70,48	0,53	15,80	2,69	0,69	1,46	4,29	3,71	
		MCB 8-18	69,81	0,66	16,11	2,98	0,75	1,72	3,91	3,63	
		MCB 8-19	69,77	0,84	16,67	3,33	0,47	1,60	3,32	3,46	
		MCB 9-20	68,96	0,85	15,45	2,95	0,68	1,67	5,36	3,61	
		MCB 9-21	69,22	0,71	15,94	3,06	0,55	1,62	4,84	3,69	
		MCB 10-22	68,44	0,81	16,01	2,81	0,70	1,78	5,37	3,68	
		MCB 10-23	68,78	0,65	15,99	3,38	0,64	1,70	4,78	3,59	
		Promedio	69.31	0.73	16.08	3.06	0.63	1.64	4.55	3.61	21
		SD	0.55	0.08	0.34	0.17	0.11	0.09	0.64	0.12	

Elementos mayoritarios expresados como óxidos con base anhidra (wt%), * FeO representa Fe total

Calibraciones

RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*

CALIB REV8.2

Copyright 1986-2020 M Stuiver and PJ Reimer

*To be used in conjunction with:

Stuiver, M., and Reimer, P.J., 1993, Radiocarbon, 35, 215-230.

Muestra: **ALM 1-1 C (Sitio Arroyo La Mata)**

Descripción: **carbón**

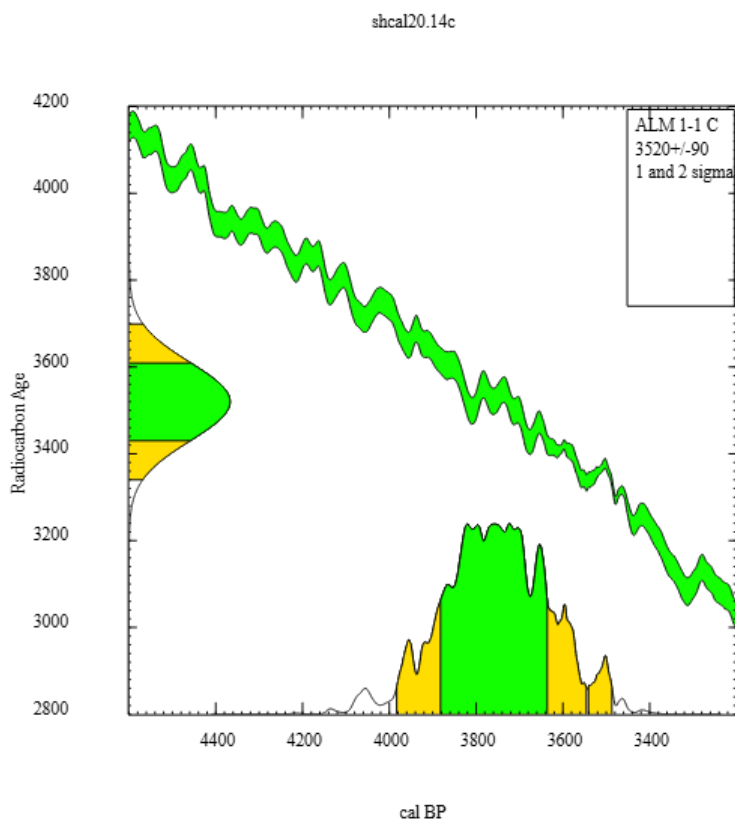
Radiocarbon Age BP 3520 +/- 90

Calibration data set: shcal20.14c

Hogg et al. 2020

% area enclosed	cal BP age ranges	relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BP 3636 - 3882	1.000
95.4 (2 sigma)	cal BP 3487 - 3542	0.038
	3547 - 3983	0.962

Median Probability: 3755



Muestra: **ALM 1-1 H (Sitio Arroyo La Mata)**

Descripción: **Hueso de fauna**

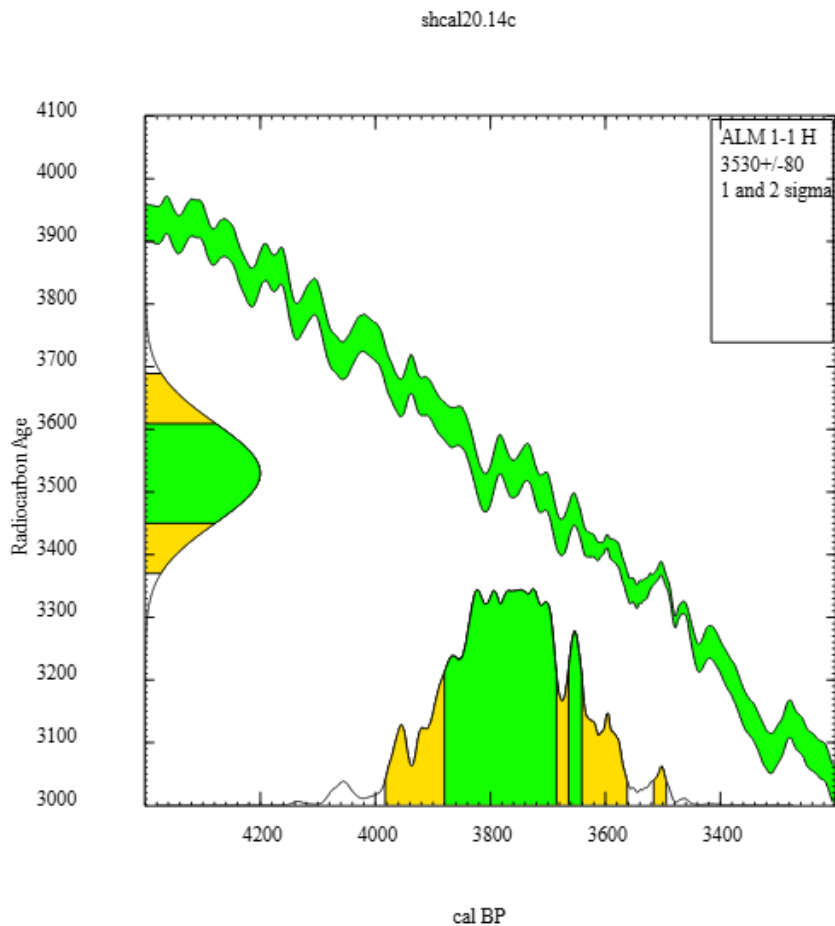
Radiocarbon Age BP 3530 +/- 80

Calibration data set: shcal20.14c

Hogg et al. 2020

% area enclosed	cal BP age ranges	relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BP 3642 - 3665	0.088
	3685 - 3880	0.912
95.4 (2 sigma)	cal BP 3494 - 3516	0.012
	3562 - 3983	0.988

Median Probability: 3767



Muestra: PV 1 (**Sitio Puerto Visser**)

Descripción: **sedimentos**

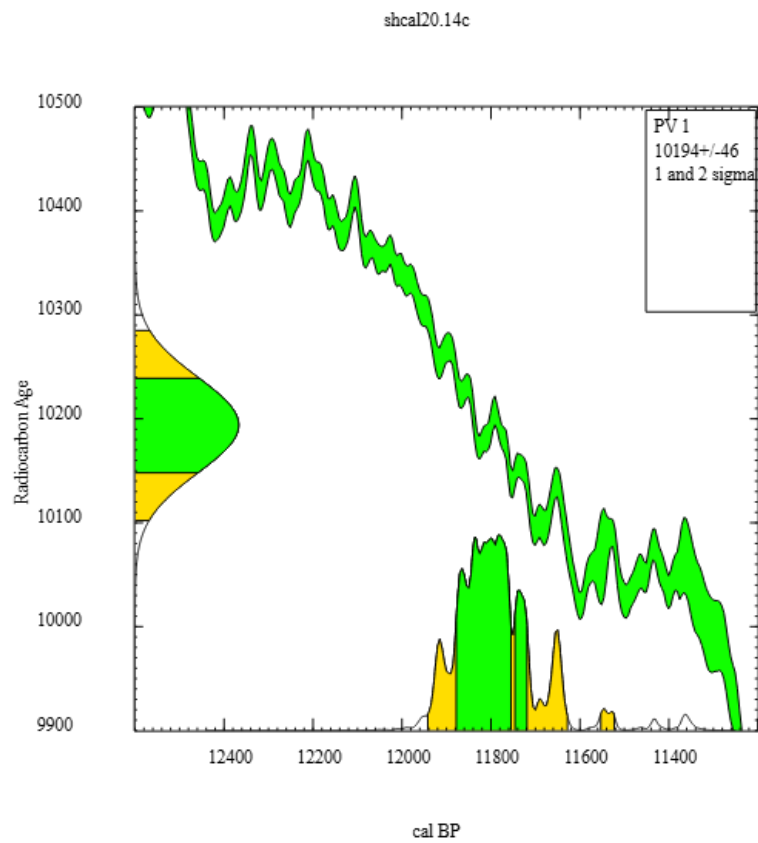
Radiocarbon Age BP 10194 +/- 46

Calibration data set: shcal20.14c

Hogg et al. 2020

% area enclosed	cal BP age ranges	relative area under probability distribution
68.3 (1 sigma)	cal BP 11720 - 11747	0.142
	11756 - 11878	0.858
95.4 (2 sigma)	cal BP 11524 - 11553	0.016
	11629 - 11943	0.984

Median Probability: 11798



References for calibration datasets:

Hogg AG, Heaton TJ, Hua Q, Palmer JG, Turney CSM, Southon J, Bayliss A, Blackwell G, Bronk Ramsey C, Pearson C, Petchey F, Reimer P, Reimer R, Wacker L. 2020.

SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0-55,000 years cal BP.

Radiocarbon 62. doi: 10.1017/RDC.2020.59

Comments:

* This standard deviation (error) includes a lab error multiplier.

** 1 sigma = square root of (sample std. dev.² + curve std. dev.²)

** 2 sigma = 2 x square root of (sample std. dev.² + curve std. dev.²)

where ² = quantity squared.

[] = calibrated range impinges on end of calibration data set

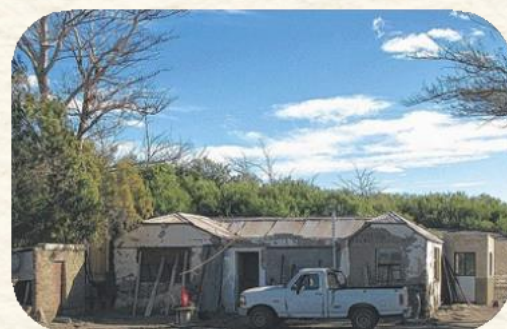
0* = cannot calibrate due to nuclear testing C-14.

1955* or 1960* denote influence of nuclear testing C-14

NOTE: Cal ages and ranges are rounded to the nearest year which may be too precise in many instances. Users are advised to round results to the nearest 10 yr for samples with standard deviation in the radiocarbon age greater than 50 yr.



Agradecimientos



AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, a la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud (FCNyCS) y a los docentes del departamento de Geología, por brindarme la formación que hizo posible este camino.

A mis directores, el Dr. Alejandro Montes y el Dr. Gustavo Villarosa por haber contribuido con su mirada experta al desarrollo de este trabajo. A Ale particularmente, por su acompañamiento constante, por su confianza y su valiosa orientación en cada etapa del desarrollo de esta tesis, así como en los diversos trabajos que compartimos en conjunto desde mis inicios como auxiliar alumna en Geomorfología. A Gustavo por haber aceptado dirigir esta tesis sin conocerme, por compartir su experiencia y conocimiento sobre el estudio de las tefras y por su acompañamiento estos años, especialmente durante mi estadía en Bariloche.

Al Grupo de Estudios Ambientales (GEA) de Bariloche, en especial a la Lic. Valeria Outes por su paciencia y pasión al transmitir su conocimiento y, por su entusiasmo al trabajar conmigo en el análisis de las muestras de tefra. Sin duda, su colaboración marcó mi formación en esta línea de investigación. También agradezco a ambos Pablos, quienes rápidamente se convirtieron en amigos además de colegas.

A los revisores de esta tesis, la Dra. Alfonsina Tripaldi, el Dr. Sebastián Richiano y el Dr. José Viramonte, por sus observaciones y sugerencias que contribuyeron a mejorar la calidad y claridad de este manuscrito.

A los integrantes de las cátedras de Geomorfología y, Fotogeología y Teledetección, a quienes están y quienes estuvieron: Alejandro Simeoni, Héctor Martínez, Mariela Ocampo, Alejandro Montes, Patricio Ruiz, Aldana Musso, Javier Casanova, Francisco Oporto y Ariel Galleguillo. A todos/as, gracias por el acompañamiento cotidiano y por interesarse en los avances de esta tesis. A Aldi especialmente, con quien me hubiera

gustado compartir este momento y, Pato, Javi y Mariela, quienes además compartieron conmigo largas jornadas de campo, siempre dispuestos a colaborar desinteresadamente.

A los arqueólogos, el Dr. Eduardo Moreno y el Dr. Santiago González Peralta con quienes tuve la oportunidad de trabajar. Gracias por su apoyo durante las tareas de campo y por las observaciones arqueológicas.

A los hermanos Kruger de la Ea. Las Marías y Héctor Martínez de la Ea. Valle Hermoso por su hospitalidad.

Al Dr. Gabriel Casal de la Secretaría de Investigación y Posgrado y al comité de posgrado de la FCNyCS por las gestiones realizadas.

Al Dr. Nicolás Foix, por su predisposición y asesoramiento en las consultas sobre sedimentología.

A María Luisa López, por brindarme gentilmente las muestras de tefra recolectadas en la ciudad de Comodoro Rivadavia durante la erupción del volcán Hudson en 1991, fundamentales para realizar los análisis geoquímicos, petrográficos y morfológicos.

A mis amigos, que siempre estuvieron presentes y me alentaron durante este proceso: Pablo Salgado, Mayra Conti, Paula Flores, Bruno Genini, Agustín Rodríguez, Federico Sánchez, Sabrina Olazábal, Juan Maino y Jaqueline Rivero. Paula colaboró además, en las actividades de campo de Arroyo La Mata.

A mi familia, mis papás, hermanos y hermanas. En especial a mi mamá, por su esfuerzo para que yo pudiera estudiar en la universidad fuera de mi ciudad, haciendo posible que hoy pueda culminar esta etapa de formación. A mi hermano Marcelo, por su complicidad y apoyo constante.

A la familia que elegí, Emma y Amira por su amor y acompañamiento. A Amira particularmente, que con su llegada cambió mi norte en medio del desarrollo de esta tesis.

Al pequeño/a que tengo en mi panza, porque su llegada llena de felicidad esta etapa de cierre.

Quiero finalmente destacar la importancia del desarrollo científico en nuestro país y de la educación pública, gratuita y de calidad. Esta tesis no hubiera sido posible sin el esfuerzo colectivo de las instituciones que sostienen la formación universitaria y la investigación, aún en contextos adversos. Haber podido formarme en una universidad pública es un privilegio que valoro profundamente.

Además, quiero resaltar el financiamiento que permitió cubrir parte de los gastos durante el desarrollo de esta tesis:

- El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) otorgó una Beca Interna Doctoral para la realización de esta tesis, bajo la dirección de los doctores Gustavo Villarosa y Nicolás Foix.
- La secretaría de Ciencia y Técnica de la UNPSJB aportó fondos para realizar pasantías por seis meses en el Instituto Andino Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (IPATEC-CONICET), San Carlos de Bariloche, Río Negro, bajo la adjudicación del beneficio de “Ayuda económica para Estancias Cortas de Investigación”, donde se ejecutaron tareas de investigación vinculadas al desarrollo de la tesis doctoral y entrenamiento científico en disciplinas afines (Acta 173° CIUNPAT, Resol. R/9 N° 322-2018).
- La datación radiométrica en el sitio Puerto Visser fue financiada por el proyecto de investigación: PIP 2162 “Estudio de las variaciones ambientales y climáticas en los ecosistemas litorales de Tierra del Fuego (53°-55° S) durante el Cuaternario Tardío y su correlación con el área costera de Patagonia central (45° S)”, dirigido por la Dra. María Soledad Candel.

- Los análisis geoquímicos de microsonda fueron realizados por la Lic. Valeria Outes y financiados con el proyecto de investigación PICT-2016-0084, titulado “Las caídas piroclásticas como eventos de disturbio en sistemas fluviales y fluvio-lacustres de Patagonia Norte: análisis de impactos y recurrencia”, dirigido por el Dr. Gustavo Villarosa.
- Los análisis geoquímicos en SEM-EDS fueron realizados sin cargo en la empresa Aluar Aluminio Argentino S.A.I.C., Puerto Madryn-Chubut.
- El PI CIUNPAT 800201190100036UP titulado “Evolución geomorfológica y paleoambiental de zonas litorales de Patagonia y Tierra del Fuego durante el Holoceno, Argentina”, dirigido por el Dr. Alejandro Montes y la ayuda económica brindada por la Secretaría de Investigación y Posgrado de la FCNyCS, aportaron los fondos necesarios para la compra de un lavador ultrasónico marca ALMMAR, modelo UC3A, con capacidad de 3 Litros.



Referencias bibliográficas



REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
www.geologica.org.ar

Dispersión y preservación de tefras en la Patagonia extraandina, asociadas a la erupción H2 del volcán Hudson, durante el Holoceno tardío

Soledad S. RODRÍGUEZ¹, Alejandra MONTESI¹, Susana VILLAROSA¹, Valeria GÓTES¹, Patricia M. RUIZ²

¹ Universidad Nacional de la Patagonia Sur, Avda. Brasil, Facultad de Ciencias Exactas y Ciencias de la Salud, Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina; ² Instituto de Ciencias Exactas, Astrónoma y Física, Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Udelafue, Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

RESUMEN

En Patagonia, los depósitos de tefra están asociados a volcanes de la Zona Volcánica Sur y la Zona Volcánica Austral, del cinturón volcánico andino. Su distribución espacial está controlada principalmente por los vientos dominantes del oeste. Observando y describiendo los patrones de tefra desde el este de los Andes, donde condiciones climáticas similares prevalecieron durante el Holoceno, los vientos del este, se evaluaron cuatro sitios ubicados al suroeste de Chubut, donde se identificaron y caracterizaron tefras preservadas en depósitos eólicos y aluviales. Se estudiaron los depósitos de tefra en los sitios de Chubut, donde se identificaron y caracterizaron tefras preservadas en depósitos eólicos y aluviales. Los resultados muestran que los depósitos de tefra en Chubut están asociados a volcanes de la Zona Volcánica Austral. Los depósitos de tefra en Chubut están asociados a volcanes de la Zona Volcánica Austral. Los depósitos de tefra en Chubut están asociados a volcanes de la Zona Volcánica Austral.

Late Pleistocene and Holocene geomorphologic evolution of Laguna Las Vueltas area, Tierra del Fuego (Argentina)

Quaternary International 245 (2011) 267–280

Quaternary International
journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

A Holocene tephra layer within coastal aeolian deposits north of Caleta Olivia (Santa Cruz Province, Argentina)

Andean Geology 48 (2): 267–280, May, 2011
doi: 10.5027/andgeo.v48i2-3.290

Holocene record of large Chaitén and Michinmahuida ash falls in the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42° S), southern Chile

Quaternary International 246 (2011) 324–343

Environmental central Patagonia

The Holocene
2017, Vol. 2(7) 141–150
© The Author(s) 2014
Reprints and permissions:
sagepub.com/journalsPermissions.nav
DOI: 10.1177/2071785314274940
journals.sagepub.com/home/hcp

SAGE

Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42° S), southern Chile

Sebastian F.L. Watt^{a,b,*}, David M. Pyle^a, José A. Naranjo^c, Gunhild Rosqvist^d, Mauricio Mella^e, Tamsin A. Mather^a, Hugo Moreno^f

^aDepartment of Earth Sciences, University of Oxford, South Parks Road, Oxford OX1 3PA, UK
^bSchool of Ocean and Earth Science, National Oceanography Centre Southampton, University of Southampton, European Way, Southampton SO14 3ZH, UK
^cDepartment of Geology and Mineralogy, Av. Santa María, 5104 Santiago, Chile
^dGeography and Quaternary Geology, Stockholm University, Stockholm S-106 91, Sweden
^eGeology and Quaternary Geology, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahrens, C.D., 2017. Essentials of meteorology, an invitation to the atmosphere. Third edition. Brooks Cole.
- Alfano, F., Bonadonna, C., Volentik, A. C., Connor, C. B., Watt, S. F., Pyle, D. M., & Connor, L. J., 2011. Tephra stratigraphy and eruptive volume of the May, 2008, Chaitén eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 73(5), 613-630.
- Allard, J. O., Foix, N., Bueti, S. A., Sánchez, F. M., Ferreira, M. L., & Atencio, M., 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt (Golfo San Jorge basin, Argentina): Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102405.
- Alli, P., Montes, A., Candel, S., Borromei, A. M., Rodríguez, S., Coronato, A., López, R. 2025. Late Quaternary palaeoenvironmental and palaeogeographic evolution in the Fuego river valley, central Tierra del Fuego, southern south America. *Quaternary International*, 720, 109683.
- Alloway, B.V., Lowe, D.J., Larsen, G., Shane, P.A.R., & Westgate, J.A., 2013. Tephrochronology. In: Elias S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 4, pp. 277-304. Amsterdam: Elsevier.
- Alloway, B. V., Moreno, P. I., Pearce, N. J., De Pol-Holz, R., Henríquez, W. I., Pesce, O. H., Sagredo, E., Villarosa, G., & Outes, V., 2017a. Stratigraphy, age and correlation of Lepué Tephra: a widespread c. 11 000 cal a BP marker horizon sourced from the Chaitén Sector of southern Chile. *Journal of Quaternary Science*, 32(6), 795-829.
- Alloway, B. V., Pearce, N.J.G., Moreno, P.I., Villarosa, G., Jara, I., De Pol-Holz, R., & Outes, V., 2017b. An 18,000 year-long eruptive record from Volcan Chaitén, northwestern Patagonia: Paleoenvironmental and hazard-assessment implications. *Quaternary Science Reviews* 168, 151-181.

- Amigo, Á., Lara, L. E., & Smith, V. C., 2013. Holocene record of large explosive eruptions from Chaitén and Michinmahuida Volcanoes, Chile. *Andean Geology*, 40(2), 227-248.
- Andreis, R.R., Mazzoni, M. & Spalletti, L.A. 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, Provincia del Chubut, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 30(1): 85-103.
- Andreis R. & Zalba, P. 1994. Middle tertiary paleosurfaces in Central Patagonia, Argentina. 14^o Congreso Internacional de Sedimentología. Abstracts: 1-2, Recife (Brasil).
- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. & Salani, F. 1999. El volcanismo en la Patagonia extraandina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires: 579-612.
- Auer, V., 1974. The isorhythmicity subsequent to the Fuego-Patagonia and Fennoscandian ocean level transgressions and regressions of the latest glaciation. *Ann. Acad. Sci. Fenn.*, A III, 115 (1974), p. 88.
- Bagnold, R. A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. London: Methuen.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. & Zuchi, H.E., 1989. Cuenca Golfo san Jorge. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 6: 319-345.
- Barreda, V.D., 1989. *Palinología estratigráfica de las sedimentitas terciarias del «Patagoniano» en los alrededores de Comodoro Rivadavia, Chubut y Santa Cruz*. Tesis doctoral Universidad Nacional de Buenos Aires (inédita), 362 pp., Buenos Aires.

- Barreda, V.D., 1996. Bioestratigrafía de polen y esporas de la Formación Chenque, Oligoceno tardío?- Mioceno de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 33, 35-56.
- Barreda, V.D., Palamarczuk, S., 2000a. Palinoestratigrafía del Oligoceno tardío– Mioceno, en el área sur del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 37, 103-117.
- Barreda, V.D., & Palamarczuk, S., 2000b. Estudio palinoestratigráfico del Oligoceno tardío–Mioceno en secciones de la costa patagónica y plataforma continental argentina. En: Aceñolaza, E., Herbs, R. (Eds.) *El Neógeno de Argentina, Serie de Correlación Geológica*, 14, 103-138. San Miguel de Tucumán.
- Bailey, R., 1989. Ecoregions of the continents. *Environ. Conserv.* 16, 307–309.
- Beigt, D., Villarosa, G., De Luca, L., Barbosa, A., Gomez, E. & Raniolo, L. A., 2023. Inestabilidad de costas asociada a fenómenos gravitacionales en grandes lagos patagónicos: un análisis de eventos recientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 80 (2).
- Bellosi, E.S., 1990. Discontinuidades en la sedimentación litoral “Patagoniana” de la Cuenca San Jorge, Argentina. 2º Reunión Argentina de Sedimentología, 372-377. Buenos Aires.
- Bellosi, E.S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia Central durante el Terciario Medio. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 44, 50-83. Buenos Aires.
- Bellosi, E.S., Laza, J., Sánchez, M.V. & Genise, J., 2010. Ichnofacies analysis of the Sarmiento Formation (middle Eocene - early Miocene) at Gran Barranca, central Patagonia. En: Madden, R., Carlini, A., Vucetich, M. y Kay, R. (Eds.), *The*

- Paleontology of Gran Barranca: evolution and environmental change through the middle Cenozoic of Patagonia. Cambridge University Press, U.K.: 306-316.
- Bendle, J. M., Palmer, A. P., Thorndycraft, V. R., & Matthews, I. P., 2017. High-resolution chronology for deglaciation of the Patagonian Ice Sheet at Lago Buenos Aires (46.5 S) revealed through varve chronology and Bayesian age modelling. *Quaternary Science Reviews*, 177, 314-339.
- Bianchi, J.L., 1981. Cuenca del Golfo San Jorge. Su génesis e interconexiones. *Petrotecnica*, XXII (8): 27-35. Buenos Aires.
- Bitschene, P., & Fernandez, M., 1995. La erupción del volcán Hudson (Andes patagónicos) en agosto de 1991: mil días después.
- Brown, L.F., Barcat, C., Fisher, L.W., & Nevistic, A., 1982. Seismic stratigraphic and depositional systems analysis: new exploration approaches applied to the Gulf of San Jorge Basin, Argentina. En: 1st Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, 127-156, Mar del Plata.
- Buatois, L.A., Bromley, R.G., Mángano, M.G., Bellosi, E. & Carmona, N.B., 2003. Ichnology of shallow marine deposits in the Miocene Chenque Formation of Patagonia: Complex ecologic structure and niche partitioning in Neogene ecosystems. *Publicación Especial Asociación Paleontológica Argentina* 9: 85-95.
- Buckland, H. M., Cashman, K. V., Engwell, S. L., & Rust, A. C., 2020. Sources of uncertainty in the Mazama isopachs and the implications for interpreting distal tephra deposits from large magnitude eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 82, 1-17.
- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geogr. Ann.* 14, 1-64.
- Cande, S., & Leslie, B., 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91, B1: 471-496.

- Cardich, A. R., Cardich, L. A., & Hajduk, A., 1973. Secuencia arqueológica y cronológica radiocarbónica de la Cueva 3 de Los Toldos (Santa Cruz, Argentina). *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología*, 7.
- Cardich, A. R., 1985. Una fecha radiocarbónica más de la Cueva 3 de Los Toldos, Santa Cruz. *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología*, 16.
- Carmona, N.B., Buatois, L.A., Mángano, M.G. & Bromley, R., 2008. Ichnology of the Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: animal - substrate interactions and the Modern Evolutionary Fauna. *Ameghiniana* 45: 93-122.
- Casal, G. A., Allard, J. O., & Foix, N., 2015. Análisis estratigráfico y paleontológico del Cretácico Superior en la Cuenca del Golfo San Jorge: nueva unidad litoestratigráfica para el Grupo Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1): 77-95.
- Casanova, J. A., Montes, A., Foix, N., & Luna, M., 2022. Megaóndulas gravosas de origen eólico en Rocas Coloradas, Chubut (Argentina). In XXI Congreso Geológico Argentino, Actas: 991-992, Puerto Madryn.
- Césari, O., Simeoni, A., & Beros, C., 1986. Geomorfología del Sur de Chubut y del Norte de Santa Cruz. *Revista Universidad Nacional de la Patagonia* 1 (1): 18-36.
- Césari, O., & Simeoni, A., 1994. Planicies fluvio-glaciares terrazadas y bajos eólicos de la Patagonia Central, Argentina. 13° Symposium Latin-American Geosciences, *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1, 155-164.
- Chartier, M.P., Rostagno, C.M., & Roig, F.A., 2009. Soil erosion rates in rangelands of northeastern Patagonia: A dendrogeomorphological analysis using exposed shrub roots. *Geomorphology*, 106: 344-351.
- Cifelli, R., 1985. Biostratigraphy of the Casamayoran, early Eocene of Patagonia. *American Museum Novitates* 2820: 1-26.

- Cobos, J. C., Panza, J. L., 2003. Hoja Geológica 4769-1 EL PLUMA. Provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 309, p. 89. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Césari, O., & Beros, C.A., 1990. Morfocronología secuencial evolutiva Holocena, en Bahía Solano, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina (3-4):205-212.
- Codignotto, J.O., 1997. Geomorfología y dinámica costera. El mar argentino y sus recursos pesqueros (1) 89-105.
- Comer, E.E., Slingerland, R.L., Krause, J.M., Iglesias, A., Clyde, W.C., Raigemborn, M.S. & Wilf, P., 2015. Sedimentary facies and depositional environments of diverse early Paleocene floras, north-central San Jorge Basin, Patagonia, Argentina. *Palaios* 30: 553-573.
- Coronato, A., Fanning, P., Salemme, M., Oría, J., Pickard, J., & Ponce, J. F., 2013. Aeolian sequence and the archaeological record in the Fuegian steppe, Argentina. *Quaternary International*, 245(1), 122-135.
- Coronato, A. M. J., Mazzoni, E., Vázquez, M., & Coronato, F. R., 2017. Patagonia: una síntesis de su geografía física. Universidad Nacional de la Patagonia Austral.
- Darwin, C., 1842. On the distribution of erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. *Transactions Geological Society London* 6: 415-431.
- De Silva, S.L., Spagnuolo, M.G., Bridges, N.T. & Zimbelman, J.R., 2013. Gravel-mantled megaripples of the Argentinean Puna: A model for their origin and growth with implications for Mars. *GSA Bulletin* 2 125(11–12): 1912–1929.
- Del Carlo, P., Di Roberto, A., D'Orazio, M., Petrelli, M., Angioletti, A., Zanchetta, G., Maggi, V., Daga, R., Nazzari, M., & Rocchi, S., 2018. Late Glacial-Holocene tephra

- from southern Patagonia and Tierra del Fuego (Argentina, Chile): A complete textural and geochemical fingerprinting for distal correlations in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, 195, 153-170.
- Dunn, R.E., Strömberg, C.A., Madden, R.H., Kohn, M.J. & Carlini, A.A., 2015. Linked canopy, climate, and faunal change in the Cenozoic of Patagonia. *Science* 347: 258-261.
- Fabiani, A.C., Burry, L.S., & Escalante, A.H., 2014. Pollen and microalgae in sediments at southern margin of Colhue Huapi lake, Chubut, Argentina. An insight to among shore comparison. *Anales Instituto Patagonia (Chile)* 42 (1), 35–51.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo 1. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales: p. 350. Buenos Aires.
- Figari, E.G., M.S. Cid de la Paz & G. Laffitte, 1996. Neocomian Halfgrabens in the Western San Jorge Basin, Argentina: Petroleum Systems, Origin and Tectonic Inversion. II AAPG/SVG International Congress and Exhibition, Caracas, Venezuela *AAPG Bull.*, 80 (8): 1289.
- Figari, E. G., Strelkov, E., Laffitte, G., Cid de La Paz, M. S., Courtade, S. F., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R., & Villar, H. J., 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. In 4 Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos: 197-237.
- Fischer, R.V. & Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer Verlag, Berlín. 472 pp.
- Fitzgerald, M., Mitchum, M., Uliana, M. & Biddle, K., 1990: Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, V. 74(6): 879-920.

- Flórez, M. T., & Parra, L. N., 2009. Rasgos de alteración en los minerales de las cenizas volcánicas del norte de la cordillera central de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, (27), 49-70.
- Foix, N., 2009. Tectónica y sedimentación del registro paleógeno (Formaciones Salamanca y Río Chico) de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 313 pp., Comodoro Rivadavia.
- Foix, N., Foster, M., Allard, J.O., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Iovine, G. & Espinach, S., 2012. Depósitos deltaicos de la Formación Salamanca (Paleoceno): un nuevo modelo sedimentario a partir de información de subsuelo y afloramiento, cuenca del Golfo San Jorge. XIII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 83-84, Salta.
- Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E. & Allard, J.O. 2015. Arquitectura estratigráfica del Paleoceno en el flanco norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72(1): 96-106.
- Foix, N., Krause, J. M., Bellosi, E., & Raigemborn, M. S., 2021. Sedimentitas Paleógenas y Neógenas del margen Atlántico. In *Geología y recursos naturales de la provincia de Chubut*. XXI Congreso Geológico argentino, Asociación Geológica Argentina: 489-521.
- Foix, N., Montes, A., Ocampo, M. S., Rodríguez, S.S., & Casanova, J., 2022. Evolución geológica y geomorfológica del área protegida Rocas Coloradas. Libro digital, 1a ed., Universitaria de la Patagonia-EDUPA, 2022.
- Folch, A., Jorba, O., & Viramonte, J.G., 2008. Volcanic ash forecast-application to the May 2008 Chaitén eruption. *Natl Hazards Earth Syst Sci* 8:927-940.

- Fontijn, K., Lachowycz, S.M., Rawson, H., Pyle, D.M., Mather, T.A., Naranjo, J.A., & Moreno-Roa, H., 2014. Late Quaternary Tephrostratigraphy of southern Chile and Argentina. *Quaternary Science Reviews* 89, 70-84.
- Fontijn, K., Rawson, H., Van Daele, M., Moernaut, J., Abarzúa, A. M., Heirman, K., Bertrand, S., Pyle, D. M., Mather, T. S., De Batist, M., Naranjo, J. A., & Moreno, H., 2016. Synchronisation of sedimentary records using tephra: A postglacial tephrochronological model for the Chilean Lake District. *Quaternary Science Reviews*, 137, 234-254.
- Forte, P. B., Dominguez, L., Bonadonna, C., Lamberti, M. C. I., Gregg, C., Bran, D. M., & Castro, J., 2018. Tormentas de ceniza volcánica en Patagonia: un peligro latente y subestimado.
- Frenguelli, J., 1932. Nuevos elementos faunísticos del Patagoniano de Comodoro Rivadavia (Chubut). *Boletín de Informaciones Petrolíferas* 9 (98): 785-790, Buenos Aires.
- Fucks, E. E., & Pisano, M. F., 2017. Cuaternario y geomorfología de Argentina. Series: Libros de Cátedra.
- Fucks, E., Luengo, M., Pommarés, N., Pisano, M. F., & Penzo, H., 2018. Influence of Quaternary sea level changes in the littoral of Chubut, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 589-598.
- García-Ruiz, J. M., 2011. Una revisión de los procesos de sufosión o piping en España. *Cuadernos de investigación geográfica*, 37(1), 7-24.
- Genise J., Sánchez, M.V., Bellosi, E., Cantil, L., Krause, J.M., González, M., Sarzetti, L., Verde, M., Puerta, P. & Frana, J. 2017. Cricket oviposition trace fossils in palaeosols and their stratigraphic significance: The South American Palaeosol Ichnofossil Ages (SAPIAs). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 481: 64-76.

- Geoffroy, C. A., Alloway, B. V., Amigo, À., Parada, M. A., Gutierrez, F., Castruccio, A., Pearce, N. J. G., Morgado, E., & Moreno, P. I., 2018. A widespread compositionally bimodal tephra sourced from Volcán Melimoyu (44° S, Northern Patagonian Andes): Insights into magmatic reservoir processes and opportunities for regional correlation. *Quaternary Science Reviews*, 200, 141-159.
- Giacosa, R.E., & Paredes, J.M., 2008. La sierra de San Bernardo. Secretos del subsuelo. *Anuales. Servicio geológico minero argentino. SEGEMAR* 46 (2), 719.
- Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., McKenzie, J.A., Markgraf, V., Hajdas, I., McCulloch, R.D., 2005. Mid-Holocene strengthening of the Southern westerlies in South America sedimentological evidence from Lago Cardiel, Argentina (49 degrees S). *Global Planet. Change* 49, 75–93.
- González Díaz, E. F., 2004. La extensa zona de deslizamientos de la escarpa oriental de la Pampa de Salamanca, Chubut, entre los 45° 00' S y 45° 45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 743-762.
- González Díaz, E.F., & Di Tommaso, I., 2014. Paleogeofomas lacustres en los lagos Musters y Colhué Huapí, su relación genética con un paleolago sarmiento previo, centro-sur del Chubut. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 71, 416–426.
- Gómez Otero, J., Banegas, A., Caruso Fermé, L., Goye, M. S., Millán, A. G., Schuter, V., Svoboda, A., & Weiler, N. E., 2017. Los primeros pobladores humanos: Arqueología de la Bajada Colombo. *Reserva de vida Silvestre, San Pablo de Valdés, 10 años*. 228-247.
- Goudie, A., S., 2013. *Arid and semi-arid geomorphology*, Cambridge University Press, 468 p., Cambridge.

- Guilderson, T. P.; Burkle, L.; Hemming, S. & Peltier, W.R., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the argentine shelf. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1
- Guler, M.V., Borel, C.M., Brinkhuis, H., Navarro, E. & Astini, R., 2014. Brackish to freshwater dinoflagellate cyst assemblages from the La Colonia Formation (Paleocene?), Northeastern Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 51: 141-153.
- Gutiérrez, F., Gioncada, A., Ferran, O.G., Lahsen, A., & Mazzuoli, R., 2005. El volcán Hudson y los centros monogenéticos circundantes (Patagonia chilena): un ejemplo de vulcanismo asociado con un entorno de colisión entre crestas y trincheras. *Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica*, 145 (3-4), 207-233.
- Gutiérrez Elorza, M., 2008. *Geomorfología*: Madrid, Pearson/Prentice Hall, 920 pp.
- Heiken G., 1972. Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 1961-1988.
- Heiken, G. & K. Wohletz, 1985. *Volcanic ash*. University of California Press, Berkeley, 246 pp.
- Hechem, J.J., 1994. Modelo predictivo de reservorios en un sistema fluvial efímero del Chubutiano de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología Revista* 1 (1): 3-14.
- Hernández, M., González, N., Hernández, L., 2008. Late cenozoic geohydrology of extraandean Patagonia, Argentina. In: Rabassa, J. (Ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences*. vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 497–509.
- Hogg, A. G., Heaton, T. J., Hua, Q., Palmer, J. G., Turney, C. S., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Boswijk, G., Bronk Ramsey, C., Pearson, C., Petchey, F., Reimer,

- P., Reimer, R. & Wacker, L. 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 62(4), 759-778.
- Homocv, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A., Chelotti, L.A., 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentine: an example of tectonic inversion. In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society. vol. 88. Special Publication, pp. 235–248.
- Howard, A. D., 1994. Badlands. In *Geomorphology of desert environments*, 213-242. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Iglesias, V., Whitlock, C., Bianchi, M. M., Villarosa, G., & Outes, V., 2012. Holocene climate variability and environmental history at the Patagonian forest/steppe ecotone: Lago Mosquito (42° 29'37.89"S, 71° 24'14.57"W) and Laguna del Cóndor (42° 20'47.22"S, 71° 17'07.62"W). *The Holocene*, 22(11), 1297-1307.
- Iriondo, M., 2010. *Geología del Cuaternario en Argentina*. Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, Santa Fe, Argentina, 347 pp.
- Introcaso, A., Diez Rodriguez, A., Fraga, H., Nocione, A., Gerster, R. & Pacino, M., 1989. Procedimientos de Modelado Geofísico de Cuencas Sedimentarias Enfatizando el Estudio de la Cuenca del Golfo San Jorge. 1° Congreso Nacional de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas 2: 605-631.
- Isla, F.I. & Bujalesky, G.G., 2008. Coastal geology and morphology of Patagonia and the Fuegian Archipelago. En: Rabassa, J. (Ed.), *The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego: Developments in Quaternary Sciences*, vol. 11, pp. 227–239.
- Jalfin, G.A., Bellosi, E.S., Smith, E. & Laffitte, G., 2002. Generación de petróleo y carga de reservorios en Manantiales Behr, Cuenca del Golfo San Jorge: un caso de exploración en áreas maduras. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos CD ROM: 19 páginas, Mar del Plata.

- Jones, J. A. A., Richardson, J. M., & Jacob, H. J., 1997. Factors controlling the distribution of piping in Britain: a reconnaissance. *Geomorphology*, 20(3-4), 289-306.
- Kataoka, K., & Nakajo, T., 2002. Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: the Ebisutoge–Fukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan. *Sedimentology*, 49(2), 319-334.
- Kataoka, K., 2005. Distal fluvio-lacustrine volcaniclastic resedimentation in response to an explosive silicic eruption: the Pliocene Mushono tephra bed, central Japan. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 3-17.
- Kataoka, K. S., Manville, V., Nakajo, T., & Urabe, A., 2009. Impacts of explosive volcanism on distal alluvial sedimentation: examples from the Pliocene–Holocene volcaniclastic successions of Japan. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 306-317.
- Kilian, R., Hohner M, Beister, H., Wallrabe-Adams, H. J., & Stern C. R., 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53–55°S). *Rev Geol Chile* 30:23–37.
- Kovačić, M., Pavelić, D., Vlahović, I., Marković, F., Wacha, L., Kampić, Š., Rončević, S., & Drempečić, D., 2018. Pleistocene alluvial and aeolian deposits with tephra on the island of Lopud (eastern mid-Adriatic, Croatia): Provenance, wind regime, and climate controls. *Quaternary International*, 494, 92-104.
- Kratzmann D.J., Carey S., Scasso R., & Naranjo J.A., 2008. Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bull Volcanol* 71:419-439.
- Kratzmann, D. J., Carey, S. N., Fero, J., Scasso, R. A., & Naranjo, J. A., 2010. Simulations of tephra dispersal from the 1991 explosive eruptions of Hudson volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 190(3-4), 337-352.

- Krause, J.M., Bellosi, E.S. & Raigemborn, M.S., 2010. Lateritized tephric palaeosols from Central Patagonia, Argentina: a southern high-latitude archive of Palaeogene global greenhouse conditions. *Sedimentology* 57: 1721-1749.
- Krause, J.M., Clyde, W.C., Ibañez-Mejía, M., Schmitz, M.D., Barnum, T., Bellosi, E. & Wilf, P., 2017. New age constraints for early Paleogene strata of central Patagonia, Argentina: implications for the timing of South American land mammal ages. *Geological Society of America Bulletin* 129 (7-8): 886-903.
- Lancaster, N., 1995. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge.
- Larsson, W., 1937. Vulkanische Asche vom Ausbruch des chilenischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentinien gesammelt. Eine Studie über äolische Differentiation. *Geol. Inst. Upsala Bull.* 26, 27-52.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckheisen, A., & Zanettin, B., 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda, C.A., & Meconi, G.R., 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy - theoretical models and examples from Argentine basins. En: Eschard, R., Doliez, B. (Eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*. Collection Colloques et Séminaires, vol. 51. Editions Technip, Paris, pp. 125-145.
- Legarreta, L., & Uliana, M.A., 1994. Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supracretácico-Neógeno de la Patagonia: Una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana* 31(3): 257- 281.
- Lesta, P. & Ferello, R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En *geología Regional Argentina* (Academia Nacional de Ciencias; A. Leanza Eds.): 601-654. Córdoba.

- Lesta, P., Ferello, R. & Chebli G., 1980. Chubut Extraandino. En *Geología Regional Argentina* (Academia Nacional de Ciencias; J. Turner Eds.), V.II: 1307-1387. Córdoba.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D. & Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, p. 33-55.
- Lowe, D., 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*. 6. 107-153.
- Lowe, D. J., & Alloway, B. V., 2015. Tephrochronology. In Rink, W., J., & Thompson, J. W., (Eds.), *Encyclopaedia of Scientific Dating Methods*: 783-799.
- Lowe, D. J., 2015. Connecting and dating with tephras: principles, functioning, and application of tephrochronology in Quaternary research. In *12th Quaternary Techniques Short Course-Techniques of Paleoclimatic and Paleoenvironmental Reconstruction* (pp. 1-30). National Isotope Centre, GNS Science.
- Malumián, N., 1999. La Sedimentación en la Patagonia Extraandina. *Geología Argentina* (R. Caminos Ed.) Instituto de Geología y Recursos Naturales, *Anales* 29(18): 557-612.
- Madden, R.H., Kay, R.F., & Carlini, A.A., 2010. Gran Barranca: A 23-million-year record of middle Cenozoic faunal evolution in Patagonia. En: Madden, R., Carlini, A., Vucetich, M. y Kay, R. (Eds.), *The Paleontology of Gran Barranca: evolution and environmental change through the middle Cenozoic of Patagonia*. Cambridge University Press, U.K.: 423-439.
- Markgraf, V., Platt Bradbury, J., Schwalb, A., Burns, S.J., Stern, C.H., Ariztegui, D., Gilli, A., Anselmetti, F.S., Stine, S.Y., & Maidana, N., 2003. Holocene palaeoclimates

- of southern Patagonia: limnological and environmental history of Lago Cardiel, Argentina. *Holocene* 13, 597–607.
- Markgraf, V., Whitlock, C., & Haberle, S., 2007. Vegetation and fire history during the last 18,000 cal yr BP in Southern Patagonia: Mallín Pollux, Coyhaique, Province Aisén (45 41' 30 "S, 71 50' 30 "W, 640 m elevation). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254(3-4), 492-507.
- Marshall, L.G., Hoffstetter, R., & Pascual, R., 1983. Geochronology of the continental mammal-bearing Tertiary of South America. *Paleovertebrata Mem. Extr.*, 93, 1-9.
- Marshall, L.G., Drake, R.E., Curtis, G.H., Butler, R.F., Flanagan, K.M, Naeser, C.W., 1986. Geochronology of type Santacrucian (middle Tertiary) land mammal age, Patagonia, Argentina. *Journal of Geology*, 94 (4), 449-457.
- Martínez, G.A., 1992. Paleoambiente de la Formación Salamanca en la Pampa María Santísima, Departamento de Sarmiento, Provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47(3): 293-303.
- Martínez, O. A., & Coronato, A. M., 2008. The late Cenozoic fluvial deposits of Argentine Patagonia. *Developments in Quaternary Sciences*, 11, 205-226.
- Martínez O. A., & Kutschker A., 2011. The 'Rodados Patagónicos' (Patagonian Shingle Formation) of Eastern Patagonia: environmental Conditions of gravel sedimentation. *The Linnean Society of London, Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2), 336–345.
- Martínez, O., 2012. Los Bajos Sin Salida (BSS) del centro-norte de Patagonia y su relación con los ciclos climáticos del Cenozoico superior. 5° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Río Cuarto. *Acta de Trabajos*: 175-185.
- Martínez, O., González, M., Toppazzini, M., & Kutschker, A., 2014. Mantos de grava y evolución del paisaje en el suroeste de la provincia del Chubut (Argentina), desde el

- Mioceno hasta el Presente. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27 (2): 39-50.
- Martinic, M., 2008. Registro histórico de antecedentes volcánicos y sísmicos en la Patagonia Austral y la Tierra del Fuego. *Magallania*, 36(2), 5-18.
- Matheos, S.D, Brea, M., Ganuza, D. & Zamuner, A.B., 2001. Sedimentología y paleoecología del Terciario inferior en el sur de la provincia del Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 8: 93-104.
- Mazzoni, M.M., 1979. Contribución al conocimiento petrográfico de la Formación Sarmiento, barranca sur del lago Colhue Huapí, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrografía y Sedimentología* 10: 33-54.
- Mazzoni, M.M., 1985. La Formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 60-68.
- Mazzoni, E., & Vazquez, M., 2009. Desertification in Patagonia. *Developments in Earth Surface Processes*, 13: 351-377.
- McCulloch, R.D., Figuerero Torres, M.J., Mengonini Goñalons, G.L., Barclay, R., & Mansilla, C., 2016. A Holocene record of environmental change from Río Zeballos, central Patagonia. *The Holocene*, 27(7) 941–950.
- Menegatti, N. D., Massafarro, G. I., Fernández, M. I., & Giacosa, R. E., 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhue Huapí, cuenca del golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(4), 484-499.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, Berlín, 582 pp.

- Mingari, L. A., 2018. Resuspensión eólica de depósitos volcánicos de caída: parametrización, modelización y pronóstico operacional (Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales).
- Montes, A., Rodríguez, S., San Martín, C., Allard, J., 2015. Migración de campos de dunas en cañadones costeros de Patagonia. Geomorfología e implicaciones paleoclimáticas. *Rev. Soc. Geol. España* 28 (2), 65–76.
- Montes, A., & Gaiero, D., 2017. Hydrographic evolution and dust-storms; the Colhué Huapi lake case study (45 S, Patagonia, Argentina). In *International Conference on High Latitude and Cold Climate Dust*.
- Montes, A., Rodríguez, S. S., & Domínguez, C. E., 2017. Geomorphology context and characterization of dunefields developed by the southern westerlies at drying Colhué Huapi shallow lake, Patagonia Argentina. *Aeolian Research*, 28, 58-70.
- Montes, A., Paredes, J.M., Gaiero, D., Martínez, O., Coronato, A., Reato, A., 2024. Procesos, geoformas y sedimentos eólicos. En: *Geología, Tomo II*, EDUPA, Casal, G.A. y Navarrete, C. (Eds.), 253-330 pp.
- Moreno, P.I., Francois, J.P., Villa-Martínez, R.P., & Moy, C.M., 2009. Millennial-scale variability in the Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. *Quatern. Sci. Rev.* 28, 25–38.
- Moreno, P. I., Alloway, B. V., Villarosa, G., Outes, V., Henríquez, W. I., De Pol-Holz, R., & Pearce, N. J. G., 2015. A past-millennium maximum in postglacial activity from Volcán Chaitén, southern Chile. *Geology*, 43(1), 47-50.
- Moreno, E.J., Pérez Ruiz H., & Ramírez Rozzi, F., 2016. Esquema cronológico y evolución del paisaje en el bajo de Sarmiento (Chubut). En: *Arqueología de la Patagonia. De mar a mar, IX Jornadas de Arqueología de la Patagonia*. Coyahique, 477-485.

- Nanson, G. C., Young, R. W., Price, D. M., & Rust, B. R., 1988. Stratigraphy, sedimentology and late-Quaternary chronology of the Channel Country of western Queensland. In *Fluvial geomorphology of Australia*, 151-175.
- Naranjo, J. A., 1993. La erupción del volcán Hudson en 1991 (46 °S), Región XI, Aisén, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería Boletín*, 44, 1-50.
- Naranjo, J. A., & Stern, C. R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. *Bulletin of Volcanology*, 59, 291-306.
- Naranjo, J. A., & Stern, C. R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42 30'-45 S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 224-240.
- Nelson, E., Forsythe, R., Arit, I., 1994. Ridge collision tectonics in terrane development. *J. South Am. Earth Sci.* 7, 271–278.
- Newbury, D. E., Swyt, C. R., & Myklebust, R. L., 1995. " Standardless" quantitative electron probe microanalysis with energy-dispersive X-ray spectrometry: is it worth the risk?. *Analytical chemistry*, 67(11), 1866- 1871.
- Newhall, C. G., & Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87 (C2): 1231.
- Nielson, J. y Kocurek, G., 1986. Climbing zibars of the Algodones. *Sedimentary Geology* 48(1–2): 1–15.
- Nilni, A. M., & Bitschene, P. R., 1995. Sedimentología y procesos de depositación de la tefra de caída de la erupción del volcán Hudson en agosto 1991. In Bitschene, P. R., & Mendia, J., (Eds.), *The august 1991 eruption of the Hudson Volcano (Patagonian Andes)*: 116-134.

- Olazábal, S., Tunik, M. A., Paredes, J. M., Allard, J. O., & Foix, N., 2025. The Chubut Group (Cretaceous, Golfo San Jorge Basin): A synthesis of its sedimentary petrography. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 32(1), 44-56.
- Osores, M. S., Folch, A., Collini, E., Villarosa, G., Durant, A., Pujol, G., & Viramonte, J. G., 2013. Validación del modelo FALL3D para la erupción del Chaitén en 2008 usando datos satelitales y de campo. *Andean geology*, 40(2), 262-276.
- Orihashi, Y., Naranjo, J. A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., & Nago, K., 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: new constraints from K-Ar ages. *Rev Geol Chile* 31,207-224.
- Palazzesi, L. & Barreda, V., 2012. Fossil pollen records reveal a late rise of open-habitat ecosystems in Patagonia. *Nature Communications* 3: 1294.
- Panaretos, P., Albert, P. G., Thomas, Z. A., Turney, C. S., Stern, C. R., Jones, G., Williams, A. N., Smith, V.C., Hogg, A. G., & Manning, C. J., 2021. Distal ash fall from the mid-Holocene eruption of Mount Hudson (H2) discovered in the Falkland Islands: New possibilities for Southern Hemisphere archive synchronisation. *Quaternary Science Reviews*, 266, 107074.
- Panebianco, J. E., Mendez, M. J., Buschiazzi, D. E., Bran, D., & Gaitán, J. J. 2017. Dynamics of volcanic ash remobilisation by wind through the Patagonian steppe after the eruption of Cordón Caulle, 2011. *Scientific reports*, 7(1), 45529.
- Paredes, J.M., 2002. Asociaciones de facies y correlación de los sedimentos de la Formación Chenque (Oligoceno-Mioceno) de los alrededores de Comodoro Rivadavia, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Revista Asociación Argentina de Sedimentología*, 9(1), 53-64. Buenos Aires.

- Paredes, J.M., 2003a. A sequence stratigraphy scheme in a tide-dominated estuary: The Chenque Formation, Miocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentine. 3° Latin American Congress of Sedimentology, 135-137. Belem, Brazil.
- Paredes, J.M., 2003b. Análisis estratigráfico y evolutivo de la Formación Chenque en el Flanco Norte de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. PhD Thesis, Universidad de Barcelona, España.
- Paredes, J.M., Ocampo, S.M., Foix, N., Olazábal, S.X., Fernández, M.A., Montes, A., Castro, I., Maza, W., Allard, J.O., Rodríguez, S., San Martín, C., Simeoni, A., Mendos, G., Quagliano, J.A., Turra, J.M., Maino, J., Sánchez, F., Valle, M.N., 2017. Sistemas fluviales efímeros e inundaciones repentinas de la ciudad de Comodoro Rivadavia: causas, procesos y mitigaciones. Informe Técnico FCNyCS. UNPSJB, p. 1-44. Comodoro Rivadavia.
- Paredes, J. M., Ocampo, S. M., Foix, N., Olazábal, S. X., Valle, M. N., & Allard, J. O., 2020. Precipitaciones extremas e inundaciones repentinas en ambiente semiárido: impactos del evento de marzo-abril de 2017 en Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 77(2): 296-318.
- Paredes, J. M., Ocampo, S. M., Foix, N., Olazábal, S. X., Valle, M. N., Montes, A., & Allard, J. O., 2021. Geomorphic and Sedimentological Impact of the 2017 Flash Flood Event in the City of Comodoro Rivadavia (Central Patagonia, Argentina). In Bouza, P., (Eds.), *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina: Proceedings of the Seventh Argentine Geomorphology and Quaternary Studies Congress* (pp. 3-29). Springer International Publishing.
- Paredes, J. M., Romero, F. E. O., & Ocampo, S. M., 2025. Interplay of climate change and human activities on the hydrological dynamics and environmental degradation of

- the Senguerr River Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 105608.
- Parsons A.J., & Abrahams A.D., 2009. *Geomorphology of Desert Environments*. 2nd edn. Springer Science & Business Media, Berlin.
- Paruelo, J. M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. E., & Golluscio, R. A., 1998. The climate of Patagonia general patterns and controls on biotic processes. *Ecología austral*, 8(02).
- Pascual, R. & Odreman Rivas, O.E., 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana* 7 (3-4): 372-412.
- Peccerillo, A., & Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 58, p. 63-81.
- Pereyra, F., & Bouza, P., 2021. In *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Chubut*. XXI Congreso Geológico argentino, Asociación Geológica Argentina: 549-567.
- Ponomareva, V., Portnyagin, M., & Davies, S. M., 2015. Tephra without borders: Far-reaching clues into past explosive eruptions. *Frontiers in Earth Science*, 3, 83.
- Prieto, A., Stern, C.R., & Estévez, J.E., 2013. The peopling of the Fuego-Patagonian fjords by littoral hunter-gatherers after the mid-Holocene H1 eruption of Hudson Volcano. *Quaternary International* 317, 3-13.
- Prohaska, F., 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: Schwerdtfeger, W. (Ed.), *Climates of Central and South America*. Elsevier, New York, pp. 13–112.
- Pye, K., & Tsoar, H., 2009. The nature of air flow. En: Pye, K. y Tsoar, H., *Aeolian sand and sand dunes*, 9–50, Berlín.

- Rabasa, J., 2008. Late cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in quaternary sciences*, 11, 151-204.
- Raigemborn, M.S., Krause, J.M., Bellosi, E.S. & Matheos, S.D., 2010. Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno Superior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 239-256.
- Raigemborn, M.S., Gómez-Peral, L., Krause, J.M. & Matheos, S.D., 2014. Controls on clay mineral assemblages in an Early Paleogene nonmarine succession: Implications for the volcanic and paleoclimatic record of extra-Andean Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 1-23.
- Reid, I., Powell, D. M., Laronne, J. B., & Garcia, C., 1994. Flash floods in desert rivers: studying the unexpected, *EOS, Transactions American Geophysical Union* 75: 452-453.
- Reid, I., Laronne, J. B., & Powell, D. M., 1998. Flash-flood and bedload dynamics of desert gravel-bed streams. *Hydrological Processes*, 12(4), 543-557.
- Ribolini, A., Bini, M., Consoloni, I., Isola, I., Pappalardo, M., Zanchetta, G., Fucks, E., Panzeri, L., Martini, M., & Terrasi, F., 2014. Late-Pleistocene wedge structures along the Patagonian coast (Argentina): chronological constraints and palaeoenvironmental implications. *Geografiska Annaler A* 96, 161–176.
- Rodríguez, J.F.R., 1993. La depositación de las Areniscas Verdes (Formación Bajo Barreal-Cretácico Tardío) y sus implicancias tafonómicas. En: 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas: 194-199, Mendoza.
- Rodríguez, J.F.R., & Bitschene, P.R., 1994. Composición y origen de sedimentos piroclásticos silíceos del Cretácico Superior (Fm. Bajo Barreal) en la Patagonia Central, Argentina. *Zbl. Geol. Palaont. Teil H.* 7/8: 753-765. Stuttgart.

- Rodríguez, R.J., & Jalfin, G., 2002. Caracterización del bloque Grimbeek «I», del descubrimiento al desarrollo. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos CD: 17 pp., Mar del Plata.
- Rodríguez, S. S., Outes, V., Montes, A., & Villarosa, G., 2018. Identificación y caracterización de cenizas volcánicas postglaciales del sureste de Chubut. In 7° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 10: 118-119, Puerto Madryn.
- Rodríguez, S. S., Outes, V., Montes, A., & Villarosa, G., 2022a. Registro de tefra holocénica en Puerto Visser (Chubut) asociada al volcán Chaitén. In XXI Congreso Geológico Argentino, Actas: 1630-1631, Puerto Madryn.
- Rodríguez, S., Weiler, N., Outes, V., Gomez Otero, J., Svoboda, A., Banegas, A., Salgado, P., Montes, A., Villarosa, G. 2022b. "Registros de tefra asociados a la erupción del volcán Chaitén (ca. 5500 AP) en sitios arqueológicos al noreste de Chubut". X Jornadas de Ciencias de la Tierra "Dr. Eduardo Musacchio", 62-63.
- Rodríguez, S. S., Montes, A., Villarosa, G., Outes, V., & Ruiz, P. M., 2025. Dispersión y preservación de tefras en la Patagonia extraandina, asociadas a la erupción H2 del volcán Hudson, durante el Holoceno tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 82(1), 56-79.
- Rose, W. I., & Durant, A. J. 2009. Fine ash content of explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(1-2), 32-39.
- Ruiz, P. M., 2024. Geomorfología y evolución geológica del bajo Slápeliz, Patagonia Argentina. Tesis de grado para optar por el título de Geólogo en UNPSJB. Inédito. 158 pp.

- Salgado, P., Villarosa, G., Beigt, D., Outes, V., Stewart, C., & Baranzini, F., 2023. Impacts on water transport networks after three widespread volcanic ashfalls in Andean Patagonian lakes. *Volcanica*, 6(2), 173-200.
- Sánchez, M.V., González, M. & Genise, J.F., 2010. Phytolith analysis of *Coprinisphaera*, unlocking dung beetle behaviour, herbivore diets and palaeoenvironments along the Middle Eocene-Early Miocene of Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285: 224- 236.
- Scasso, R.A., Corbella, H., & Tiberi, P., 1994. Sedimentological analysis of the tephra from the 12-15 August 1991 eruption of Hudson volcano. *Bulletin Volcanology* 56: 121-132.
- Scasso, R. A., & Limarino C. O., 1997. Petrología y diagenesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial Nro: 1, 257 pp.
- Schellmann, G., & Radtke, U., 2010. Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley-mouth terraces. *Earth-Science Reviews*, 103(1-2), 1-30.
- Sciutto, J. C., Césari, O., Escribano, V., & Pezzuchi, H. D., 2000. Hoja Geológica 4566-III Comodoro Rivadavia, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, Buenos Aires, 60 pp.
- Sciutto, J.C., & Martínez, R.D., 1996. El Grupo Chubut en el Anticlinal Sierra Nevada, Chubut, Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Geológico de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 67-75. Buenos Aires.
- Sciutto, J.C., Césari, O., & Iantanos, N., 2008. Hoja geológica 4569-IV Escalante, escala 1:250000: Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina,

- Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 351, 76 p. Buenos Aires.
- Scordo, F., 2018. Dinámica integral de los recursos hídricos de la cuenca del río Senguer. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía y Turismo, Universidad Nacional del Sur, Argentina (193 p.). Inédito.
- Simeoni, A., 2008. Mesetas y bajos de la Patagonia central extraandina. La Inversión del Relieve. En: Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, vol. 46 Tomo II - Sur: 729-745.
- Simeoni, M., 2014. Nannofossils and foraminifera from the Salamanca Formation (Paleocene) in Punta Peligro Norte (Chubut, Argentina). *Carnets de Géologie Notebooks on Geology* 14: 343-349.
- Smith, G. A., 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation; the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4), 613-629.
- Smith, V. C., Shane, P., & Nairn, I. A., 2005. Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3-4), 372-406.
- Smith, R. E., Smith, V. C., Fontijn, K., Gebhardt, A. C., Wastegård, S., Zolitschka, B., Ohlendorf, C., Stern, C., & Mayr, C., 2019. Refining the Late Quaternary tephrochronology for southern South America using the Laguna Potrok Aike sedimentary record. *Quaternary Science Reviews*, 218, 137-156.
- Spalletti, L. A., & Mazzoni, M. M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sudeste del Lago Colhue Huapi, provincia de Chubut. In *Obra del Centenario del Museo de la Plata (Vol. 4)*.

- Stern, C. R., 1991. Mid-Holocene tephra on Tierra del Fuego (54 S) derived from the Hudson volcano (46 S): evidence for a large explosive eruption. *Andean Geology*, 18(2), 139-146.
- Stern C. R., & Kilian R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib Mineral Petrol* 123:263–281.
- Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2): 161-206.
- Stern, C., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonian Andes. *Bull Volcanol* 70:435–454.
- Stern, C. R., Moreno Moncada, P., Henríquez, W. I., Villa Martínez, R., Sagredo, E., Aravena, J. C., & Pol-Holz, R. D., 2016. Holocene tephrochronology around Cochrane (~ 47 S), southern Chile. *Stuiver, M. & P. Reimer, 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon* 35:215- 230.
- Steen-McIntyre, V., 1977. *A manual for Tephrochronology*. Colorado School of Mines Press. USA. 1-166.
- Stuiver, M., & Reimer P., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35:215- 230.
- Svendsen, J., Stollhofen, H., Krapf, C. B., & Stanistreet, I. G., 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. *Sedimentary Geology*, 160(1-3), 7-31.
- Swindles, G. T., Galloway, J., Outram, Z., Turner, K., Schofield, J. E., Newton, A. J., Dugmore, A. J., Church, M. J., Watson, E. J., Batt, C., Bond, J., Edwards, K. J., Turner,

- V. & Bashford, D., 2013. Re-deposited cryptotephra layers in Holocene peats linked to anthropogenic activity. *The Holocene*, 23(10), 1493-1501.
- Swindles, G. T., Galloway, J., Outram, Z., Turner, K., Schofield, J. E., Newton, A. J., Dugmore, A. J., Church, M. J., Watson, E. J., Batt, C., Bond, J., Edwards, K. J., Turner, V., & Bashford, D., 2013. Re-deposited cryptotephra layers in Holocene peats linked to anthropogenic activity. *The Holocene*, 23(10), 1493-1501.
- Sylwan, C. A., 2001. Geology of the golfo san jorge Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 27: 123-157.
- Sylwan, C., Droeven, C., Iñigo, J., Mussel, F., & Padva, D., 2011. Cuenca del Golfo San Jorge. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. In Simposio Cuencas Argentinas: visión actual. Instituto Argentino de Petróleo y Gas (IAPG): 139-183. Mar del Plata.
- Taylor, C. F. H., 1999. The role of overbank flow in governing the form of an anabranching river: the Fitzroy River, northwestern Australia. *Fluvial sedimentology* VI, 77-91.
- Tejedo, A., 2004a. Escalante. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. 1:250.000. Carta de Peligrosidad Geológica 4566-III. Provincias de Chubut. Boletín 331. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada.
- Tejedo, A., 2004b. Degradación de suelos en los alrededores del lago Colhué Huapi, Escalante, provincia del Chubut. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, pp. 1-26.
- Thomas, D. S. G., & Tsoar, H., 1990. The geomorphological role of vegetation in desert dune systems. *Vegetation and erosion*, 471-489.

- Torres, R., Mouginis-Mark, P., Self, S., Garbeil, H., Kallianpur, K., & Quiambao, R., 2004. Monitoring the evolution of the Pasig–Potrero alluvial fan, Pinatubo Volcano, using a decade of remote sensing data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3-4), 371-392.
- Tripaldi, A., & Limarino, C. O., 2008. Ambientes de interacción eólica-fluvial en valles intermontanos: ejemplos actuales y antiguos. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 15(1), 43-66.
- Uliana, M., Biddle, K. & Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, A.A.P.G. Memoir 46 (A. Tankard y H. Balkwill Eds.): 599-614. Tulsa.
- Urien, C., Zambrano, J.J. & Martins L.R., 1981. The basins of Southeastern South America (S. Brasil, Uruguay, y E. Argentina) including the Malvinas Plateau and Southern South Atlantic paleogeographic evolution. En *Cuencas seimentarias del Jurásico y del Cretácico de América del Sur*, Comité Sudamericano Del Jurásico y Cretácico. I: p. 45-125, Buenos Aires.
- Vallati, P., Casal, G., Foix, N., Allard, J., Tomas, A. D. S., & Calo, M., 2016. First report of a Maastrichtian palynoflora from the Golfo san Jorge Basin, central Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 53(4): 495-505.
- Van Daele, M., Bertrand, S., Meyer, I., Moernaut, J., Vandoorne, W., Siani, G., Tanghe, N., Ghazoui, Z., Pino, M., Urrutia, R., & De Batist, M., 2016. Late Quaternary evolution of Lago Castor (Chile, 45.6 S): Timing of the deglaciation in northern Patagonia and evolution of the southern westerlies during the last 17 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 133, 130-146.

- Villarreal, M.L., & Coronato, A., 2017. Characteristics and nature of pans in the semiarid temperate-cold steppe of Tierra del Fuego. In: Rabassa, J. (Ed.), *Geomorphology and Quaternary of Argentina*. Springer Book Series, pp. 203–224.
- Villarosa, G., Outes, V., Osters, H., & Ariztegui, D., 2002. Tefrocronología de la Transición Tardío Glacial-Holoceno en el Lago Mascardi, Parque Nacional Nahuel Huapi, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino. Actas: 699-704.
- Villarosa G., Tesis doctoral: Tefrocronología Postglacial de la Región de Nahuel Huapi, Patagonia Argentina. Buenos Aires, 2008.
- Villarosa, G., Outes, V., Alloway, B. V., Moreno, P., Iglesias, V., Whitlock, C., 2016. Post-glacial record of significant ashfall events in extra Andean Northern Patagonia, Argentina. *Cities on Volcanoes 9*, Puerto Varas.
- Völker, D., Kutterolf, S., & Wehrmann, H., 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *J Volcanol Geotherm Res* 205:114–129.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Mather, T. A., Martin, R. S., & Matthews, N. E., 2009. Fallout and distribution of volcanic ash over Argentina following the May 2008 explosive eruption of Chaitén, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B4).
- Watt, S. F., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. A., & Moreno, H., 2011. Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~ 42 S), southern Chile. *Quaternary International*, 246(1-2), 324-343.
- Watt, S. F., Pyle, D. M., & Mather, T. A., 2013a. Evidence of mid-to late-Holocene explosive rhyolitic eruptions from Chaitén Volcano, Chile. *Andean Geology*, 40(2), 216-226.

- Watt, S. F., Pyle, D. M., & Mather, T. A., 2013b. The volcanic response to deglaciation: Evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews*, 122, 77-102.
- Warren, A., 1988. The dunes of the Wahiba Sands. *Journal of Oman Studies*, Special Report 3, 131–160.
- Weiler, N.E., 2000. Holocene sea-levels and volcanic ash at southwest of San José Gulf, Península Valdés, Argentina. In: *Coastal Interactions during Sea-Level Highstands. International Conference Abstracts, Proyecto IGCP N° 437 (UNESCO-IUGS), INQUA. IGU, Puerto Madryn.*
- Weller, D., Miranda, C. G., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., & Stern, C. R., 2014. The large late-glacial Ho eruption of the Hudson volcano, southern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 76, 1-18.
- Weller, D. J., Miranda, C. G., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., & Stern, C. R., 2015. Tephrochronology of the southernmost Andean southern volcanic zone, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 77, 1-24.
- Weller, D. J., de Porras, M. E., Maldonado, A., Méndez, C., & Stern, C. R., 2018. New age controls on the tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile. *Quaternary Research*, 91(1), 250-264.
- Wentworth, C. K., 1938. Ash formations of the island of Hawaii. 3rd Sp. Rpt., Hawaiian Volcano Observatory, Honolulu, Hawaii, 1-183.
- White, J. D. L., & Houghton, B. F., 2006. Rocas volcánicas primarias. *Geología*, 34 (8), 677-680.
- Williams, G. E., 1970. The central Australian stream floods of February-March 1967. *Journal of Hydrology*, 11(2), 185-200.

- Wilson, T. M., Cole, J. W., Stewart, C., Cronin, S. J., & Johnston, D. M. 2011. Ash storms: impacts of wind-remobilised volcanic ash on rural communities and agriculture following the 1991 Hudson eruption, southern Patagonia, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 73, 223-239.
- Windhausen, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, V. XXVIII: 167-320. Córdoba.
- Zanchetta, G., Ribolini, A., Ferrari, M., Bini, M., Isola, I., Lezzerini, M., Baroni, C., Salvatore, M. C., Pappalardo, M., Fuck, E., & Boretto, G., 2018. Geochemical characteristics of the infilling of ground wedges at Puerto Deseado
- Zanchetta, G., Pappalardo, M., Di Roberto, A., Bini, M., Arienzo, I., Isola, I., Ribolini, A., Boretto, G., Fuck, E., Mele, M. D., Marzaioli, F., & Passariello, I., 2021. A Holocene tephra layer within coastal aeolian deposits north of Caleta Olivia (Santa Cruz Province, Argentina). *Andean Geology*, 48.