



UNIVERSIDAD AUSTRAL DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA

“GEODIVERSIDAD EN LA COMUNA DE LAGO RANCO”

(RESUMEN DEL INFORME: IDENTIFICACIÓN, CARACTERIZACIÓN Y VALORACIÓN DE
LA GEODIVERSIDAD EN LA COMUNA DE LAGO RANCO)

FELIPE ANDRÉS SANTOS BARRÍA
GEÓLOGO

VALDIVIA-CHILE

2022

INDICE

INTRODUCCIÓN	1
CONCEPTOS TEÓRICOS	2
GEOLOGÍA DE LA COMUNA	3
COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE-CORDÓN CAULLE	8
GRUPO VOLCÁNICO CARRÁN-LOS VENADOS	11
ESTRUCTURAS	13
GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DEL LAGO RANCO	16
GEODIVERSIDAD	
CONTEXTOS GEOLÓGICOS IDENTIFICADOS	18
INVENTARIO DE SITIOS DE GEODIVERSIDAD	21
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80

INTRODUCCIÓN

Chile es un país tricontinental, el cual abarca latitudes que se extienden desde el Altiplano Andino hasta el territorio Antártico, y longitudes que van desde el Océano Pacífico hasta la Cordillera de los Andes, albergando elementos geográficos relevantes como el Desierto de Atacama o el Territorio Patagónico. Esta prolongada franja rocosa es el resultado de diversos procesos geológicos, desde tiempos remotos hasta la actualidad, cuyos registros más antiguos se han identificado en el Complejo Metamórfico Belén, donde las edades calculadas para sus protolitos alcanzan los ~ 1800 Ma.

Estas magnitudes de espacio y tiempo invitan a reflexionar que la historia del ser humano es parte de una historia mucho más grande, la historia del planeta, y que los comportamientos que manifiesta recientemente dicho planeta, se han repetido a lo largo de millones de años. Por este motivo, es fundamental generar una vinculación de las ciencias de la Tierra con quienes habitan un territorio, como una herramienta para conocer los procesos geológicos, comprender su impacto en el entorno y valorar las complejidades que hay en las riquezas naturales del planeta.

La geodiversidad reúne todos los elementos abióticos de una localidad, siendo el sustento para el desarrollo de la vida. Estos elementos son un registro heredado desde los diferentes episodios geológicos que han construido la historia del territorio. La comuna de Lago Ranco, ubicada en la región de Los Ríos, es un territorio que resguarda una valiosa geodiversidad y que relata gran parte de la historia del continente sobre esas latitudes. El sustrato rocoso de esta comuna está construido a partir de la sedimentación de cuencas ancestrales, la evolución del arco volcánico en el margen continental y episodios de metamorfismo por plutonismo y deformación tectónica. Por otra parte, el modelado del relieve y sus principales accidentes orográficos se encuentra influenciado principalmente por la tectónica regional, los periodos glaciares, el desarrollo de redes hídricas y eventos de remociones en masa.

CONCEPTOS TEÓRICOS

GEODIVERSIDAD

Se define como la variedad de rasgos o elementos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos y pedológicos, que ilustran la evolución geológica de un lugar y que constituyen el sustrato sobre el cual se desarrolla la actividad orgánica, incluida la antrópica. Se considera la geodiversidad un análogo a la biodiversidad, en tanto, ambos constituyen la diversidad natural de un lugar.

PATRIMONIO GEOLÓGICO

Se define como un conjunto de elementos de geodiversidad que destacan por alguna característica o singularidad con un elevado interés o valor científico. Este conjunto de elementos requiere de una estrategia de conservación (geoconservación) que asegure una gestión sostenible en el tiempo.

GEOSITIOS Y ELEMENTOS DEL GEOPATRIMONIO

Geositio se define como un lugar con ocurrencia in situ de uno o más elementos geológicos con un valor científico excepcional, mientras que la presencia de uno o más elementos geológicos desplazados desde su lugar natural origen, pero que mantienen un alto valor científico, se denominan elementos de geopatrimonio.

SITIOS Y ELEMENTOS DE GEODIVERSIDAD

Sitio de geodiversidad se define como un lugar con ocurrencia in situ de uno o más elementos geológicos con un valor educativo, turístico o cultural importante, cuyo científico no es necesariamente relevante. Si estos tienen características previamente mencionadas, pero su ocurrencia es ex situ, se le considera elemento de geodiversidad.

GEOCONSERVACIÓN

Se define como un conjunto de acciones, técnicas y medidas encaminadas a asegurar la conservación (incluyendo la rehabilitación) del patrimonio geológico, basándose en el análisis de sus valores intrínsecos, vulnerabilidad y riesgo de degradación. El cuidado de los componentes

abióticos es igual de relevante que el de bióticos, ya que proporcionan una variedad de ambientes que influyen en la biodiversidad.

GEOTURISMO Y TURISMO GEOLÓGICO

El geoturismo es un turismo que sustenta y mejora la identidad de un territorio, considerando su geología, medio ambiente, cultura, valores estéticos, patrimonio y bienestar de sus residentes. En tanto, el turismo geológico enfatiza en experimentar las características geológicas del planeta, de modo que se promueva la comprensión, valoración y conservación de la geodiversidad.

GEOLOGÍA DE LA COMUNA

PALEOZOICO

Complejo Metamórfico Trafún (Devónico-Carbonífero Inferior)

Rocas sedimentarias afectadas por un bajo grado de metamorfismo y constituida por metagrauvacas de grano fino, alternando con metareniscas finas, pizarras arcillosas laminadas, que presentan frecuentemente estratificación lenticular y marcas de ondulación, y localmente niveles de meta conglomerados. Su base no se encuentra expuesta y se encuentra intruída por granitoides del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, que han generado metamorfismo de contacto con andalusita y cordierita. Los minerales metamórficos indican un grado metamórfico no superior a esquistos verdes, en particular la zona de clorita. Los eventos de deformación están asociados a un clivaje de plano axial (foliación), coplanar a la estratificación y un clivaje de crenulación de pliegues noroeste-sureste inclinados hacia el oeste. Los circones detríticos han entregado una edad Pb-Pb de 402 Ma (Duhart et al., 1998). La edad de deformación principal es más antigua que la edad de los granitoides que la intruyen, por la sobreimposición de minerales de metamorfismo a dicha fábrica. La deformación tardía es incierta, pudiendo alcanzar hasta el Triásico (Campos et al., 1998). Estas rocas afloran en la ribera suroeste del lago Ranco, en el sector Pisada del Diablo, y en la isla Colcuma.

Batolito Futrono Riñihue (Carbonífero-Pérmico)

Cuerpo intrusivo de amplia extensión en la Región, desde el norte del Lago Riñihue (Rodríguez et al., en Sernageomin, 1998) hasta el sur del Lago Ranco, donde intruye metasedimentitas del Complejo Metamórfico Trafún. Se comprende de granitos, granodioritas y tonalitas, de biotita y

hornblenda, leucogranitos, de grano medio a grueso y pórfidos riódacíticos. Se manifiesta argilización de feldespato potásico, sericitación de plagioclasa y cloritización de minerales máficos. Su composición es calcoalcalina, metaluminosa y con alto potasio. Se han reportado edades K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 295 ± 7 y 309 ± 8 Ma (Munizaga et al., 1988), K-Ar en biotita y anfíbola de 267 ± 8 , 286 ± 9 , 313 ± 7 y 316 ± 7 Ma, U-Pb en circones de $297,6\pm 1,0$ Ma (Campos et al., 1998). Estas rocas afloran en la ribera sur del lago Ranco, en el sector Ilihue.

MESOZOICO

Plutón Lago Maihue (Cretácico Inferior)

Stock de aproximadamente 30 km^2 que se expone en la parte centro-occidental de la cuenca del Lago Maihue, formando una “mega inclusión” en Granitoides Miocenos, que lo intruyen por el oeste y están en contacto tectónico con el plutón a través de la Falla Maihue, por el este. Está formado por granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, de grano medio. La alteración propilítica se manifiesta en biotita cloritizada, con prehnita en planos de clivaje, y en hornblenda, parcialmente cloritizada y epidotizada, a lo cual se agregan carbonatos. Presentan brechización, además de alteración potásica que ha desarrollado biotita y feldespato potásico secundarios, que, en algunos sectores se sobrepone a la alteración propilítica. Su composición es calcoalcalina, metaluminosa y con alto potasio. Se reporta una edad U-Pb de 120 ± 4 Ma, en circones de una granodiorita al sur del Lago Maihue (Campos et al., 1998). Estas rocas afloran en la ribera suroeste del lago Maihue, en el sector Las Molidas.

CENOZOICO

Estratos de Lago Ranco (¿Oligoceno? -Mioceno Inferior)

Secuencia sedimentaria y volcánica de composición intermedia, afectada por alteración propilítica regional, de ambiente continental y marino, que alcanza más de 1000 m de potencia. En Illahuapi está intruida por Granitoides Miocenos y en el sur del lago Ranco se encuentra cubierta por los Estratos de Pitreño. En la península de Illahuapi está intruída por rocas del Complejo Volcánico Illahuapi y cubierta por lavas cuaternarias del Complejo Volcánico Cordon Caulle-Puyehue. Incluye brechas volcánicas, tobas líticas y lavas andesíticas-dacíticas en sus niveles basales; areniscas volcanoclásticas, lutitas plantíferas y conglomerados en sus niveles

superiores. En la ribera sureste del lago Ranco, en contacto aparente por falla con sus rocas circundantes, se reconocieron afloramientos de una secuencia rítmica (turbiditas) con abundante fauna fósil marina, integrados a esta unidad. La presencia de estos invertebrados indicaría una edad miocena (Covacevich, 1996). Se determinó una edad K-Ar en plagioclasa de $20,7 \pm 0,4$ Ma (Campos et al., 1998) y dos dataciones K-Ar en roca total indicando valores de $13,7 \pm 2,0$ y $13,1 \pm 0,6$ Ma (García et al., 1988). Estas rocas afloran en las riberas sureste y sur del Lago Ranco, en la península de Illahuapi, y los sectores Riñinahue y Pitreño.

Complejo Volcánico Illahuapi (Mioceno Medio)

Asociación volcánica a subvolcánica de domos, coladas, tobas, brechas volcánicas y diques columnares de definidas en los sectores central y occidental de la Península Illahuapi y oriental de la Isla Huapi, en el lago Ranco. Las rocas volcánicas se apoyan en discordancia angular sobre los Estratos de Lago Ranco, mientras los diques y domos se emplazan en rocas plegadas de esta última unidad. En Isla Huapi, los niveles volcanoclásticos cubren rocas del Complejo Metamórfico Trafún. Los domos tienen formas subcirculares y dimensiones menores a $0,5 \text{ km}^2$, mientras que los diques tienen una extensión de dimensiones hasta decimétricas y potencias menores a 10 m, con disyunciones columnares horizontales. Las rocas de esta unidad tienen una composición que varía de dacítica a riolítica. Una datación K-Ar en roca total indica un valor $16,0 \pm 1,3$ Ma. Estas rocas afloran en la ribera sureste del lago Ranco, en la península de Illahuapi.

Estratos de Pitreño (Mioceno Superior-Plioceno)

Secuencia sedimentaria y volcánica continental subhorizontal, con niveles sedimentarios en los estratos basales y volcánicos en los superiores, que se exponen en farallones de la ribera meridional del Lago Ranco. Su base sobreyace en discordancia angular las capas plegadas de los Estratos del Lago Ranco, rocas del Complejo Metamórfico Trafún y Batolito Futrono-Riñihue. Hacia el sur del lago está cubierta en discordancia erosiva por lavas y piroclastitas del Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue. Su nivel inferior (sedimentario) sobreyace los Estratos del Lago Ranco y se compone por 200 m de areniscas líticas, volcanoclásticas, conglomerados y lutitas portadoras de flora fósil, con intercalaciones de aglomerados y tobas dacíticas (Moreno, 1997). Su nivel superior (volcánico) no tiene un contacto inferior definido e incluye 500 m de lavas andesíticas y basálticas, aglomerados y materiales de flujos piroclásticos y laháricos. Edades

K-Ar en roca total, en un basalto y tres andesitas, indicaron valores de $5,2\pm0,5$, $4,8\pm0,5$, $2,4\pm0,6$ y $3\pm0,7$ Ma. El nivel basal aflora en la ribera sur del lago Ranco, en el sector Pitreño, mientras que el nivel superior aflora en los cerros al sur de la localidad de Lago Ranco.

Granitoides Miocenos

Conjunto de intrusivos faneríticos que constituye una unidad de amplia distribución en la zona oriental de la comuna de Lago Ranco. Incluye granitos, granodioritas, monzonitas, tonalitas, dioritas y gabros. Intruye a rocas del Batolito Futrono-Riñihue, Plutón Lago Maihue y Estratos del Lago Ranco. En los contactos con los Estratos de Lago Ranco presenta inclusiones de la roca caja, mientras que en los contactos con el Plutón Lago Maihue desarrolla foliación magmática. En la zona suroccidental se encuentran cubiertas por rocas volcánicas del Cuaternario. Se caracterizan por la ocurrencia de clorita y epidota en los minerales máficos y sericita en los feldespatos. Estas rocas son calcoalcalinas, metaluminosas, en algunos casos peraluminosas, presentando en sus variedades más silíceas un alto contenido potásico. Se ha descrito la presencia de turmalina y titanita en algunos ejemplares de granitos y granodioritas. Se han registrado edades K-Ar en roca total de $18,1\pm4,6$ Ma, K-Ar en biotita de $13,3\pm0,6$ Ma y U-Pb en circones y K-Ar en biotita y anfíbola de $5,3\pm0,8$, $8,6\pm0,6$, $6,6\pm1,0$ y $7,2\pm1,1$ Ma. Estas rocas afloran en las cumbres en torno al lago Ranco, desde la ribera oeste a la ribera sur, y, además, en la ribera sur del río Calcurrupe, en la ribera occidental del lago Huishue y en el cerro Chilcoco.

Volcanes y productos volcánicos cuaternarios

Conjunto de centros emisores y sus respectivos productos volcánicos que forman parte del arco volcánico cuaternario, ubicado en la zona oriental de la comuna de Lago Ranco. Es posible reconocer dos conjuntos volcánicos activos en el territorio: el Grupo Volcánico Carrán Los Venados (GVCLV) al norte y centro y el Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle (CVPCC) al sur. Cabe destacar la presencia de un centro volcánico erodado, vinculado a las primeras etapas de formación CVPCC, denominado Volcán Mencheca.

Depósitos no consolidados

Conjunto de depósitos cuaternarios vinculados a la dinámica fluvial, coluvial, aluvial, deltaica, lacustre o glaciár, además de los depósitos originados por remociones en masa, ubicados en las zonas más bajas de los valles de la comuna o en torno a las principales masas lacustres. FIG..1

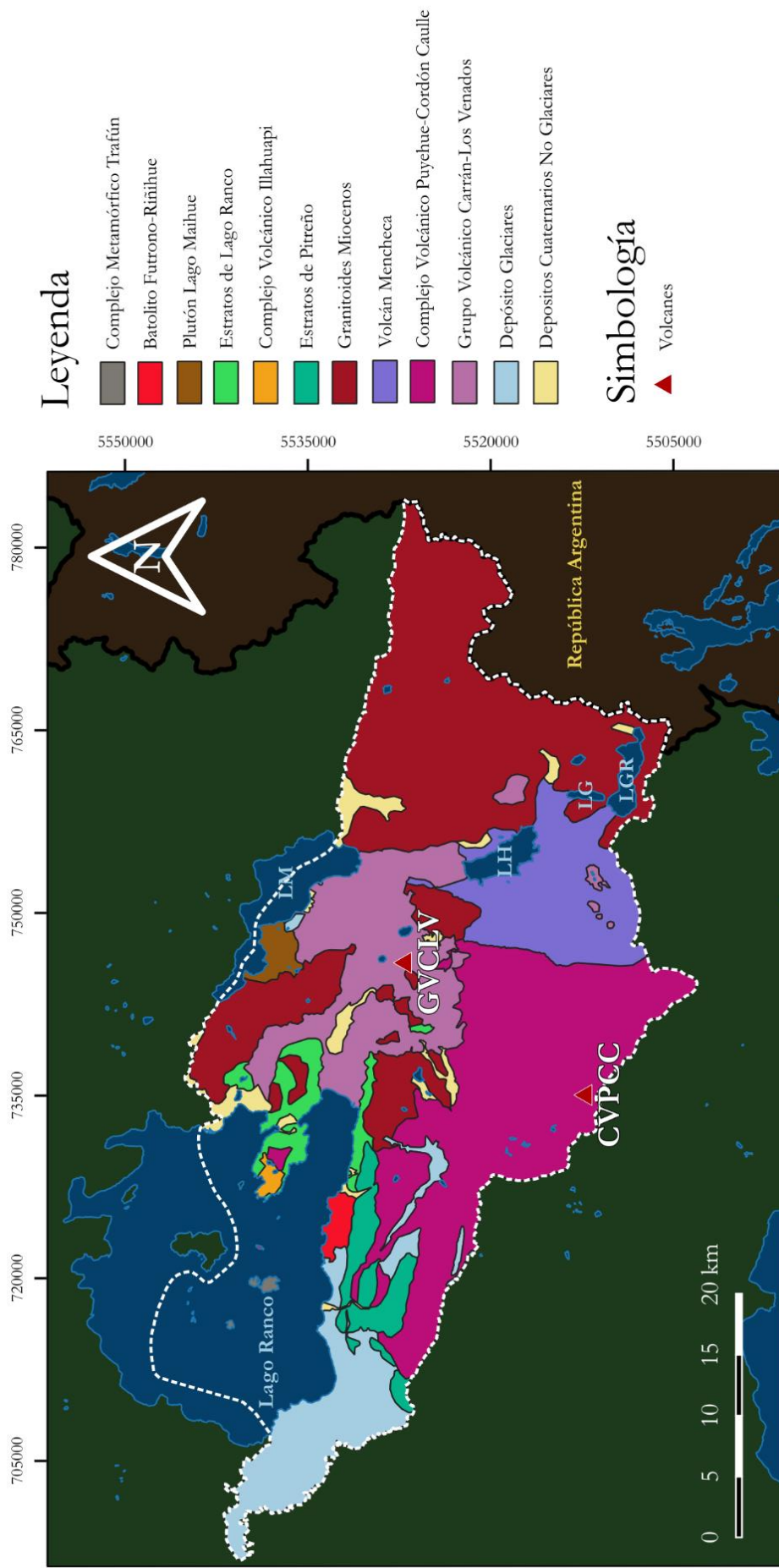


Fig.1 Mapa geológico de la comuna de Lago Ranco. Elaborado a partir de Campos et al. 1998, Lara & Moreno, 2006.

COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE CORDÓN CAULLE (CVPCC)

VOLCAN MENCHECA

Estratovolcán erosionado, ubicado al oriente del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, con productos volcánicos que abarcan una superficie de 150 km². Su edad no es bien definida, pero sus unidades basales engranan con lavas antiguas del volcán Puyehue. Composicionalmente corresponde a lavas basálticas y andesítico-basálticas junto a numerosos diques alimentadores de la misma composición en el núcleo del volcán. En sus secuencias basales se obtuvo una edad de 530 ± 440 ka a partir de K-Ar sobre roca total. En este sector, sobre una falla normal que afecta la secuencia, se emplaza un cono piroclástico del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados.

VOLCÁN CORDILLERA NEVADA

Corresponde a un estratovolcán truncado que presenta una estructura de caldera de 6 km de diámetro, cuyo interior hay rocas volcánicas de episodios posteriores del complejo volcánico. Tiene un volumen de 120 km³ y cubre un área de 700 km². Entre sus rocas predominan las andesitas volcánicas pero su composición varía entre 52 y 63% de SiO₂. Dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar en sus lavas basales más antiguas indican una edad 377 ± 7 ka. Su colapso de habría producido entre 117-119 ka y se asociaría al emplazamiento de un voluminoso flujo piroclástico (Ignimbrita San Pablo) que alcanza hasta los 80 km al oeste. En sus últimas etapas, destacan flujos lávicos desde fallas anulares y flancos de la antigua caldera, datados en 25 ± 15 ka fue mediante ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental.

ABANICO VOLCANOCLÁSTICO SAN PABLO

Abanico integrado por la Ignimbrita San Pablo (Lara et al., 2006) areniscas epiclásticas y depósitos aluviales que alcanzan espesores entre 1 y 70 m en las facies distales, a más de 80 km del centro emisor. Cubre un área de 1500 km² hacia el oeste y está cubierto por depósitos morrénicos y fluvioglaciales de la Glaciación Llanquihue. Las facies distales cubren depósitos fluvioglaciales de la Glaciación Santa María. La Ignimbrita San Pablo, un depósito de flujo piroclástico macizo, compuesto de piroclastos pumíceos y escoráceos inmersos en una matriz de ceniza fina endurecida, con un volumen máximo de ca 15 km³. Sobre ella se disponen depósitos piroclásticos de lapilli media a grueso, de espesores centimétricos y probablemente de caída, y una potente sucesión de niveles epiclásticos de espesores centimétricos. La edad de la

ignimbrita no ha sido precisada, pero puede acotarse al rango interglaciar entre los depósitos que la infrayacen y suprayacen, correspondiendo a los ca 132 y 90 ka. El origen de este depósito se asocia al colapso del estratovolcán ancestral Cordillera Nevada y formación de caldera, acotada radiométricamente entre ca 117-110 ka (Lara et al., 2006).

VOLCÁN CORDÓN CAULLE

Corresponde a un conjunto de centros eruptivos de un sistema fisural que abarcan un volumen sobre los 15 km³ y una superficie de 290 km². Las unidades más antiguas forman un graben o fosa volcánica de 9 km de longitud, en donde se encuentran domos y fisuras recientes. Los productos emitidos varían entre basaltos y riolitas (51-71% SiO₂), cuyas coladas postglaciales varían entre riodacíticas y riolíticas. Dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental de sus unidades lávicas más antiguas indican una edad 430±60 ka. Relaciones estratigráficas indican que la formación del graben sería entre 96 y 70 ka. La actividad fisural postglacial ha sido intensa, con eventos importantes en tiempos históricos. Entre las coladas más recientes se encuentra la de 1921, 1960 y 2011. Estas coladas son múltiples, de bloque y riodacíticas (69-70% SiO₂), emitidas simultáneamente en varios centros emisores sobre fisuras eruptivas.

VOLCÁN PUYEHUE

Estratocono compuesto que alcanza un volumen de 70 km³ y cubre una superficie de 160 km². El edificio volcánico actual fue construido desde el Pleistoceno Superior en el borde de una estructura ancestral parcialmente colapsada, que forma su actual base. Las unidades antiguas incluyen lavas y niveles volcanoclásticos de composición predominantemente basáltica andesítica que datan en 245±13 ka a partir de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en masa fundamental. El desmantelamiento parcial del edificio se asocia a erupciones explosivas con emisión de lavas riolíticas. Termina con el colapso del cráter central, entre 5,8 y 2,2 ka, periodo en donde se registran depósitos de caída asociado a erupciones plinianas y vulcanianas. No se conocen erupciones históricas, sin embargo, en su interior conserva un cráter abierto con un campo de fumarolas activas.

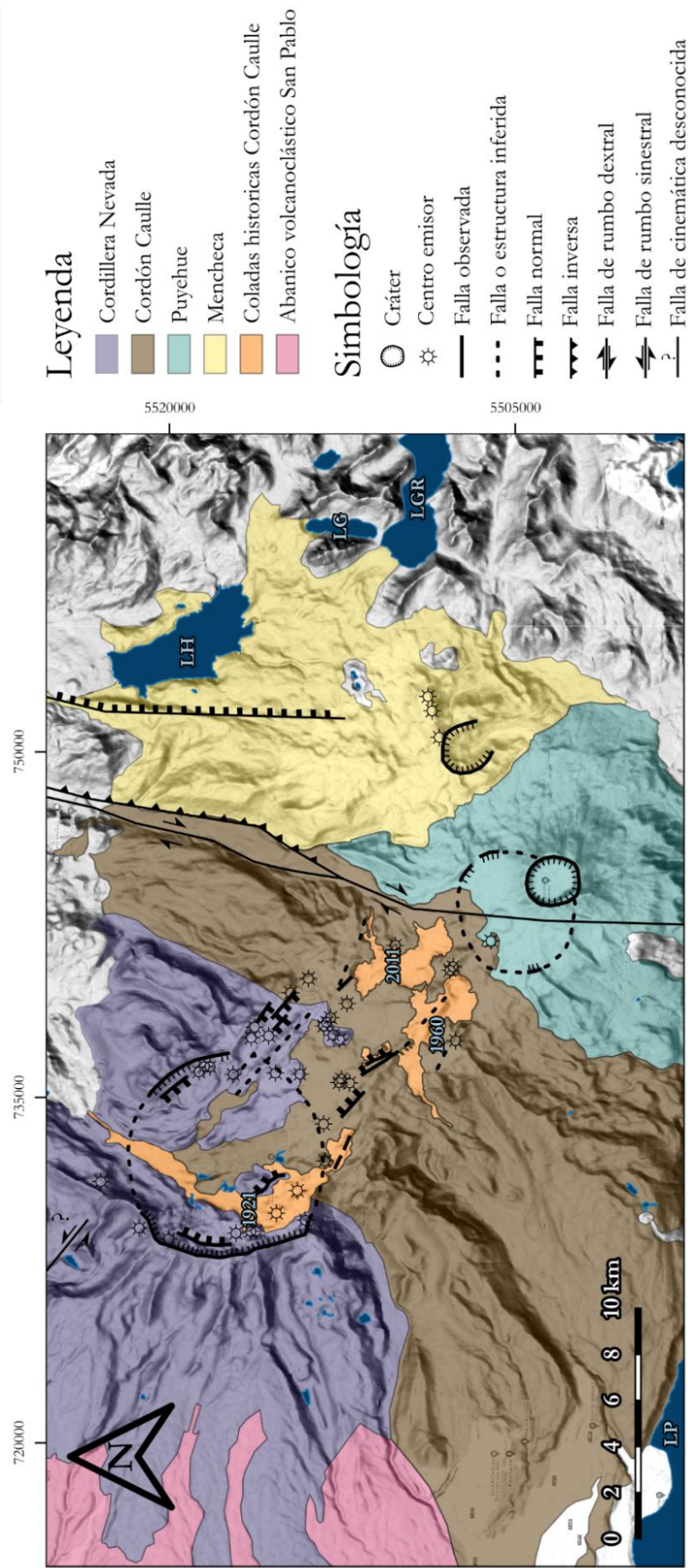


Fig.2 Mapa geológico del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. Elaborado a partir de Campos et al. (1998), Lara & Moreno (2006), Guzmán (2015), Maldonado (2020).

GRUPO VOLCÁNICO CARRÁN LOS VENADOS (GVCLV)

Conjunto de lavas, conos de piroclastos y maares organizados en un amplio lineamiento volcánico de dirección noreste-suroeste. La actividad eruptiva que da origen a estos edificios es en gran parte holocena. Las lavas y piroclastos emitidos provienen de erupciones estrombolianas y freatomagmáticas y son de composiciones basálticas y andesítico-basálticas.

CENTROS ERUPTIVOS LOS VENADOS

Corresponden un conjunto de alrededor de 50 conos de piroclastos, cráteres y maares entre los ríos Nilahue, Riñinahue y Los Venados en el extremo suroeste del lineamiento volcánico. Incluye los conos de piroclastos Pichi, Queñe, Cerro Negro, Cerro Gris, Aserradero Alto, Quirrasco, Puchura, Pichico, Pichicura, Colorado, Jaramillo y el centro volcánico Quilicura, además de los maares Pocura, Santo Domingo y Cielito, junto a otros sin denominación propia. El volcán Riñinahue o Corral Quemado corresponde al centro eruptivo más importante, un maar con actividad reciente en 1907.

CENTROS ERUPTIVOS CARRÁN

Comprenden un conjunto de alrededor de 20 conos de piroclastos, cráteres y maares en el extremo noreste del lineamiento volcánico. Incluye los conos de piroclastos Yolye, Lumanto, Chascón, Chascón Sur, Chanco, Bellavista, La Taza, Providencia. Incluye actividad histórica: Maar Carrán (1955) y Volcán Mirador (1979). Dataciones C14 en paleosuelos indican edades mínimas de la actividad en este sector entre 3720 ± 30 y 1330 ± 30 años A.P. y una edad 225 ± 75 años A.P. bajo los depósitos de la erupción del Maar Pocura (Bucchi, 2013).

VOLCANES PERIFÉRICOS

Se denomina de este modo al estratovolcán Los Guindos y al volcán Media Luna por encontrarse fuera del lineamiento del complejo volcánico. El estratovolcán Los Guindos, se ubica sobre la traza de la ZFLO al borde de la ribera sur del Lago Maihue, presentando evidencias de erosión glaciaria en su unidad más antigua, asignándose una edad Pleistoceno Medio. Sus productos corresponden a lavas, depósitos piroclásticos, tobas y brechas. El Volcán Media Luna se encuentra en el extremo norte del Lago Huishue, donde una de sus coladas represa dicho Lago. Incluye un cono de piroclastos emplazado sobre la intersección de las fallas Huishue y Futrono (Rodríguez, 1999).

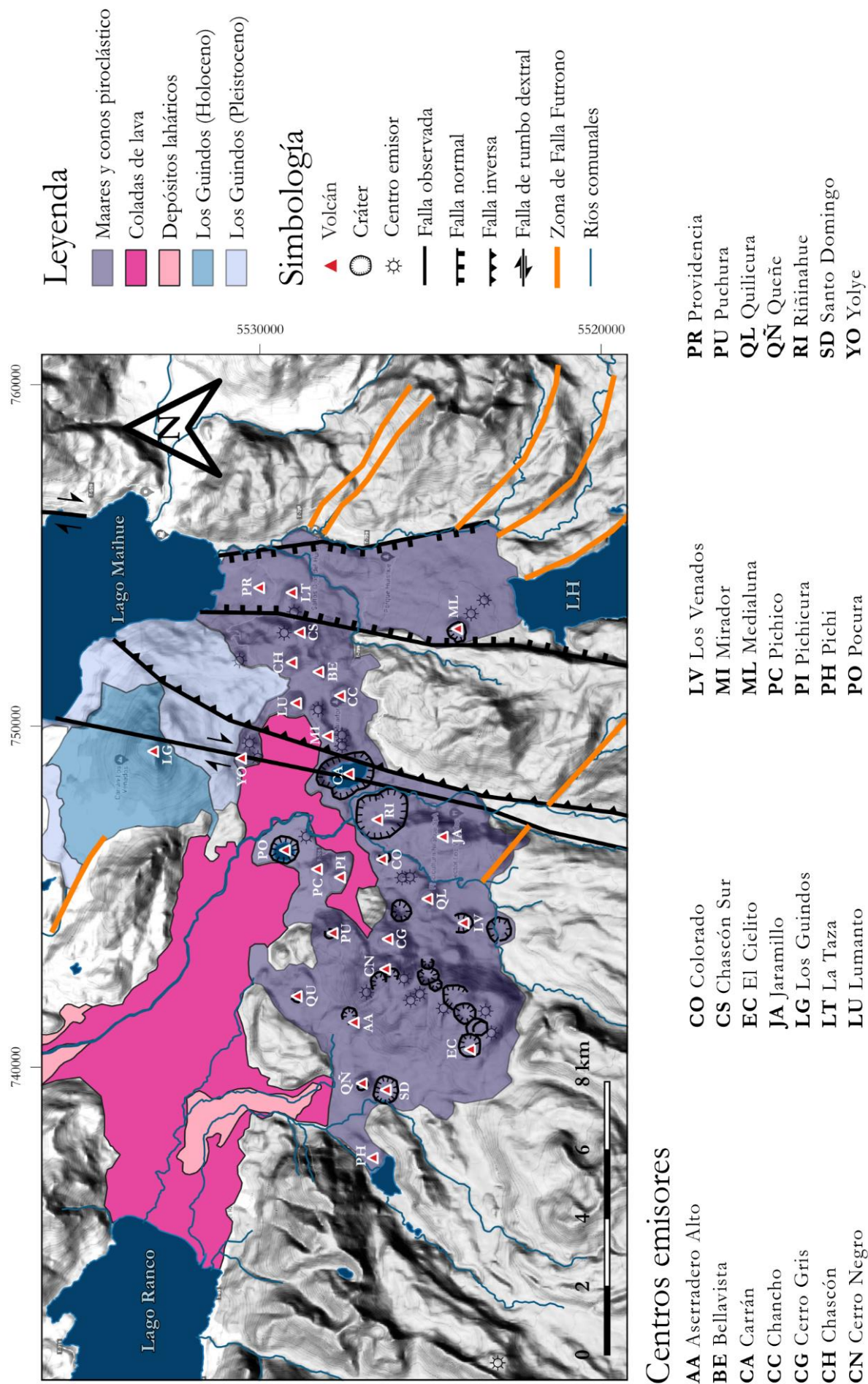


Fig.3 Mapa geológico del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados. Elaborado a partir de Campos et al. (1998), Buchi, Lara & Gutiérrez (2015), Borlín, Moreno & Becerra (2019), Guzmán (2015), Maldonado (2020).

ESTRUCTURAS

La arquitectura estructural de la comuna de Lago Ranco está configurada principalmente por el Sistema de Falla Liquiñe Ofqui (SFLO), paralelo al arco volcánico y al margen continental, y por fallas heredadas desde basamento, que se disponen oblicuamente al eje del arco actual, donde destaca el Sistema de Falla Gastre (SFG). Se plantea que las estructuras oblicuas definen el patrón estructural y eruptivo del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados y el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle.

SISTEMA DE FALLAS LIQUIÑE OFQUI (SFLO)

Corresponde a un conjunto de fallas y lineamientos de primer orden, de rumbo N-NNE en torno al arco volcánico cuaternario. Se ha caracterizado como una estructura de flor positiva que exhuma niveles rocosos profundos de la corteza, o también, como un dúplex con cinemática de rumbo dextral con una raíz cortical profunda, que controla la deformación de los Andes Norpatagónicos y el volcanismo de la Zona Volcánica Sur (ZVS) y cuya actividad se remonta al Cretácico Superior (Cembrano et al., 2000).

Durante el Mioceno Superior y Plioceno, ha cumplido un importante rol en el ascenso de magmas, ejerciendo control sobre su mecanismo de transporte, almacenamiento cortical y diferenciación de los componentes, lo que tiene relación con el volcanismo cuaternario. Las estructuras NE tendrían un régimen transtensivo y se asocian generalmente a un volcanismo más primitivo, con menor tiempo de residencia cortical poco explosivo, en tanto, las estructuras NW presentarían un régimen transpresivo, lo que significaría un volcanismo más diferenciado, con mayor residencia en la corteza y un comportamiento más explosivo.

Falla Maihue

Estructura de rumbo NNE que se desarrolla a lo largo del río Curinilahue poniendo en contacto el Plutón Lago Maihue con los Granitoides Miocenos. Hacia el sur, esta estructura se prolongaría hasta el valle Contrafuerte y sobre su traza se ubicarían los volcanes Carrán, Riñinahue y Los Guindos. A partir de observaciones batimétricas en el Lago Maihue, se propone una cinemática de bloques donde el bloque oriental desciende respecto al occidental.

Falla Huishue

Estructura que se desarrolla paralela al E de la traza principal de la SFLO, junto al lago Huishue como un escarpe rocoso que lo limita al W, donde las lavas del Volcán Mencheca se encuentran desplazadas por un fallamiento normal asociado a esta falla. Se plantea que en conjunto a la Falla Cullao, limitan un graben que da origen a una cuenca extensional.

SISTEMA DE FALLAS GASTRE (SFG)

Conjunto de fallas regionales de orientación NW, que forman un sistema de extensión continental anastomosado de 30-40 km de ancho. El origen de este sistema estaría relacionado al margen occidental de Gondwana, desarrollado en el Paleozoico Superior como un prisma de acreción, cuyos registros en la superficie marcan la orientación de esta estructura y del antiguo margen continental. La cinemática no está bien definida, aunque se señala un desplazamiento dextral, además, se genera una curvatura o cambio de rumbo de N a NE en la SFLO cuando esta última intercepta al SFG.

Zona de Falla Futrono (ZZF)

Conjunto de estructuras de orientación NW que limitan la Depresión Intermedia hacia el S y un bloque tectónico elevado conocido como Dorsal de Loncoche hacia el N. Se sugiere un movimiento dextral por el desplazamiento de la línea de la costa, aunque no está bien definido. Se establece que en la intersección de la ZZF con la SFLO y la Falla Huishue, se ubicarían los volcanes Los Guindos y Media Luna respectivamente.

Falla Río Iculpe-Graben Cordón Caulle

Estructura de orientación NW que se dispone en el valle del río homónimo con una longitud de 20 km. La extensión hacia el sureste de la traza de esta estructura estaría vinculada al patrón estructural del Cordón Caulle. Corresponde a un conjunto de fallas heredadas desde el Preandino a las cuales se le asocia un desplazamiento de rumbo sinistral, sin evidencias dentro de la comuna de Lago Ranco. En el sector del Cordón Caulle, las estructuras NW tendrían una cinemática normal, generando un graben tectónico que controlaría gran parte de las erupciones del complejo volcánico.

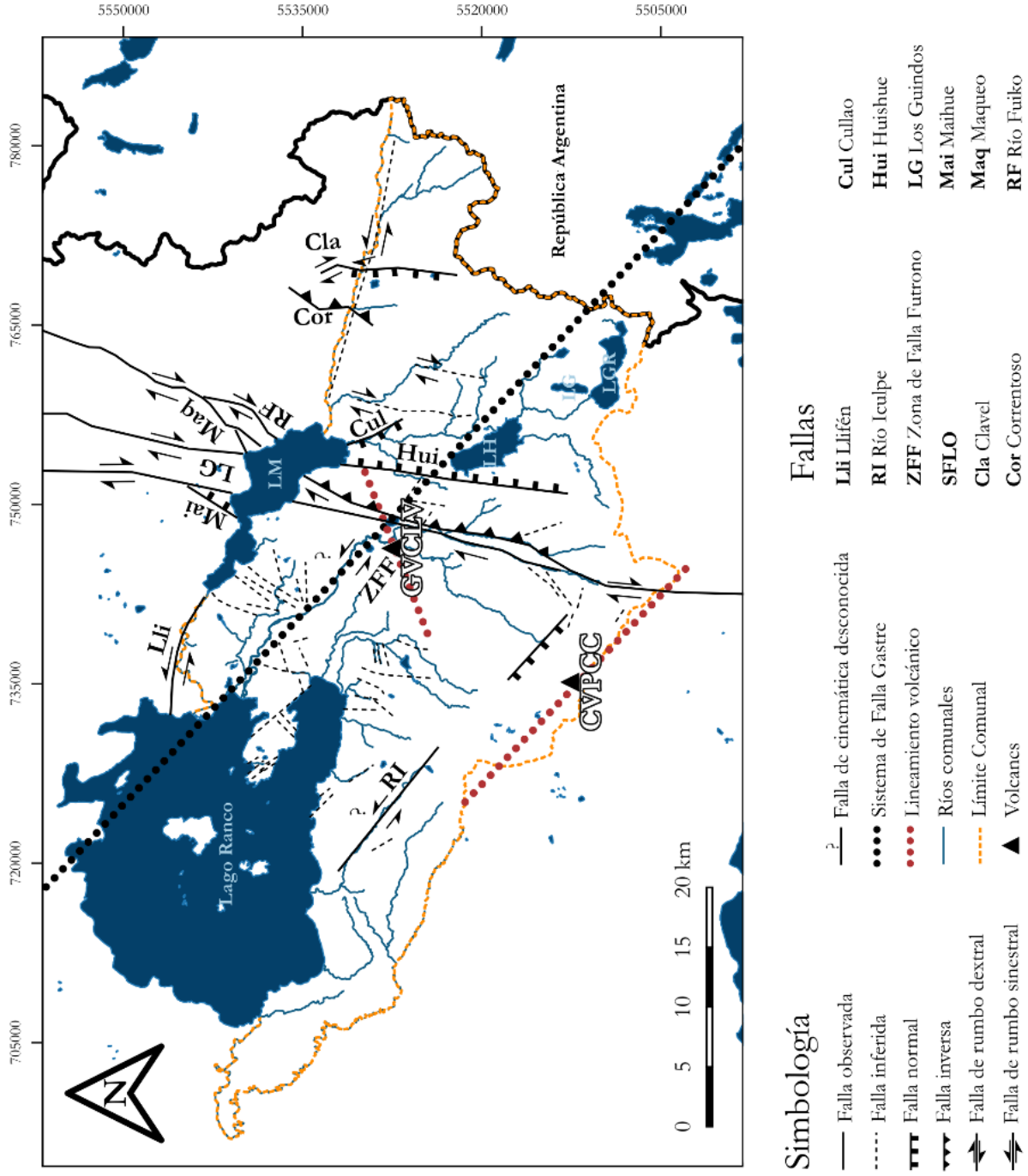


Fig.4 Mapa tectónico de la comuna de Lago Ranco. Elaborado a partir de Campos et al. (1998), Lara & Moreno (2006), Guzmán (2015), Maldonado (2020).

GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DEL LAGO RANCO

La cuenca del Lago Ranco (1014 km²) se posiciona entre la Depresión Intermedia y la Cordillera Principal de la Región de los Ríos y alberga un lago homónimo que es el tercer más grande de Chile (442 km²), tras el Lago General Carrera (970 km²) y el Lago Llanquihue (860 km²). Este lago se ubica en una cota de 70 m.s.n.m. y tiene una profundidad que sobrepasa los 80 m. Los principales afluentes del Lago Ranco corresponden a redes fluviales de régimen pluvionival que se disponen sobre lineamientos estructurales de primer orden asociados al SFLO y SFG, donde destacan los ríos Caunahue, Calcurrupe, Nilahue y Riñinahue y los lagos Huishue y Maihue. Las aguas del Lago Ranco son drenadas por el Río Bueno hacia el Océano Pacífico, donde se origina un extenso cañón submarino que transporta la carga sedimentaria de fondo hacia la fosa intraplaca. Este lago cuenta con un espejo de agua interrumpido por 25 islas o islotes, donde destacan las islas Huapi, Colcuma, Penique y Lillipen. El flanco occidental del lago es bastante regular, mientras que su flanco oriental es bastante accidentado con la formación de penínsulas, senos y golfos.

El Lago Ranco tiene un origen glaciar, producto de los avances de un gran cuerpo glaciar de piedemonte sobre la Depresión Intermedia durante el Pleistoceno, generando un sobrexcavamiento en el terreno y la depositación de cordones morrénicos en la sección frontal. Este gran glaciar estuvo alimentado por diferentes lóbulos de hielo provenientes de la Cordillera de Los Andes y que se posicionaron sobre las actuales subcuencas. En la Región de Los Ríos existen registros morrénicos de cuatro periodos glaciares, del más antiguo al más reciente: Caracol, Río Llico, Santa María y Llanquihue, siendo este último el cual origina el actual Lago Ranco. Dentro de la Glaciación Llanquihue se reconocen tres episodios: el primero corresponde al avance glaciar incluso más hacia el oeste que la posición del actual lago (Morrena Los Chilcos) entre los 56 y 45 ka, luego un periodo cálido donde los hielos retrocedieron y abandonaron el piedemonte dando el origen a un paleo-lago Ranco, y finalmente, un nuevo avance glaciar (Morrenas Dollinco, Panqueco y Quillaico) que culmina en 12 ka cuando retroceden definitivamente los glaciares del piedemonte andino.

La erosión glaciar es el principal agente modelador del paisaje de la cuenca de Lago Ranco y sus evidencias pueden reconocerse sobre las principales cumbres de la comuna como también en las

zonas de valle. Dentro de los elementos de erosión se identifican artesas de tipo U, circos y semicircos glaciares, agujas o horns glaciares, crestas o aristas glaciares, cerros aborregados, hombres glaciares, artesas colgantes y estrías glaciares. La depositación del material erosionado y acarrado por los glaciares es identificado en las zonas frontales y laterales al Lago Ranco como elementos de depositación denominados depósitos morrénico, depósitos glaciofluviales y depósitos glaciolacustres.

Otros agentes de modelamiento relevantes de la cuenca son el volcánico (edificios y depósitos asociados a erupciones recientes de los complejos volcánicos Mocho Choshuencho (CVMC) y Puyehue Cordon Caulle (CVPCC) y del Grupo Volcánico Carrán Los Venados (GVCLV)), el tectónico (estructuras activas de escala regional asociadas al SFLO y SFG que generan zonas de debilidad o discontinuidades en la corteza terrestre), fluvial (abundantes redes hídricas que erosionan, transportan y depositan material rocoso), aluvial (aumentos ocasionales del cauce fluvial que magnifica sus capacidades de erosión, transporte y depositación) y coluvial (disgregación del material rocoso producto de la sismicidad, de los niveles de agua y de la actividad antrópica)

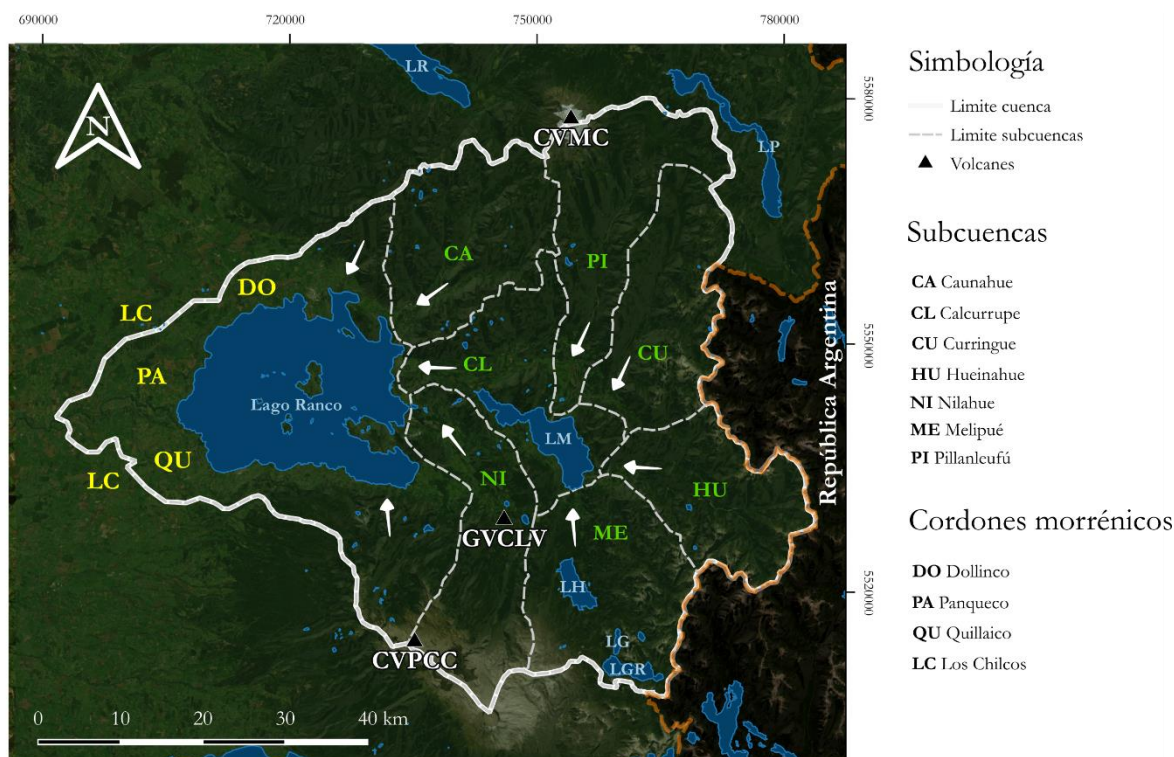


Fig. 5 Mapa de la Cuenca del Lago Ranco y sus subcuencas. Se indica las direcciones de flujo (flechas blancas) de los cuerpos de agua y hielo sobre el Lago Ranco.

GEODIVERSIDAD

CONTEXTOS GEOLÓGICOS IDENTIFICADOS

Para identificar los contextos geológicos nacionales que se expresan en la comuna de Lago Ranco, se hace uso de la propuesta realizada por Mourgues et al. (2012), y se hace una selección a partir del marco geológico y las características geomorfológicas de la zona. Se reconoce una afinidad de los procesos geológicos locales con 11 de los 22 contextos geológicos nacionales propuestos en dicho trabajo, a los cuales se les agrega un nuevo contexto local denominado Procesos del Holoceno (PH), que contiene depósitos recientes poco consolidados y que presentan cierta dificultad de ser asociado a los contextos geológicos nacionales propuestos.

Series sedimentarias del Paleozoico

Representativo de un ambiente marino en el Paleozoico. En la comuna está representado por rocas de tipo metasedimentarias pertenecientes al Complejo Metamórfico Trafún.

Batolitos del Paleozoico Superior

Representativo del plutonismo durante el Carbonífero-Pérmico. En la comuna está representado por unidades granitoideas plutónicas y por unidades porfídicas de menor extensión pertenecientes al Batolito Futrono-Riñihue.

Batolitos y Complejos Plutónicos del Mesozoico

Representativo del plutonismo durante el Mesozoico. En la comuna está representado por un stock de cuerpos intrusivos granitoideos pertenecientes al Plutón Lago Maihue.

Depósitos continentales Cenozoicos y sus fósiles

Corresponde a los depósitos de sedimentitas y volcanosedimentitas continentales con contenido fosilífero. En la comuna está representado por los depósitos sedimentarios, volcánicos y volcanosedimentarios de los Estratos de Pitreño, del Complejo Volcánico Illahuapi y de los Estratos de Lago Ranco, en el primero con contenido de flora fósil.

Cenozoico marino y sus fósiles

Corresponde a las formaciones de ambientes marino durante el Cenozoico. En la comuna está representado las rocas sedimentarias marinos con fauna fósil de los Estratos de Lago Ranco.

Batolitos del Cenozoico y los grandes pórfidos de Chile

Corresponde al plutonismo y formación de pórfidos mineralizados en el Cenozoico. En la comuna está representado por los cuerpos intrusivos plutónicos y de menor extensión pertenecientes a los Granitoides Miocenos.

Volcanismo Cuaternario

Corresponde a los productos y morfologías asociadas a la actividad volcánica cuaternaria. En La comuna está representado por las rocas del Complejo Volcánico Cordón Caulle-Puyehue y el Grupo Volcánico Carrán-Los Venados, además de las manifestaciones de termales en el Cordón Caulle.

Mega Estructuras y Neotectónica de Chile

Corresponde a las grandes fallas y estructuras activas en Chile. En la comuna está representado por las estructuras asociadas al Sistema de Falla Liquiñe Ofqui y al Sistema de Falla Gastre.

Geoformas y depósitos glaciales del centro y sur de Chile

Corresponde a los elementos geológicos vinculados a los periodos glaciares de Chile. En la comuna está representado por las geoformas de erosión en las zonas de cumbre y valle, y por los depósitos del material acarreado por los glaciares durante las Glaciación Llanquihue.

Ambiente lacustre del Cuaternario

Corresponde a los depósitos y cuerpos lacustre desarrollados en el Cuaternario. En la comuna está representado por los depósitos recientes y las extensiones en el territorio del Lago Ranco, Lago Maihue, Lago Huishue, Lagunas Gemelas y el Lago Gris.

Ambientes fluvioaluviales del Neógeno-Cuaternario (AFNgQ)

Corresponde a los depósitos, morfologías y redes hídricas del Neógeno-Cuaternario. En la comuna está representado en los numerosos ríos que drenan sobre el Lago Ranco, donde

destacan el Calcurrupe (desde el Lago Maihue), el Nilahue, Riñinahue, Futangue e Ignao (desde el Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle).

Procesos de remociones en masa del Holoceno

Corresponde a depósitos recientes poco consolidados y asociados a procesos de remoción en masa. En la comuna está representado por las numerosas remociones en masa asociadas principalmente al terremoto 1960.

Comuna Lago Ranco

Nombre local	Pisada del Diablo	
Nombre sitio	Península Metasedimentaria de Paleozoico en Lago Ranco	
Coordenadas UTM	-40,3108	-72,4560
Contexto representado	Series sedimentarias del Paleozoico	
Interés geológico	Metamórfico, estructural, geomorfológico	
Descripción general		

Corresponde a una pequeña península compuesta de rocas metamórficas ubicada en el extremo oriental de la playa Lago Ranco, dentro del Parque Pisada del Diablo. Las dimensiones de esta franja rocosa alcanzan los ~70 m de largo, ~30 m de ancho y ~10 m de altura (Fig. 6). Este sitio es ideal para conocer las rocas más antiguas de la comuna, en este caso, rocas metamórficas que conservan algunas de sus características iniciales, previas a sufrir el metamorfismo y la deformación.



Fig. 6 Vista aérea de la Península Pisada del Diablo en la localidad de Lago Ranco.

Descripción geológica

Las rocas metamórficas que componen este lugar son de tipo metasedimentarias, pertenecientes al Complejo Metamórfico Trafún. Estas se presentan como una asociación entre rocas metapelíticas y metaconglomeráticas. Las metapelitas se disponen como una secuencia estratificada, ondulada y rítmica de pizarras arcillosas y metareniscas de grano medio-fino, de coloraciones negras y grisáceas respectivamente (Fig. 7). Los planos de estratificación de las rocas se conservan de buena manera, en este sector mantienen hacia el noroeste. Los metaconglomerados son matriz-soportados, con clastos subangulosos a subredondeados, polimícticos (metamórficos, granitoideos, máficos) y de tamaños centimétricos a decimétricos en una matriz arenosa grisácea. El contacto entre ambas parece ser de tipo erosivo (Fig. 8). Sobre estas rocas existe un arreglo estructural compuesto de diaclasas, fallas anastomosadas, pliegues de arrastre, vetas de cuarzo y fracturas en echelón (Fig. 9). En algunos sectores de esta península se lograron identificar estrías glaciares y caras pulidas (Fig. 10).

Los tipos de rocas observados nos dan indicios de un ambiente primitivo de tipo sedimentario, una cuenca de antearco formada entre un cinturón metamórfico occidental alzado y un arco volcánico oriental (Fig. 11), hace por lo menos ~357 Ma. La disposición y las características de los depósitos sedimentarios sugieren un ambiente de formación turbidítico. Posteriormente, estas rocas habrían sufrido un metamorfismo de contacto ocasionado por la intrusión del Batolito Futrono-Riñihue (Fig. 12) que oblitera moderadamente sus características originales. El arreglo estructural observado en las rocas, representarían los eventos de deformación que las han afectado, ocasionados por la intrusión de cuerpos ígneos, el alzamiento andino y la descompresión por retroceso de glaciares. Las caras pulidas y las estrías glaciares evidencian que esta península fue modelada por la acción de las masas glaciares que se desplazaron allí durante el Pleistoceno, las cuales han seguido siendo erodada por la dinámica del oleaje lacustre actual.



Fig. 7 Secuencias rítmicas en metapelitas en el borde oriental del sitio.



Fig. 8 Contacto entre rocas pelíticas y metaconglomeráticas en sector sur del sitio.



Fig. 9 Familia de diaclasas y vetas de cuarzo en el sector sur del sitio.



Fig. 10 Estrías glaciares en caras pulidas del sector sur del sitio.

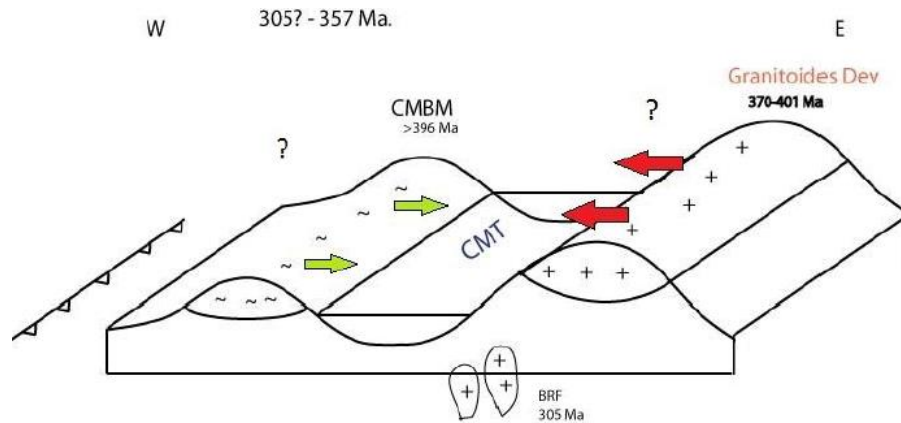


Fig. 11 Contexto geodinámico de cuenca de antearco para la formación de las rocas que componen el Complejo Metamórfico Trafún, propuesto por Correa (2014). Dicho trabajo menciona que esta cuenca habría tenido un aporte de rocas desde dos cordones montañosos marginales, las cuales se han identificado y datado en los metaconglomerados.

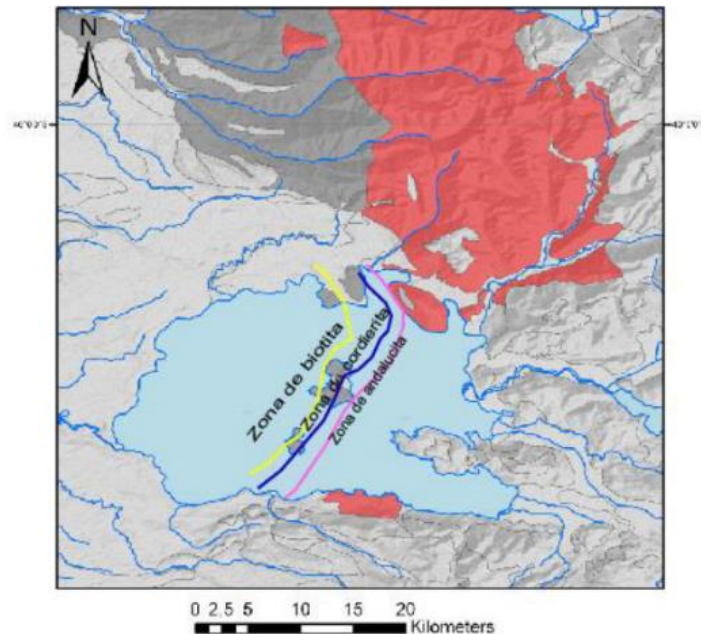


Fig. 12 Zonas metamórficas (líneas amarillas, azul y rosada) asociadas a la aureola de contacto del Batolito Futrono-Riñihue (rojo) sobre el Complejo Metamórfico Trafún (gris), identificadas en Correa (2014). Dicho trabajo posiciona este sitio dentro de las zonas de la biotita y cordierita, minerales que estarían presentes dentro de estas rocas y que fueron creados a partir del aumento de la temperatura generado por el batolito.

Nombre local	Campos de Ilihue	
Nombre sitio	Colinas Aborregadas del Paleozoico en Ilihue	
Coordenadas UTM	-40,3223	-72,3634
Contexto representado	Batolitos del Paleozoico Superior Geoformas y depósitos glaciales del centro y sur de Chile	
Interés geológico	Magmático, geomorfológico, glaciológico	
Descripción general		

Corresponde a un conjunto de pequeños cerros de rocas intrusivas ubicados en la ribera sur del Lago Ranco, en el sector Ilihue (Fig. 13). El área donde se identificaron estas colinas alcanza los 4 km² y donde cumbres se elevan hasta los ~170 m.s.n.m. Este sitio es ideal para conocer las rocas ígneas que forman parte del basamento de la comuna y el aspecto particular que tienen, modelado por procesos superficiales.



Fig. 13 Vista aérea de la ribera del lago habitada por lomas aborregadas en el sector Ilihue.

Descripción geológica

Las rocas intrusivas que componen este lugar son de composición félsica, pertenecientes al Batolito Futrono-Riñihue. Corresponde a rocas faneríticas, holocristalinas, leucocráticas y de grano predominantemente medio, que varían composicionalmente entre tonalitas, granitos y granodioritas de anfíbolos y biotitas, que son instruidas por rocas porfídicas de composición intermedia. En cuanto a la mineralogía, se identifican minerales félsicos habituales en las rocas granitoideas (Fig. 14) como cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, además de biotita y anfíbolos, que en algunos sectores exhiben cloritización. En cuanto a las rocas porfídicas, se observan fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental grisácea-verdosa microcristalina. Dentro de las rocas granitoideas es posible encontrar enclaves centimétricos a decimétricos (Fig. 15), de composición diorítica compuestas de plagioclasas, biotitas y anfíboles. Estas rocas han sido datadas en 309 ± 8 y 286 ± 9 Ma, a través de K-Ar en biotita y anfíbola respectivamente, con una composición calcoalcalina, metaluminosa y de alto potasio (Campos et al., 1998). Sobre estas rocas hay un arreglo estructural (Fig. 16) compuesto por una familia de diaclasas que mantean hacia el oeste, además de fallas y vetillas con relleno de clorita y epidota. Estos afloramientos se distribuyen en un enjambre de montículos que exponen cumbres aborregas, con

aspecto pulido y asimétrico, donde hay un borde escarpado hacia el oeste y uno de pendiente suave hacia el este (Fig. 17).

Las características mineralógicas y químicas identificadas en las rocas de este sitio representan una actividad plutónica asociada a reservorios magmáticos de un margen continental en subducción de hace ~300 Ma (Fig. 11). En su ascenso, estos cuerpos intrusivos habrían incorporado y asimilado fragmentos de su lecho huésped, evidenciado por la presencia de enclaves dioríticos. Posteriormente, estas rocas han sufrido alteración hidrotermal de sus minerales, la cual probablemente esté relacionada a la interacción con cuerpo intrusivos más jóvenes, asignados al periodo Mioceno. El arreglo estructural puede estar relacionado a los eventos de deformación asociados al alzamiento andino y a la presión originada por las masas de hielo que se desplazaron sobre estos campos rocosos. Las formas aborregadas en las cumbres de estos montículos rocosos y la orientación de las diaclasas son una clara evidencia del paso de las lenguas glaciares pleistocenas, entregando pistas de una dirección de avance aparente hacia el oeste (Fig. 19). Estas lomas pulidas han sido cubiertas en toda el área por los niveles de suelo actual.

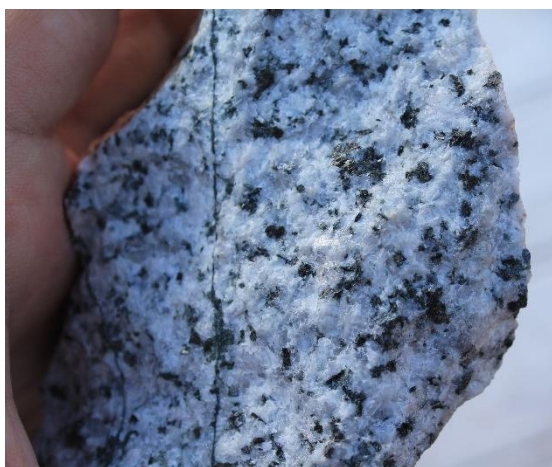


Fig. 14 Muestra de mano de tonalita de biotita de grano medio con una vetilla de clorita.



Fig. 15 Enclave diorítico en rocas granitoideas del afloramiento principal.



Fig. 16 Arreglo estructural de diaclasas sobre el afloramiento principal.



Fig. 17 Aspecto aborregado de los montículos rocosos cubierto por el nivel de suelo.

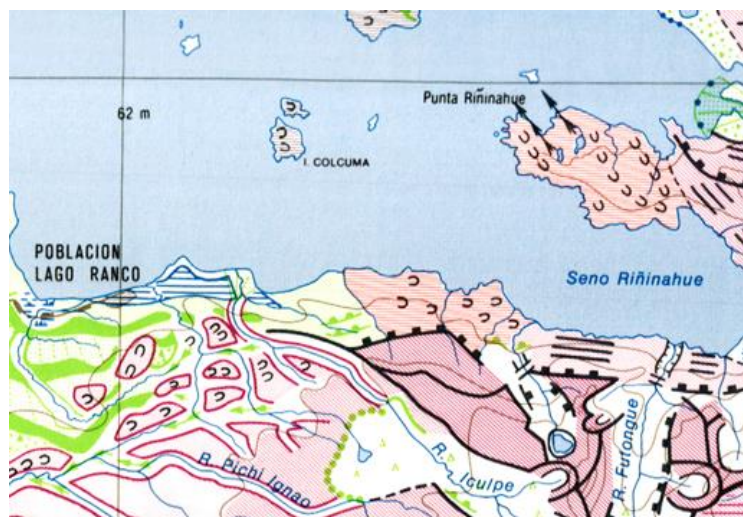


Fig. 18 Mapa geomorfológico de la ribera sur del Lago Ranco, elaborado por Laugenie (1982). Este mapa evidencia la influencia de los cuerpos glaciares en la formación del paisaje comunal. En el lugar del sitio, este autor identifica la presencia de montes aborregados en la ribera sur del lago.

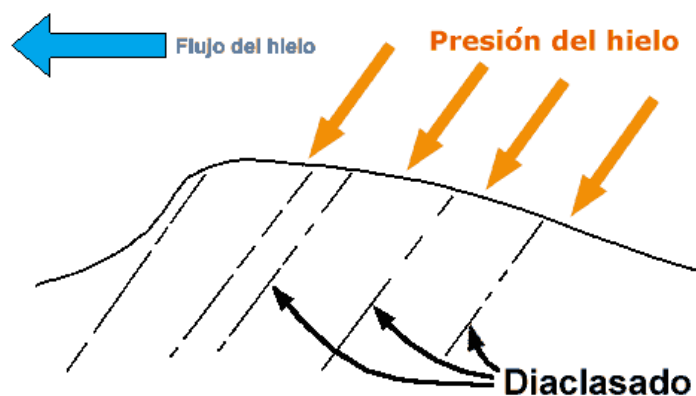


Fig. 19 Relación de los flujos de hielo (glaciares) y el sustrato rocoso subyacente en la formación de montes aborregados. Se identifica la formación de una familia de diaclasas principal en el sustrato rocoso, generadas por la presión del hielo montado, y la formación de caras asimétricas en las cumbres.

Nombre local	Derrumbe de Pitreño	
Nombre sitio	Bloques Fosilíferos del Mioceno en Cerro Mayo	
Coordenadas UTM	-40,3309	-72,3063
Contexto representado	Depósitos continentales cenozoicos y sus fósiles Procesos de remociones en masa del Holoceno	
Interés geológico	Paleontológico, estratigráfico, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a una remoción en masa en el faldeo del cerro Mayo (1290 m.s.n.m), ubicada en la ribera sur del Lago Ranco, en el sector Pitreño (Fig. 20). Los depósitos de esta remoción abarcan ~1,5 km² y se extienden por ~2 km en la carretera T-85. Este sitio aprovecha la remoción para enseñar los diferentes tipos de roca que componen Los Estratos de Pitreño que componen el Cerro Mayo. Además, es un sitio ideal para conocer los registros de flora fósil en las rocas.



Fig. 20 Vista desde el faldeo del Cerro Mayo con las cicatrices de las remociones en masa en el sector Pitreño.

Descripción geológica

La remoción en masa en el sector Pitreño, forman parte de una serie de remociones gatilladas por el evento sísmico de 1960, por lo cual sus depósitos se han encasillado dentro de las remociones en masa del Holoceno. Corresponden a depósito no consolidados, matriz soportados, con bloques y clastos angulosos a subangulosos, mal seleccionados y polimicticos en una matriz limo-arenosa (Fig. 21). La variedad en las litologías de los bloques está relacionadas a las características litológicas del Cerro Mayo, ya que corresponde a un deslizamiento local, sumado a los depósitos glaciares alojados en torno al Lago Ranco. El Cerro Mayo está compuesto por niveles sedimentarios y volcánicos con estratificación sub-horizontal (Fig. 22), observable en la cicatriz de la remoción, compuestos de conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas en su tramo basal, y brechas, tobas y lavas andesíticas a basálticas en su tramo apical, pertenecientes a los Estratos de Pitreño. En los bloques sedimentarios, principalmente en areniscas y limolitas, ha sido posible reconocer improntas y restos de flora fósil continental (Fig.

23, 24 y 25), que le asignan una edad estratigráfica Miocena Media. Estos restos de flora fósil corresponderían a *Araucaria araucana* sp., *Weinmania* sp. y varias formas de *Nothofagus perennifolis* (Campos et al., 1998).

Las litologías observadas en los bloques que componen los depósitos de la remoción en masa, vinculados al Cerro Mayo, representan un ambiente sedimentario continental con influencia de una fuente volcánica proximal, donde además drenaban ríos de alta energía, hace ~5 Ma. Las improntas y restos de flora fosilífera encontrados sugieren un paleoambiente frío, vinculado probablemente a un paleolago. La energía liberada en el evento sísmico de 1960 habría sido propagada por estructuras corticales, lo cual en las zonas cordillerana habría ocasionado una serie de deslizamientos. Características locales como las altas pendientes, el material del macizo rocoso, y los niveles de saturación de agua por abundantes precipitaciones, proporcionarían condiciones favorables para el desarrollo de las remociones en masa.



Fig. 21 Depósito coluvial asociado a la remoción en masa del Cerro Mayo de 1960.

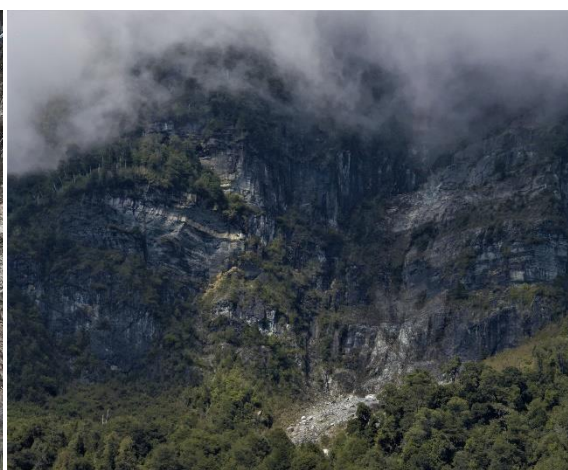


Fig. 22 Niveles sedimentarios estratificados del Cerro Mayo asociados a los Estratos de Pitreño.



Fig. 23, 24 y 25 Muestras de mano de limolitas (pardas) y areniscas (grisácea) que contienen abundantes restos de flora fósil continental.

Nombre local	Cavernas de Illahuapi	
Nombre sitio	Domos Erodados del Miocenos en Illahuapi	
Coordenadas UTM	-40,649	-72,3306
Contexto representado	Depósitos continentales cenozoicos y sus fósiles	
Interés geológico	Volcánico, geomorfológico, estratigráfico	
Descripción general		

Corresponde a una serie de cavernas rocosas formadas entre los vestigios de uno de los tres domos volcánicos en la península de Illahuapi. Los relictos de este antiguo domo abarcan un diámetro de ~200 m y alcanzan una altura de ~180 m.s.n.m. Este sitio es ideal para conocer el material volcánico que compone estos característicos cerros domo y los posibles asentamientos humanos que se generaron en las fracturas y cavidades formadas entre grandes bloques.



Fig. 26 Vista aérea del domo volcánico en la Península de Illahuapi.

Descripción

Las rocas volcánicas que componen este lugar son de composición predominantemente félsica, pertenecientes al Complejo Volcánico Illahuapi. En este sitio las rocas ofrecen una obliteración textural variable producto del intemperismo y la vegetación, generando dificultad en la distinción de sus componentes (Fig. 27). Se distinguen dos tipos de litologías: en las laderas internas se reconocen rocas de tonalidad grisácea y una textura porfídica, con cristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental microcristalina. Estas rocas se disponen con una estructura de disyunciones columnares subhorizontales (Fig. 28), de espesores métricos y extensiones decimétricas, que corresponderían a una serie de diques. En tanto, hacia la periferia se distinguen rocas con una tonalidad parda-anaranjada, con clastos minerales de plagioclasa y pumíceos inmersos en una masa fundamental de ceniza compacta, reconocidas como tobas líticas de lapilli (Fig. 29). Sobre ambos tipos de rocas se reconoce un arreglo estructural compuesto de diaclasas y fallas métricas. Estas rocas fueron datadas en $16\pm1,3$ Ma a partir de K-Ar en roca total (Campos et al., 1998). El fracturamiento generado sobre las rocas genera numerosos bloques angulosos y cavidades, que aleatoriamente han construido una serie de cavernas de variables dimensiones (Fig. 30). Los domos volcánicos se observan alineados en dirección

noroeste. Es posible reconocer estrías glaciares sobre algunas laderas internas y afloramiento a borde de lago.

Las rocas reconocidas en este sitio representan un ambiente volcánico continental más joven que el propuesto para los Estratos de Lago Ranco, en un ambiente de subducción hace ~16 Ma. Composicionalmente estas rocas son félsicas, lo que sería muy favorable para erupciones explosivas y la formación de domos volcánicos, además de flujos piroclásticos, los cuales podrían ser el origen de las rocas tobáceas observadas en la periferia. El alineamiento de los domos volcánicos podría entregar evidencias de estructuras en profundidad que facilitarían la canalización del material magmático para este periodo. Los diques reconocidos al interior del domo podrían representar el sistema alimentador de material magmático hacia el edificio. Las estrías glaciares reconocidas en los flancos internos del edificio entregan evidencias de los flujos de los hielos pleistocenos que se abrieron paso por sobre estas rocas, transformándose en el principal agente erosivo que ha modificado las características originales del domo.



Fig. 27 Ladera norte del domo volcánico con disyunciones columnares en diques.



Fig. 28 Disyunciones columnares de uno de los diques de la asociación volcánica.



Fig. 29 Cara expuesta que muestra litología de los bloques de las cavernas.



Fig. 30 Caverna construida bajo bloques métricos angulosos.

Nombre local	Ribera de Trahuilco	
Nombre sitio	Estratos Marinos del Mioceno en Trahuilco	
Coordenadas UTM	-40,3352	-72,2554
Contexto representado	Cenozoico marino y sus fósiles	
Interés geológico	Sedimentaria, paleontológica, estratigráfica	
Descripción general		

Corresponde a una secuencia de rocas estratificadas ubicada en la ribera suroccidental del Lago Ranco, en el sector Trahuilco. Estos afloramientos afloran a lo largo de ~100 por el borde del lago, de manera continua. Este sitio es muy particular ya que dentro de él se pueden conocer estructuras sedimentarias relacionadas a un antiguo ambiente marino, donde destaca la presencia de registros de fauna fosilífera.



Fig. 31 Vista aérea de los estratos marinos aflorando en la ribera sur del Lago Ranco.

Descripción geológica

Las rocas estratificadas que componen este sector corresponden a rocas sedimentarias y vulcano-sedimentarias pertenecientes a los Estratos de Lago Ranco. Se reconoce una secuencia rítmica de brechas, areniscas y limolitas, con potencias centimétricas a métricas y una marcada estratificación de rumbo nor-noreste y manteo hacia el este, en un afloramiento en la costa del Lago Ranco (Fin. 32). Las brechas son clasto soportadas, con clastos líticos y minerales subredondeados a subangulosos (Fig. 33). Las areniscas son tobáceas presentan variadas granulometrías, pero predominan las finas, con una mala selección, clastos subangulosos líticos y minerales en una matriz vítrea alterada a arcillas. Las limolitas son tobáceas compuestas de fragmentos de cuarzo y plagioclasa subangulosos. En las areniscas y limolitas destaca la presencia de abundante fauna fósil marina, como moldes de bivalvos (Fig. 34) y gastropodos (Fig. 35), ocasionalmente deformados. A estas secuencias se les asigna una edad de sedimentación máxima de 19-21 Ma a partir de U-Th-Pb en zircones detríticos (Bernabé, 2014). y En cuanto a estructura se distinguen laminaciones paralelas en areniscas y limolitas, contactos erosivos y gradacionales principalmente en brechas y areniscas gruesas, intraclastos en brechas y materia orgánica. Sobre estas rocas se reconoce un arreglo estructural compuesto por diaclasas y fallas de extensión métricas a decimétricas.

Las rocas que componen este sitio y el contenido fosilífero identificado en estas sugieren un ambiente sedimentario marino con una importante influencia de centros volcánicos activos en un contexto de subducción hace ~20 Ma. La posición del nivel de las aguas marinas respecto al continente estaría vinculado a eventos de transgresión durante el cenozoico, asociado a una subsidencia del terreno de antearco por un roll-back negativo y una erosión por subducción basal. La disposición de las rocas, como una sucesión rítmica entre areniscas y limolitas, sugieren un depósito asociado a corrientes de turbidez, posiblemente en un abanico submarino. Estas secuencias han sido deformadas y alteradas regionalmente por intrusiones de cuerpo ígneos Mioceno y por el alzamiento andino.



Fig. 32 Sucesión rítmica de estratos de areniscas y limolitas en la ribera sur del Lago Ranco.

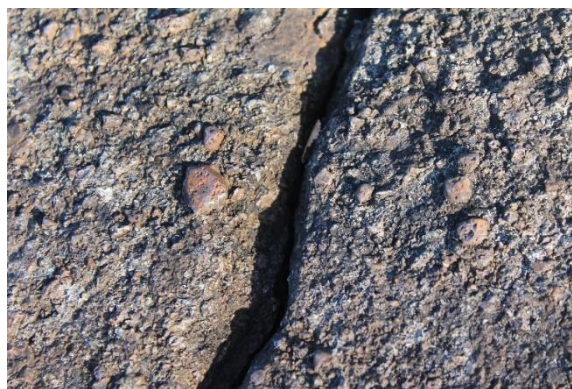


Fig. 33 Clastos líticos y minerales de origen volcánico en brechas clásticas ocasionales del afloramiento.



Fig. 34 Conjunto de moldes de gastropodos en limolitas del afloramiento.



Fig. 35 Molde de bivalvo en limolitas del afloramiento.



Fig. 36 Mapa con los estratos marinos fosilíferos dentro de la ribera sur del Lago Ranco, elaborado por Bernabé (2014). Este autor caracterizó estas secuencias en detalle y las definió como unidad informal denominada Estratos de Riñinahue.

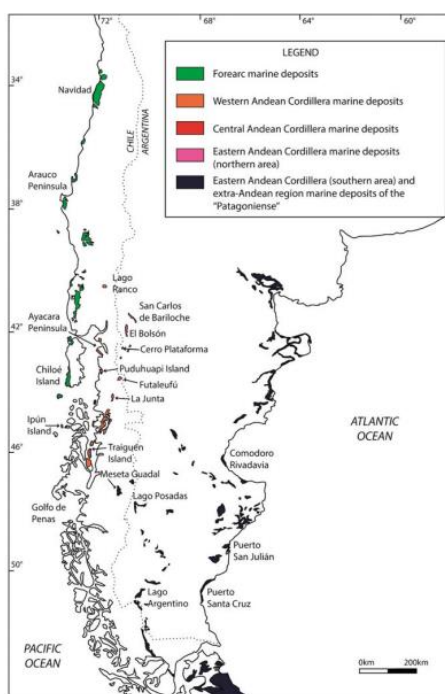


Fig. 37 Mapa con la distribución de los registros de depósitos marinos Oligoceno-Miocenos en Chile y Argentina, elaborado por Encinas et al., 2018. El autor plantea que estos depósitos estarían relacionados con un periodo de transgresiones marina

Nombre local	Pozones del Hueinahue	
Nombre sitio	Asociación de Intrusivos del Mioceno en Hueinahue	
Contexto representado	Batolitos del Cenozoico y los grandes pórfidos de Chile	
Coordenadas UTM	-40,3149	-71,9818
Interés geológico	Magmática, geomorfológica, estructural	
Descripción general		

Corresponde a un conjunto de rocas intrusivas que afloran en el tramo final del Río Hueinahue (Fig. 38), hacia su desembocadura sobre el Lago Maihue. Estas rocas abarcan una superficie de $\sim 7000 \text{ m}^2$ y afloran a lo largo de $\sim 300 \text{ m}$ del río Hueinahue. Este sitio es ideal para conocer los procesos de mezcla y asimilación que ocurren en ambientes magmáticos, además de observar las diferentes formas de las rocas ocasionadas por el paso de un río.



Fig. 38 Vista aérea de los intrusivos neógenos en el río Hueinahue.

Descripción geológica

Las rocas intrusivas que componen este sitio son de composiciones predominantemente félsicas, en interacción con cuerpos de composición intermedia más restringidos (Fig. 39), pertenecientes a la unidad Granitoides Miocenos. Las rocas félsicas son faneríticas, holocristalina, leucocráticas y de grano medio que varían composicionalmente entre tonalitas, granitos, granodioritas y monzogranitos de biotita y anfíbola. Los cuerpos intrusivos de composición intermedia son afaníticos con cristales de plagioclasa en una matriz microcristalina gris-verdosa. El contacto entre estos ambos grupos se observa neto e irregular, que en algunos sectores presenta un aspecto agmatítico (Fig. 40). Además, destaca la intrusión de vetas cuarcíferas centimétricas y diques aplíticos decimétricos sobre las rocas descritas anteriormente, con diferentes grados de sinuosidad. El arreglo estructural sobre las rocas está definido por diaclasas y fallas y fracturas en echelón, centimétricas a decimétricas, desplazando los cuerpos vetiformes e intrusivos (Fig. 41). En este sitio se genera un encajonamiento del río Hueinahue al interceptar en su trayecto final las rocas intrusivas que afloran en superficie. Se observa un redondeamiento de las riberas rocosas, marcas de erosión por impacto de bloques y estructuras tipo marmitas de gigantes (Fig. 42).

Las características mineralógicas y químicas identificadas en las rocas de este sector representan una actividad plutónica asociado a reservorios magmáticos de un margen continental en subducción de hace 5-9 Ma. En estos reservorios corticales habría ocurrido la interacción entre pulsos magmáticos de diferentes composiciones, que generaría una compleja serie de contactos. De manera simultánea y en etapas posteriores, la actividad intrusiva se representa por la presencia de diques y vetas, que ofrecen diferentes grados de sinuosidad y relaciones de contacto, los que entregan una idea de la temperatura del material intruído y una temporalidad relativa. Otras estructuras como diaclasas o fallas afectaron estas rocas, lo cual sumado a los eventos previos, hace pensar que, en una zona con alto control estructural, para el emplazamiento y desplazamiento de material magmático. Estas mismas estructuras podrían estar relacionadas a la ocupación del río y a la dirección del encajonamiento de este sobre el sustrato rocoso observado en el lugar. Finalmente, la actividad fluvio-aluvial del río Hueinahue, habría erosionado y suavizado los bordes de ribera mediante el flujo de agua y la carga rocosa arrastrada sobre el sitio.



Fig. 39 Contacto entre intrusivos de diferentes composiciones.



Fig. 40 Cuerpo afanítico desmembrado por el cuerpo granitoideo.



Fig. 41 Vetas de cuarzo que intruyen las rocas intrusivas y son desplazadas por fallas centimétricas.



Fig. 42 Redondeamiento de bordes y marcas de impacto producidas por la dinámica fluvio-aluvial.

Nombre local	Cantera Los Maños	
Nombre sitio	Depósitos Estratiformes del Cuaternario en Los Maños	
Coordenadas UTM	-40,3199	-72,4349
Contexto representado	Ambientes fluvioaluviales del Neógeno-Cuaternario	
Interés geológico	Sedimentario, estratigráfico, glaciológico	
Descripción general		

Corresponde a una secuencia de depósitos sedimentarios que afloran en la ribera occidental del río Iculpe, en el tramo final hacia su desembocadura en el Lago Ranco. Este afloramiento circular, alcanza los ~20 m de alto y los ~40 m de extensión radial (Fig. 43). Este sitio es ideal para entender la superposición de ambientes sedimentarios y la geometría de sus depósitos, en una zona donde actualmente converge un curso fluvial y una depresión lacustre.



Fig. 43 Vista aérea de los depósitos estratificados en el sector Los Maños.

Descripción geológica

Los depósitos estratificados han sido incluidos dentro de los Depósitos No Consolidados del Cuaternario. En términos generales se presentan como depósitos estratificados, no consolidados, de coloraciones grisáceas a pardas, polimicticos, con clastos líticos y minerales subredondeados y de una selección moderada a buena. Dentro de este afloramiento se distinguen dos niveles de exposición de material interrumpidos por remociones en masa locales que dificultan la observación. El nivel inferior (Fig. 44) corresponde a depósitos de estratificación subhorizontal, con un leve manteo hacia el oeste, matriz-soportado, con intercalaciones de niveles de clastos de arena gruesa, gravilla y grava, inmersos en una matriz de arenas finas y limos (Fig. 45). En el sector intermedio, donde abundan las remociones, se distingue una estratificación de los depósitos buzantes hacia el noroeste (Fig. 46). El nivel superior (Fig. 47) corresponde a depósitos basales estratificados horizontales clasto-soportados, clastos gravosos en matriz arenosa, donde los clastos exponen imbricaciones hacia el lago Ranco, sobre estos hay una secuencia de depósitos estratificados inclinados hacia el sur, matriz-soportados, arenosos y gravosos en los cuales se observa una estructura de paleocanal. Sobre el paleocanal se distinguen una serie de depósitos limo-arenosos matriz-soportados plegados, coronadas por depósitos piroclásticos en los que se desarrolla el nivel de suelo actual. Estos depósitos se ubican a los pies de la Quebrada Iculpe, junto a su desembocadura del río homónimo sobre el Lago Ranco.

Las características de los depósitos permiten reconocer un ambiente deltaico con influencia de los procesos fluvio-aluviales que retrabajaron y drenaron el material glaciario acumulado en las cabeceras de los valles del sector, durante el periodo pleistoceno. Los niveles matriz-soportados observados en el nivel inferior podrían representar los depósitos deltaicos asociados a la desembocadura del río Iculpe. Los niveles superiores basales clasto-soportados e imbricados, podrían asociarse a ríos que escurren entre las morrenas laterales del Lago Ranco y retrabajan el material glaciario. La estratificación inclinada, estructura de paleocanal y depósitos limo-arenosos plegados que se ubican en la parte superior del afloramiento, podrían representar un paleolago marginal, generado en la periferia del Lago Ranco, durante el periodo glaciario más reciente. Las diferencias granulométricas en los diferentes niveles estratificados del afloramiento ejemplifican los cambios energéticos en el flujo de transporte, lo cual podría estar relacionado a la dinámica fluvial estacional o a eventos aluviales ocasionales



Fig. 44 Nivel inferior del afloramiento con depósitos estratificados matriz-soportados bajo remociones.



Fig. 45 Intercalaciones de depósitos estratificados arenosos y gravosos en nivel inferior.

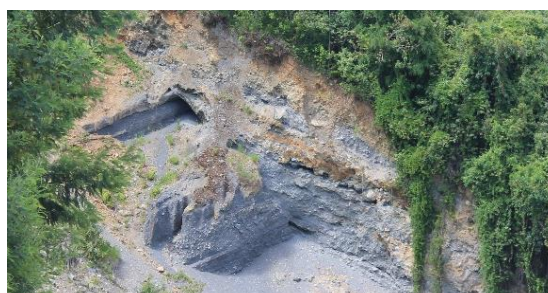


Fig. 46 Estratificación inclinada hacia el oeste en el nivel inferior.



Fig. 47 Nivel superior con depósitos estratificados basales clasto-soportados y matriz-suportados en el techo.

Nombre local	Carretera La Junta	
Nombre sitio	Depósitos Glaciares del Cuaternario en La Junta	
Coordenadas UTM	-40,2556	-72,6417
Contexto representado	Geoformas y depósitos glaciares del centro y sur de Chile	
Interés geológico	Glaciológico, sedimentario, estratigráfico	
Descripción general		

Corresponde a una secuencia de afloramientos de depósitos glaciares en los taludes de la carretera T-781, en el sector La Junta (Fig. 48). Estos depósitos se alcanzan hasta los ~6 m de altitud y afloran al largo de ~300 m al costado de la carretera, en una cota cercana a los 140 m.s.n.m. Este sitio es ideal para conocer los componentes, las estructuras y las magnitudes de un depósito glaciar ubicado dentro de un cordón morrénico.



Fig. 48 Vista aérea de los depósitos glaciares en el sector La Junta.

Descripción geológica

Los depósitos glaciares que afloran en este sector han sido incluidos dentro de los Depósitos Glaciares Indiferenciados Llanquihue. Corresponde a una serie de depósitos de tipo sedimentario semiconsolidado, que presenta mala selección, clastos que granulométricamente van de gravosos centimétricos hasta bloques métricos (Fig. 49), polimícticos, con clastos de origen intrusivo, volcánico, volcanoclástico y sedimentario, con aspectos subangulosos a subredondeados inmersos en un till glaciar como matriz limo-arenosa de tonalidades grisáceas-rojizas con fragmentos minerales de cuarzo, plagioclasa y biotita y fragmentos líticos de pómez y escoria de tamaño lapilli (Fig. 50 y 51). Los clastos volcánicos son notoriamente afectados por la meteorización, generando una cascara de meteorización con presencia de óxidos de hierro (Fig. 51). Estos depósitos se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos holocenos sobre los cuales se desarrolla el nivel de suelo actual (Fig. 52). Estos afloramientos muestran las características de la zona apical de un cordón morrénico frontal, perteneciente a una serie de cordones que forman arcos pleistocenos discontinuos, de hasta 14 km de ancho que se ubican principalmente al norte, sur y oeste del Lago Ranco. En estos cordones es posible identificar crestas y escarpes de contacto con hielo, lo que le otorga un aspecto ondulante.

Las características del material que compone estos depósitos indican que se formaron en un periodo glacial, puntualmente en el último, denominado Glaciación Llanquihue, durante el Pleistoceno Superior. El relieve constituido por los depósitos glaciares en este sector, reflejan las características de un cordón morrénico frontal. La tonalidad grisácea de la matriz es producto del till o arcilla glacial, generada por la disgregación del material rocoso arrastrado por el glaciar. La tonalidad rojiza de la matriz es producto de los aportes de óxido de hierro de las rocas volcánicas al meteorizarse dentro del depósito. Las diferentes litologías observadas en los clastos reflejan la variedad de rocas en torno a la cuenca del Lago Ranco. Los cordones morrénicos frontales se formaron como un frente de acumulación del material fragmentado por los hielos en su avance desde el sector cordillerano hasta la Depresión Central, en esta última la convergencia de lóbulos glaciares y la sobreexcavación generada por estos, da origen a la depresión lacustre del Lago Ranco. Estos cordones, además, marcan el máximo límite que alcanzaron los diferentes avances glaciares que ocurrieron durante la Glaciación Llanquihue. Las edades estimadas para los cordones externo e internos asociados a la Glaciación Llanquihue, evidencian que los avances más recientes fueron menos extensos hacia el oeste.



Fig. 49 Depósito glacial matriz soportado con mala selección y clastos subangulosos.



Fig. 50 Clastos de origen intrusivo dentro de matriz limo-arenosa.



Fig. 51 Clastos de origen volcánico con cascara de alteración de óxidos de hierro sobre la matriz.



Fig. 52 Depósitos glaciares cubiertos por depósitos piroclásticos.

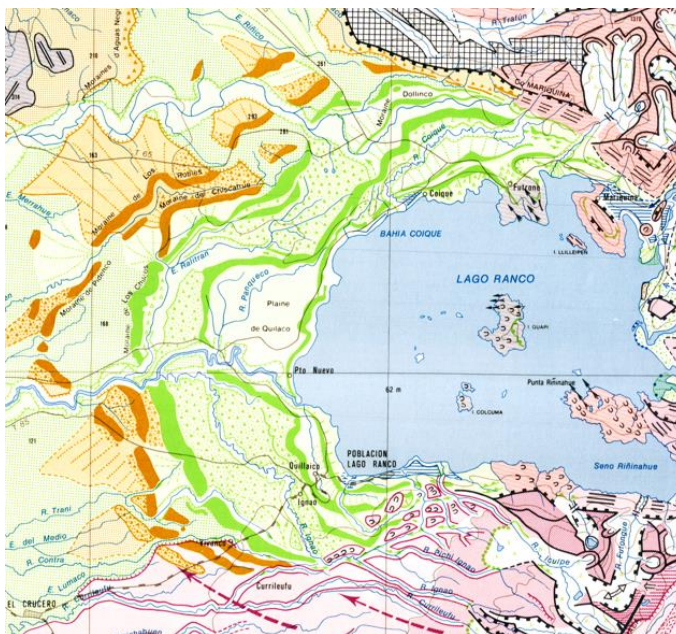


Fig. 53 Mapa geomorfológico en torno al Lago Ranco, elaborado por Laugenie (1982). Este mapa muestra la distribución de cordones morrénicos asociados a las dos últimas glaciaciones del Lago Ranco: Glaciación Santa María (arcos naranjos) y Glaciación Llanquihue (arcos verdes).

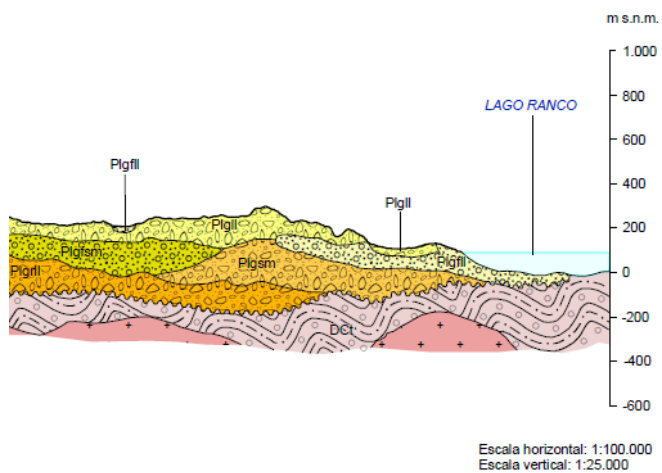


Fig. 54 Perfil del frente morrénico del Lago Ranco elaborado por Quiroz et al., (2020). Este perfil muestra la relación en profundidad de depósitos glaciares de las dos últimas glaciaciones: Glaciación Santa María (naranjos) y Glaciación Llanquihue (amarillos). Dicho trabajo propone una edad superior a 43.140 ± 660 para cordones externos de la Glaciación Llanquihue y una edad inferior a 36.000 años para cordones internos de la Glaciación

Nombre local	Desembocadura del Contrafuerte	
Nombre sitio	Valle Tectonoglaciario en Sector Contrafuerte	
Coordenadas UTM	-40,4055	-72,0832
Contexto representado	Mega Estructuras y Neotectónica de Chile Ambientes fluvioaluviales del Neógeno-Cuaternario	
Interés geológico	Neotectónico, geomorfológico, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde al asentamiento de los ríos Nilahue y Contrafuerte sobre la traza de una estructura de primer orden (Fig. 55). Este río nace en las vertientes del flanco norte del Complejo Volcánico Puyehue Cordon Caulle y desemboca en el Lago Ranco, tras un trayecto de ~40 km, siendo el tramo superior el cual marca la traza tectónica. Este sitio es ideal para contemplar las dimensiones de la traza principal de uno de los sistemas de fallas principales de la cordillera ranquina, y como este ha sido aprovechado por diferentes elementos naturales que marcan la evolución del paisaje.



Fig. 55 Vista aérea del asentamiento fluvial sobre la traza estructural.

Descripción geológica

El valle Nilahue-Contrafuerte se extiende de manera norte-sur desde el flanco septentrional del Cordón Caulle hasta el desvío del río Nilahue hacia el noroeste, en el sector Carrán. Este valle es de origen tectono-glaciario, labrado sobre la traza principal del Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, el cual ha sido ocupado por lóbulos glaciares durante el pleistoceno y por los ríos Nilahue y Contrafuerte durante el Holoceno. La artesa glaciar tiene un ancho de ~2 km, tiene una conservación moderadamente buena de su morfología, acompañada por numerosas remociones en sus flancos (Fig. 56). El río Contrafuerte y el río Nilahue nacen desde las vertientes del Cordón Caulle, tienen un régimen pluvio-nival, siendo el primero tributario del segundo, luego de un trayecto de ~13 km, donde ambos ríos se abren paso en paralelo hasta su punto de encuentro. El sustrato rocoso sobre el cual se construye mayoritariamente este valle corresponde a rocas volcánicas pleistocenas del Cordón Caulle, con afloramiento de los vestigios del Volcán Mencheca, hacia el sector oriental. Esta traza se encuentra cubierta por flujos lávicos y piroclásticos de composiciones dacíticas a riolíticas provenientes del Cordón Caulle que

forman un terreno aislado entre ambos ríos. En la desembocadura del río Contrafuerte, se observan depósitos piroclásticos, con barras deltaicas de arena volcánica (Fig. 57) cubiertas de material pumíceo (Fig. 58) y numerosos troncos calcinados (Fig. 59).

El Sistema Liquiñe-Ofqui es el principal rasgo estructural de la comuna de Lago Ranco. El paso de la traza estructural genera una debilidad en el macizo rocoso, la cual puede ser aprovechada por procesos posteriores. La traza de esta mega estructura ha sido aprovechada por las masas de hielo que durante las glaciaciones del pleistoceno aumentaron considerablemente su volumen y se abrieron paso entre los valles, como el caso del valle Nilahue-Contrafuerte. Con el término del periodo glaciario y el aumento de las temperaturas, los lóbulos glaciares perdieron masa, retrocedieron hacia las cumbres y su desalojo en los valles dejó una cavidad en forma de U, denominada artesa glaciar, como la observada en el valle (Fig. 60). Posteriormente, este valle ha sido habitado por los ríos Nilahue y Contrafuerte, los cuales han canalizado depósitos fluviales, aluviales y piroclásticos asociados a la actividad del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle, como lo ocurrido en la erupción del 2011, donde un flujo tipo lahar secundario arrastró material piroclástico y troncos calcinados, por gran parte del río Nilahue, como se observa en la desembocadura del Contrafuerte.

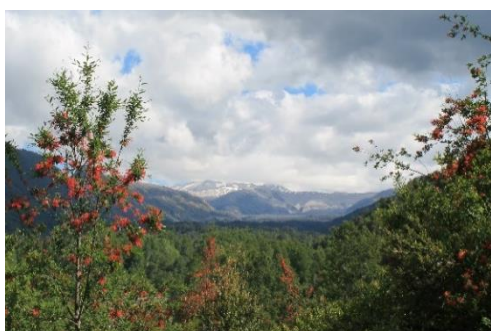


Fig. 56 Artesa glaciar del valle Contrafuerte-
Nilahue observada desde la ribera occidental.



Fig. 57 Barras de arena volcánica en la
desembocadura del Contrafuerte.



Fig. 58 Depósitos pumíceos sobre las riberas del
río Nilahue, en la zona de desembocadura.



Fig. 59 Restos de árboles calcinados arrastrados por
flujos laháricos.

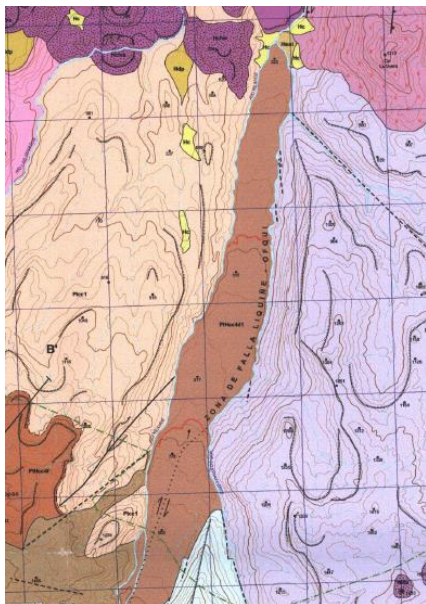


Fig. 60 *Traza del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui en el valle Contrafuerte-Nilabue. Se logra distinguir el encausamiento de una subunidad del Grupo Cordón Caulle sobre el valle. Extraído de Lara & Moreno (2006).*

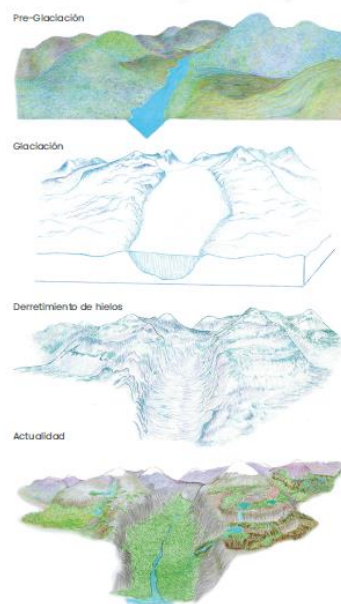


Fig. 61 *Secuencia de la formación de una artesa o valle glaciar luego de periodos glaciares. En esta secuencia se muestra el rol de una estructura en el paso de ríos y glaciares. Extraído de Schilling et al., (2020).*

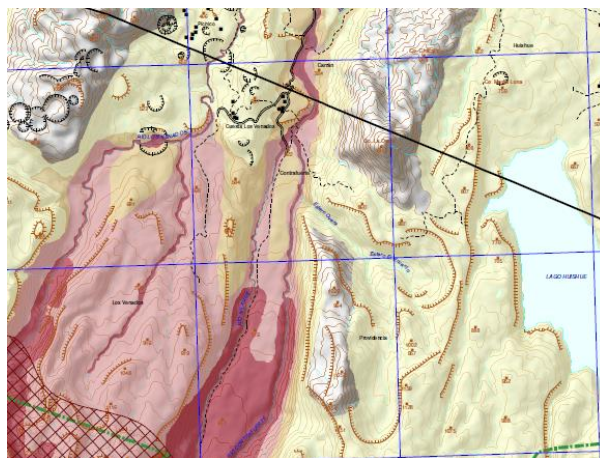


Fig. 62 Mapa de peligros volcánicos en torno al río Nilahue asociado a productos volcánicos del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle. En este mapa se muestra que, por la alta probabilidad de encausamiento de depósitos volcánicos, este sitio se encuentra en una zona de alta peligrosidad. Extraído de Bertín et al., 2020.

Nombre local	Taludes del Lago Maihue	
Nombre sitio	Cicatrices del Terremoto 1960 en Lago Maihue	
Coordenadas UTM	-40,3030	-72,0283
Contexto representado	Procesos de remociones en masa del Holoceno Mega Estructuras y Neotectónica de Chile	
Interés geológico	Riesgos geológicos, neotectónica, geomorfología	
Descripción general		

Corresponde a remociones en masa vinculadas a un mega evento sísmico, ubicadas en la ribera sur del Lago Maihue. Destacan dos sectores, uno hacia el oeste de ~2 km de extensión lateral, que agrupa una serie de remociones en masa y otra hacia al este que presenta ~350 m de diámetro (Fig. 63). Este sitio es relevante en el entendimiento de los peligros geológicos, por las particularidades del sitio y la repercusión social del evento que da origen a estas remociones.

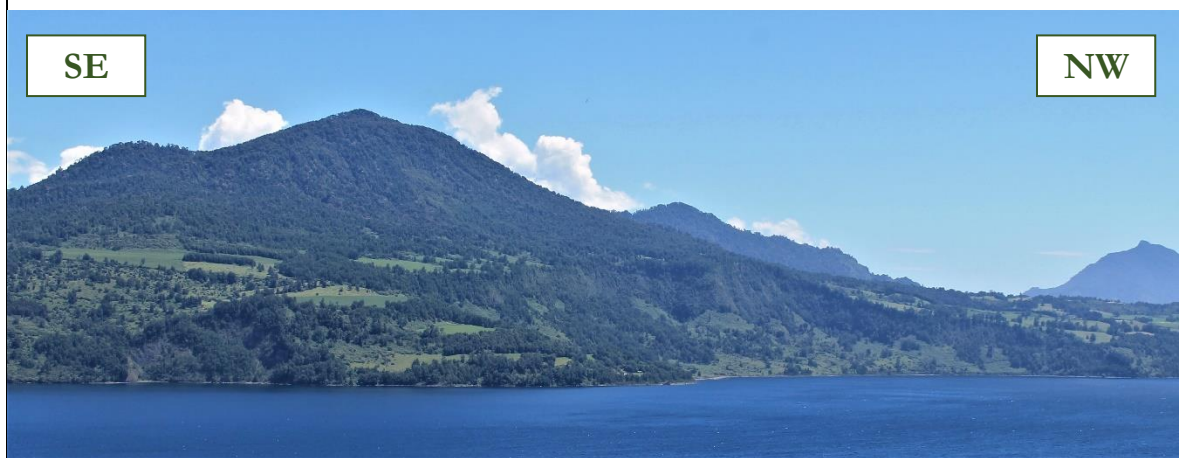


Fig. 63 Vista de las remociones de 1960 desde la ribera norte del Lago Ranco.

Descripción geológica

Los depósitos de remociones en masa observados en el área de estudio son incluidos dentro de la unidad Depósitos No Consolidados del Holoceno. Estas remociones serían de carácter co-sísmico, debido a que su ocurrencia habría sido contemporánea al terremoto de subducción de Valdivia en 1960. El material disgregado por estas remociones corresponde principalmente a rocas volcánicas y volcanoclásticas pleistocenas del Volcán Los Guindos, proveniente del faldeo norte de dicho volcán. En dicha zona, se distinguieron dos remociones en la ribera del Lago Maihue. La remoción suroeste (Fig. 64) es la que involucra mayores desprendimientos de material, y donde se forma un prominente escarpe rocoso hacia el lago. La remoción sureste (Fig. 65) tiene una morfología semicircular y se ubica en una de las deflexiones del Lago Maihue, sobre la traza del Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, representada localmente por la Falla Los Guindos. Este último desprendimiento de rocas sobre el agua generó un seiche o gran ola en el Lago Maihue, que provocó la inundación de localidades ubicadas al norte del lago, como Puerto Maihue o Maqueo, cercano a 10 m sobre la cota actual del lago, acarreando pérdidas materiales y humanitarias. Las cicatrices en los taludes, las características y las morfologías de los depósitos, permite suponer que estas remociones corresponderían a deslizamientos y caídas de rocas (avalanchas), que han sido removilizadas por las intensas precipitaciones durante los periodos invernales de la zona (Fig. 66 y 67).

Una mega estructura como el Sistema de Falla Liquiñe Ofqui, tiene una relevancia cortical, no solo por su extensión en profundidad sino también por absorber parte de la deformación generada por la

dinámica de las placas tectónicas en un ambiente de subducción. El terremoto de 1960 se produce por una ruptura en la corteza, cuyas ondas se expandieron hasta estas localidades, reactivando el Sistema de Falla Liquiñe Ofqui. Según Guzmán et al, (2015) este evento es un factor relevante en el desplome del material rocoso en la ribera sur del Lago Maibue, por lo cual se consideran remociones en masa co-sísmicas. Sin embargo, no sería el factor desencadenante, ya que la distribución de las remociones no es uniforme en todo el sistema (Fig. 68). Estas diferencias estarían marcadas por las características litológicas observadas al sur del Lago Maibue, rocas volcánicas y volcanoclásticas, lo que hace que sea más vulnerable a generar remociones, en comparación al sector norte del Lago. También se debe considerar los desplazamientos en cada segmento del sistema de falla, que suelen estar delimitados por fallas oblicuas, ya que suele tener relación un mayor deslizamiento en un tramo de la falla con una mayor densidad de remociones en masa en torno a este. En el caso de la remoción sureste del lago, estos dos últimos factores amplificarían la magnitud de la onda sísmica del terremoto de 1960, generando el seiche sobre el Lago Maibue (Fig. 69).



Fig. 64 Remoción de la ribera suroeste del Lago Maibue vista desde la ribera norte del lago.

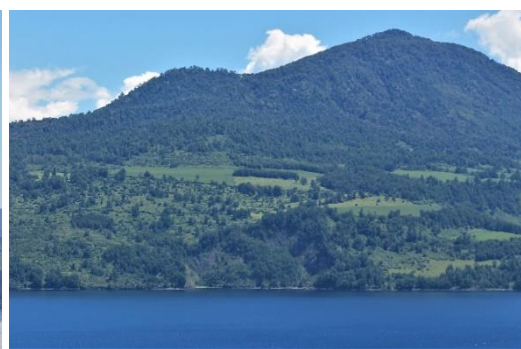


Fig. 65 Remoción sureste del lago Maibue vista desde la ribera norte del lago.

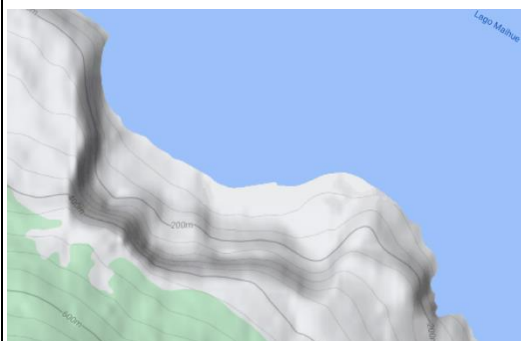


Fig. 66 Cotas de la zona de remoción en masa en la ribera sur del Lago Maibue.

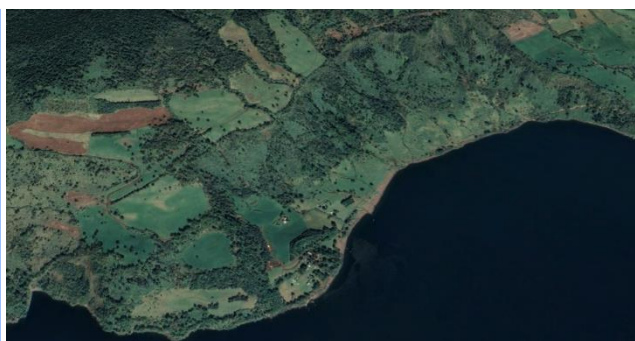


Fig. 67 Vista aérea de la zona de remoción en masa en la ribera sur del Lago Maibue.

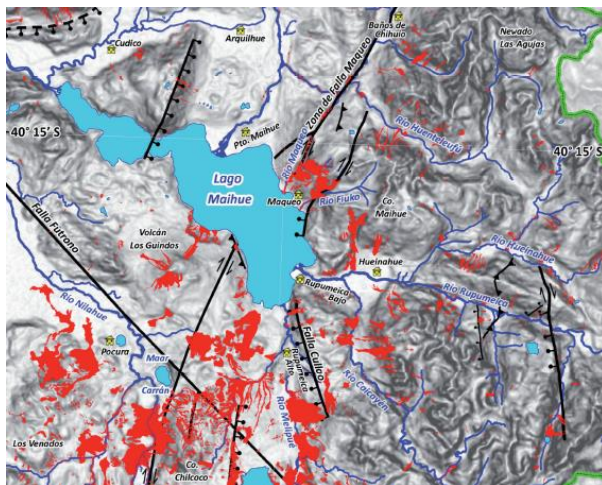


Fig. 68 Mapa estructural en torno al Lago Maibue con la distribución de las remociones en masa co-sísmicas (polígonos rojos) asociadas al terremoto de 1960. En este mapa es notoria la mayor concentración de remociones en el sector sur del Lago Ranco y en torno a las estructuras principales. Extraído de Guzmán (2015).

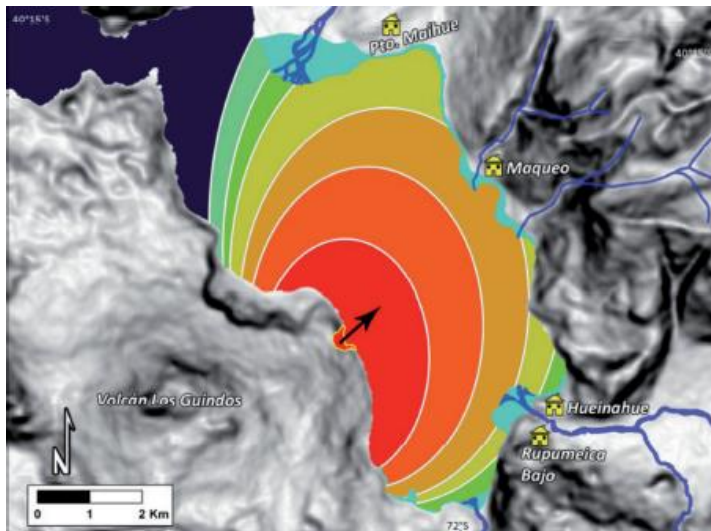


Fig. 69 Propagación del seiche desde la remoción sureste hacia las riberas nororientales del Lago Maibue. Se logra identificar las principales localidades afectadas por la remoción de 1960. Extraído de Guzmán (2015).

Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle

Nombre local	Quebrada Río Iculpe	
Nombre sitio	Lavas Cordillera Nevada del Pleistoceno en Los Maños	
Coordenadas UTM	-40,3320	-72,4373
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, geomorfológico, tectónico	
Descripción general		

Corresponde a una secuencia tipo de un flujo de lava del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle, ubicada en la quebrada río Iculpe, dentro del sector Los Maños (Fig. 70). Esta secuencia es visible por más de 1 km en torno al río Iculpe, con una extensión vertical de ~100 m. Este sitio es ideal para conocer la geometría de la estructura interna de los flujos de lavas del extinto Volcán Cordillera Nevada, enfriados en presencia de cuerpo de agua y/o hielo.



Fig. 70 Secuencia de lava pleistocénica de la Quebrada Río Iculpe, en el Sector Los Maños.

Descripción geológica

Las rocas de este sitio son volcánicas de composición andesítico-basálticas pertenecientes a la etapa pre-caldera del Grupo Cordillera Nevada. Estas rocas tienen una tonalidad grisácea, son porfídicas con fenocristales de plagioclasa y escasos olivinos inmersos en una masa fundamental microcristalina. Se presentan como una secuencia que expone la estructura de uno o varios flujos de lava desde una sección vertical, con zonas de disyunciones columnares prismáticas verticales y zonas de entabladura. Estas rocas han sido datadas en Ar-Ar en roca total, obteniendo una edad ~0,12 Ma (Sepúlveda, 2006). Esta secuencia aflora junto a la Quebrada Río Iculpe, un rasgo geomorfológico de origen tectónico, por el paso de la traza de la falla homónima, que presenta la misma orientación noroeste que las estructuras fisurales del graben del Grupo Cordón Caulle y que tendría una cinemática aparentemente dextral (Lara et al., 2006). Se han registrado remociones en masa co-sísmicas locales en los eventos eruptivos del complejo volcánico en los años 1960 y 2011. Sobre esta quebrada se genera el drenaje de los cordones montañosos circundantes, que en algunos sectores forma saltos de agua que se abren paso por las fracturas de la secuencia de lava, como es el caso del Salto Los Maños. La zona baja de la quebrada se encuentra cubierta por remociones en masa locales y por depósitos fluvio-aluviales arrastrados desde las cabeceras del río Iculpe.

Este sitio representa una de las unidades pre-caldera del extinto volcán Cordillera Nevada que son unidades basamentales del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle, donde los flujos de lava eran poco viscosos, por su baja composición en SiO_2 , y tenían una distribución más extensa sobre el área circundante al centro emisor. La estructura interna observada en el flujo de lavas (Fig. 74) se asocia a la respuesta del flujo de lava al enfriarse con una contracción del volumen generalizada cuando entra en contacto con ambiente frío en el techo y en la base del flujo. Esta contracción térmica genera diaclasas que se propagan perpendicularmente a la superficie de enfriamiento y paralelamente entre sí, se unen en aristas que delimitan columnas prismáticas de geometría regular, mientras que presentan un aspecto más caótico en la zona de entabladura, se relaciona con un enfriamiento más acelerado que no permite un ordenamiento geométrico de las fracturas de contracción. La Falla Río Iculpe guarda relación con las estructuras del Cordón Caulle (Fig. 75), que en conjunto formarían parte de un sistema a escala continental denominado Sistema de Falla Gastre.



Fig. 71 Zona de entabladura en la parte superior y zona de columnatas en la parte inferior, que forman parte del flujo de lava perteneciente al Grupo Cordillera Nevada.

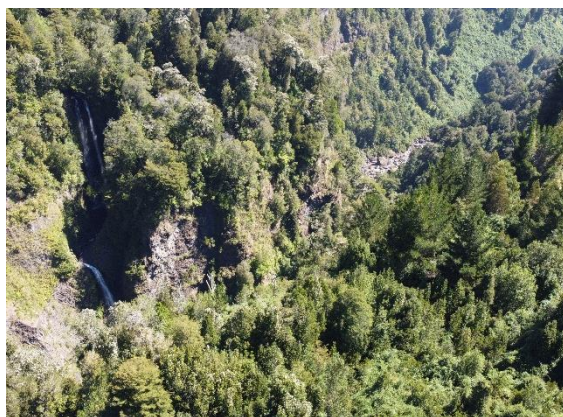


Fig. 72 Vista aérea de la Quebrada Iculpe, en el sector Los Maños.

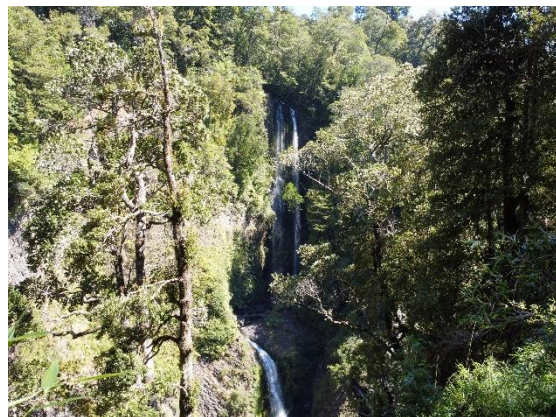


Fig. 73 Salto Los Maños abriéndose paso por las fracturas de la estructura del flujo de lava.

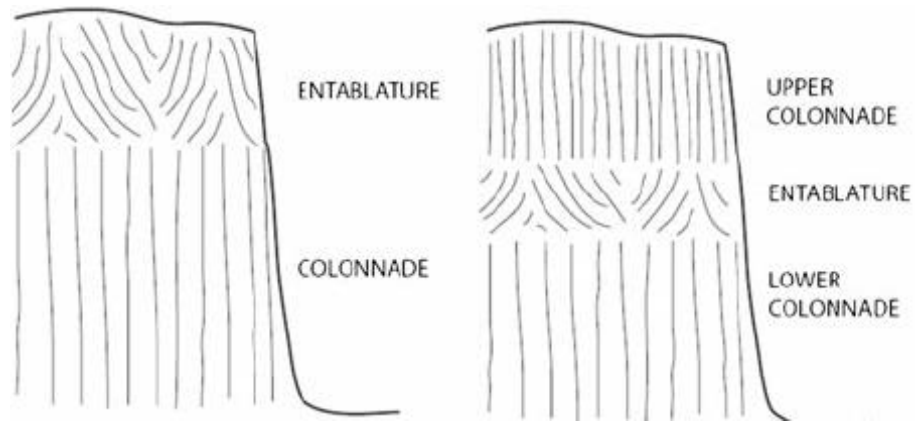


Fig. 74 Tipos de ordenamiento de las diferentes facies de un flujo de lava. Phillips et al., (2013). En estas imágenes se observa que pueden estar o no presentes más de una facie de columnas, pero que siempre están separadas por una zona de entablatura.

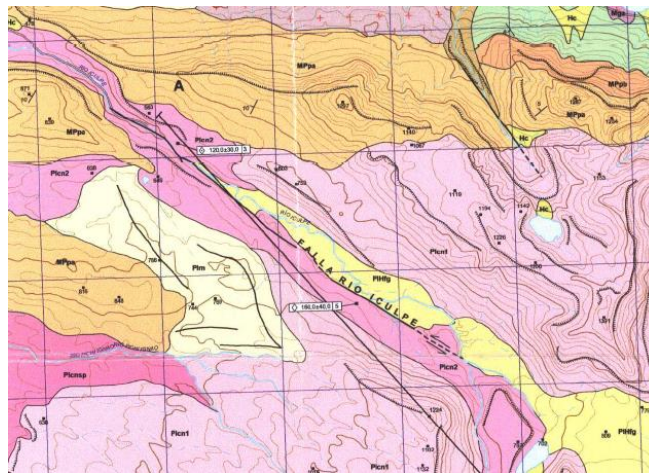


Fig. 75 Trazo de la Falla Río Iculpe sobre el valle homónimo y entre rocas del Grupo Cordillera Nevada, con un desplazamiento aparente de rumbo sinistral, extraída de Lara & Moreno (2006).

Nombre local	Las Azufreras	
Nombre sitio	Sistema geotermal Las Sopas del Cordón Caulle	
Coordenadas UTM	-40,4952	-72,1603
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Recursos energéticos, hidrotermal, volcanismo	
Descripción general		

Este sitio corresponde a un campo geotermal ubicado sobre el margen noroeste del Cordón Caulle. Este sitio se ubica sobre los 1560 m.s.n.m y abarca un área de ~15000 m². Este sitio es ideal para conocer las diferentes manifestaciones superficiales del sistema termal del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle y como alteran las rocas de su entorno.



Fig. 76 Vista aérea del campo geotermal Las Sopas, en el sector Caulle.

Descripción geológica

El campo geotermal Las Sopas está compuesto por manifestaciones termales superficiales como solfataras, fumarolas, suelos humeantes y pozones de lodos y agua en ebullición, a temperaturas que alcanzan los 93° con un caudal de descarga cercano a los 10 l/seg. Las aguas termales de este sitio son de tipo sulfato-ácidas con un pH 2,23-2,76 medido a 17,3°C. Las fumarolas de este sistema son ricas principalmente en H₂O-CO₂-H₂S (Fig. 77). El sustrato rocoso sobre el cual se manifiesta este sistema corresponde a rocas lávicas lajadas (Fig.78) de composiciones dacíticas a riolíticas del Grupo Cordón Caulle obliteradas por la alteración hidrotermal de dicho sistema. La coloración observada en estas rocas presenta tonalidades amarillentas, rojizas y blanquecinas, asociadas a la formación de azufre nativo, óxidos de Fe y arcillas (caolinita, esmectita, alunita), respectivamente (Fig. 79). Estas manifestaciones se concentran en depresiones del relieve (Fig. 80) que forman parte de un lineamiento noroeste con otras manifestaciones termales superficiales como el sistema Los Venados, y que en conjunto forman parte del campo geotermal Puyehue Cordón Caulle (Fig. 73). Este campo geotermal es el segundo mayor reconocido en los Andes del Sur y corresponde a un sistema geotérmico relativamente joven (<10000 años). Durante el invierno, se observan chimeneas de hadas en los lechos nivales en torno al sitio.

Este sitio forma parte de la región vadosa del sistema geotérmico Cordón Caulle (Fig. 81 y 82), donde los gases geotermiales condensan para formar fluidos de agua ácida en las cercanías a la superficie. Estos gases geotermiales formaron parte de los fluidos profundos del sistema, cercanos a la fuente de calor volcánica, pero escaparon en el proceso convectivo mediante la ebullición, enriquecidos en sulfatos. Estos fluidos precipitan y alteran los minerales de la roca huésped, obliterando la textura inicial y generando óxidos y arcilla que generan coloraciones rojizas, amarillentas y blanquecinas. Dentro de la secuencia estratigráfica del Grupo Cordón Caulle, los niveles lávicos lajados corresponderían a zonas permeables que contribuyen a que exista un alto flujo hidrotermal, mientras que los niveles pumíceos corresponderían a zonas impermeables que sellarían el paso de los flujos a superficie, generando así acuíferos colgantes. La posición de este punto sobre el lineamiento Los Venados-Las Sopas, permite asociar la circulación de flujos hidrotermales con un control estructural de mayor escala.



Fig. 77 Conjunto de boquillas de las fumarolas construidas sobre el sustrato volcánico Caulle.



Fig. 78 Bloques de roca lávica lajada con alteraciones hidrotermal.



Fig. 79 Precipitados hidrotermales alterando el suelo del sistema geotermal.



Fig. 80 Manifestaciones termales superficiales concentradas en las depresiones del relieve.

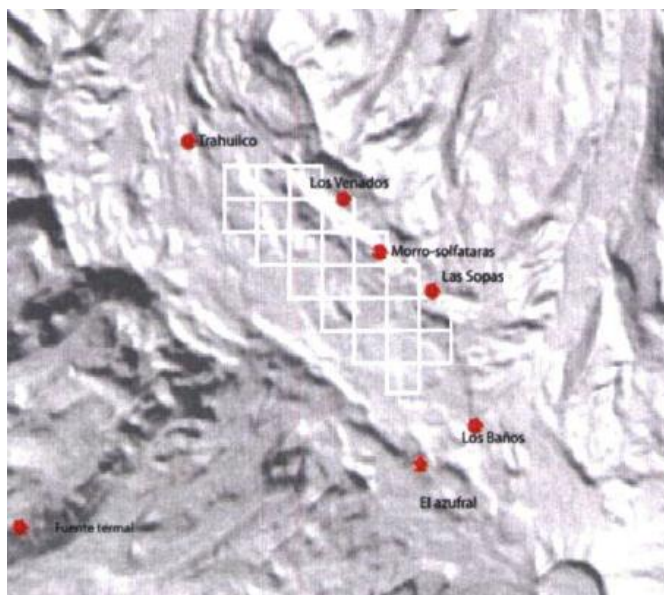


Fig. 81 Lineamientos de fuentes termales que forman parte del sistema Puyehue Cordón Caulle. Estos lineamientos guardan relación con las estructuras marginales del Graben Cordón Caulle. Extraído de Sepúlveda (2006).

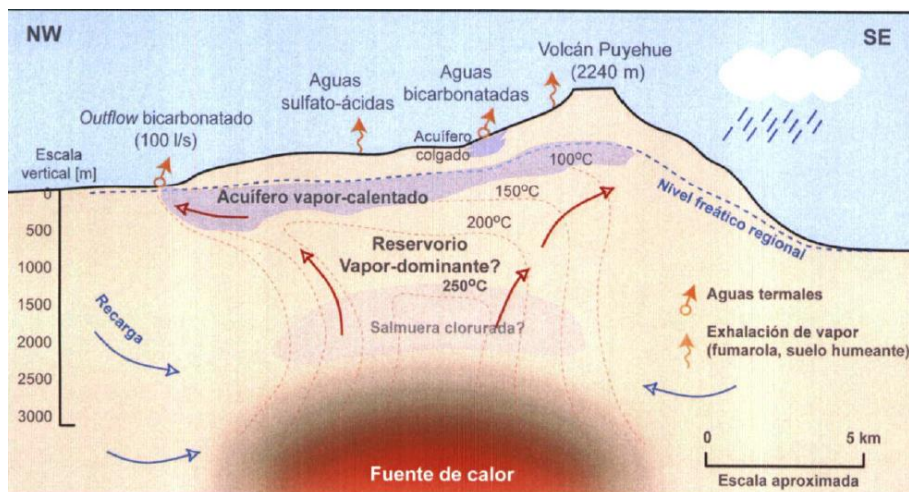


Fig. 82 Modelo conceptual del sistema geotermal Puyehue- Cordón Caulle. En este modelo se puede posicionar este campo en las zonas más elevadas del sistema, donde predominan aguas sulfato-ácidas. Extraído de Sepúlveda (2006).

Nombre local	Piedras Quemadas	
Nombre sitio	Colada Erupción 1921-1922 del Cordón Caulle	
Coordenadas UTM	-40,4171	-72,2503
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánica, petrográfica, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a la colada de lava de un evento histórico del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle, ubicada en el sector occidental de este último (Fig. 83). Esta colada tiene una extensión longitudinal de ~10 km y un ancho de ~300 m. Este sitio es ideal para abrirse paso entre las coladas de lava históricas más antiguas y conocer las texturas y estructuras en los bloques que la componen.



Fig. 83 Colada de lava de la erupción de 1921-1922 en el sector Trabuilco.

Descripción geológica

Las rocas volcánicas que componen este sitio varían composicionalmente entre dacitas y riolitas. Estas rocas tienen una tonalidad oscura, coloración negra-grisácea con algunas zonas rojizas, con texturas porfídicas, vesiculares y fragmentada, con escasos fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica vitrocrystalina (Fig. 84). Los senderos que atraviesan esta colada permiten observar su estructura interna. Corresponden a coladas en bloques transversales muestran zonas masivas y con texturas de flujo hacia el interior (Fig. 85) y zonas brechosas y con textura vesicular hacia el exterior. Esta colada escurre dentro de la erodada caldera del extinto volcán Cordillera Nevada y se introduce por el valle de río Riñinahue. Sobre esta colada se abre paso el río Pichirín, el cual genera un salto de agua en un desnivel de rocas (Fig. 86).

El flujo bandeado observado en la sección interior de los bloques expresa la variación en la composición de microfenocristales y microlitos en la masa fundamental, además de la dirección del flujo interna del material. La textura brechosa en la sección exterior está relacionado a la viscosidad del flujo, el enfriamiento rápido de la sección superficial y avance del flujo de lava sobre sí mismo (Fig. 88). Del mismo modo, la textura vesicular y los componentes vítreos en la masa fundamental sugieren

una exposición rápida del flujo a la atmósfera. La tonalidad rojiza está relacionada a oxidación de minerales férricos, contenido principalmente en los microcristales de la masa fundamental.

Esta erupción se genera a través de una fisura ubicada sobre el flanco suroeste del complejo volcánico, donde se activaron trece centros de emisión. Esta erupción se divide en dos etapas: la primera (iniciada el 12 de diciembre de 1921) es de carácter explosivo, con emisión de material piroclástico y la formación de una columna subpliniana que alcanzó los 6,2 km de altura, con una dispersión del material hacia el noreste-este. La segunda etapa (iniciada el 22 de enero de 1922) es de carácter efusivo, con expulsión de 10 coladas de lava viscosa en bloques, cuyo flujo principal se encausa por el valle del río Riñinahue desde los flancos orientales de la caldera Cordillera Nevada. En junio de 1922, la pluma generada por esta erupción había dado la vuelta al mundo.



Fig. 84 *Muestra de mano de una lava 1921-1922 con fenocristales de plagioclasa y vesículas orientadas.*



Fig. 85 *Flujo bandeado en la sección interna de un bloque fragmentado de la colada.*



Fig. 86 *Salto del río Pichiriñinahue sobre un desnivel de la colada.*

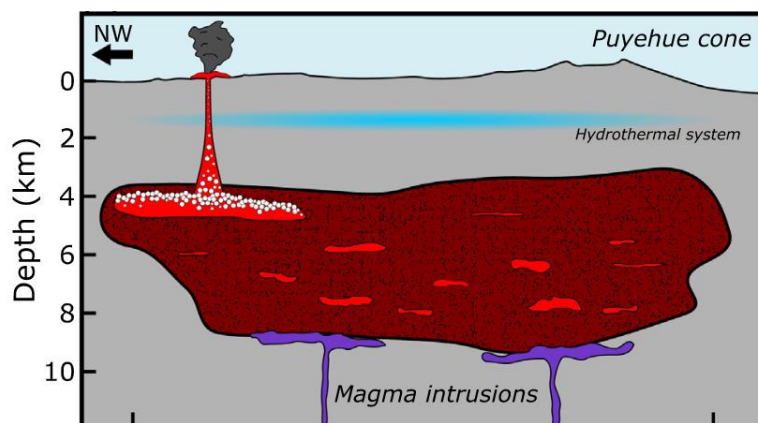


Fig. 87 Modelo del reservorio magmático del evento de 1921-1922. Este modelo muestra que esta erupción es la más occidental de las erupciones históricas y que el material magmático sería del sector más superficial del reservorio. Extraída de Seropian et al., (2021).

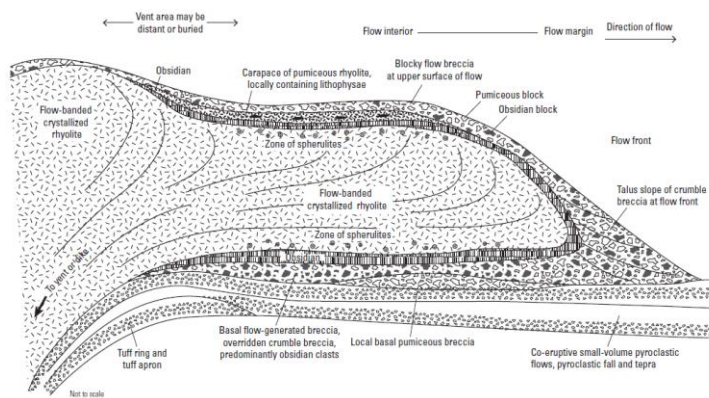


Fig. 88 Facies de un flujo de lava riolítico tipo. En este esquema se muestran texturas de flujo y masivas en la parte interna (enfriamiento lento) y texturas de bloque o brecha en la zona externa (enfriamiento rápido). Extraído de Sweetkind & Bova (2015).

Nombre local	Conos Caulle 1960	
Nombre sitio	Sistema Fisural 1960 del Cordón Caulle	
Coordenadas UTM	-40,5229	-72,2039
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, estructural, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a una serie de coladas de lava históricas del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle, ubicada en el sector suroccidental (Fig. 89). Estas coladas tienen una extensión lineal de hasta ~4,4 km, un ancho de hasta ~170 m y un espesor máximo de 20 m. Este sitio es ideal para observar la relación entre las estructuras de edificio volcánico y las coladas de lava de una de sus erupciones más recientes.



Fig. 89 Vista aérea de los centros emisores y coladas de la erupción de 1960, en el sector Caulle.

Descripción geológica

Las rocas volcánicas que componen estas coladas varían composicionalmente entre riodacitas y riolitas. Estas rocas tienen una tonalidad oscura, coloración negra-grisácea con algunas zonas rojizas, con texturas porfídicas y vesiculares, con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental vitrocrystalina, que componen coladas irregulares en bloque. Se distingue un relieve que concentra numerosos centros emisores alineados, de los cuales escurren las coladas hacia el margen suroccidental y la depresión interna del Graben Cordón Caulle (Fig. 90). Entre los centros emisores, destaca la presencia de dos cráteres denominados Gris (Fig. 91) y El Azufra (Fig. 92), compuestos de bombas tipo “bread” y depósitos piroclásticos pumíceos. En el centro El Azufra se distingue la presencia de fumarolas con alteración hidrotermal de sus depósitos proximales.

El principal rasgo de este sitio es la disposición espacial de los diferentes centros emisores involucrados en la erupción de 1960 (Fig. 93). Esto es representado en el prominente relieve observado en la zona, que correspondería a un de los flancos de la una depresión denominada Graben Cordón Caulle (Fig. 94). Este límite de la estructura volcánica correspondería a una zona permeable del complejo volcánico. Los conos volcánicos Gris y Azufra, representan la superposición de eventos explosivos sobre una

misma zona, lo cual magnifica las dimensiones de ambos centros emisores. En el centro El Azufra, se distingue actividad hidrotermal la cual estaría relacionada también a la permeabilidad del sistema fisural.

Esta erupción ocurre el 24 de mayo de 1960, 38 horas posterior al terremoto de 1960, el cual sería uno de los factores desencadenantes al reactivar estructuras fisurales del complejo volcánico. Se divide en tres etapas: la primera es explosiva con emisión de material piroclástico en una columna subpliniana de 8-12 km, cuyos depósitos se dispersaron hacia el sureste. Durante esta etapa se construyen una serie de conos piroclásticos alineados sobre una estructura fisural noroeste, donde destacaron los cráteres Gris y El Azufra. La segunda etapa es de carácter efusivo, en la que se generaron trece coladas de lava desde 21 centros de emisión alineado en la estructura fisural. La tercera etapa es de carácter explosivo, de menores dimensiones que la primera etapa, donde se expulsa material piroclástico, principalmente en los conos Gris y El Azufra.



Fig. 90 Centro emisores alineados en el flanco oriental del Graben Cordón Caulle.

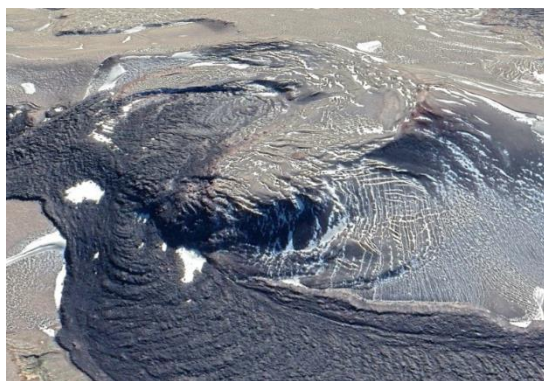


Fig. 91 Cráter Gris ubicado en la zona intermedia del sistema fisural de 1960.



Fig. 92 Cráter El Azufra ubicado en la zona oriental del sistema fisural de 1960.

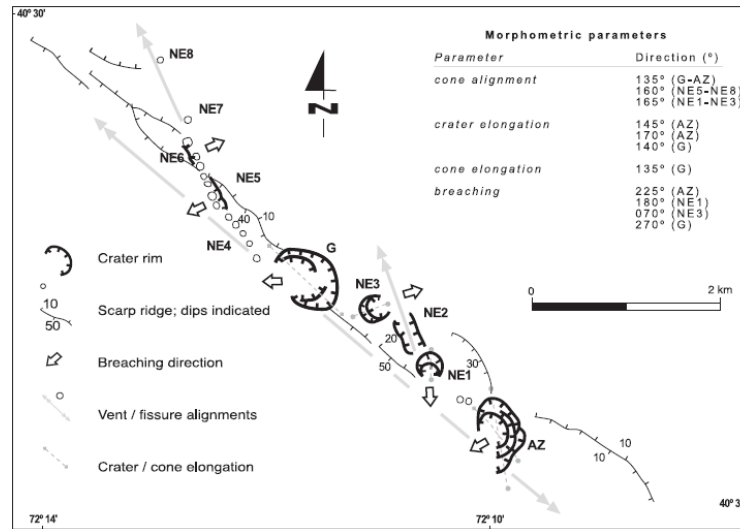


Fig. 93 Morfología de centros emisores del sistema fisural 1960. Destaca la presencia de cráteres, conos y escarpes, alineados en dirección noroeste. Extraído de Lara et al., (2004).

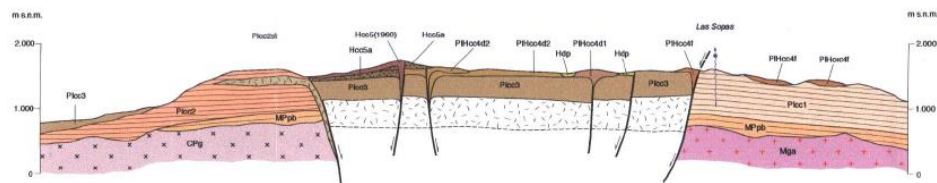


Fig. 94 Perfil con la arquitectura estructural interna del Complejo Volcánico Puyebue-Cordón Caulle. Se observa en profundidad el rol de las estructuras marginales del Graben Cordón Caulle como conductos de ascenso para las lavas. Extraído de Lara & Moreno (2006).

Nombre local	Colada Caulle 2011	
Nombre sitio	Frente Volcánico 2011-2012 del Cordón Caulle	
Coordenadas UTM	-40,5088	-72,1710
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, geomorfología, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a un lóbulo de lava histórica del Cordón Caulle, ubicada en el sector noroccidental del complejo volcánico (Fig. 95). Estas coladas tienen una extensión lineal de hasta ~4,4 km, un espesor máximo de 30 m y un volumen mayor a 0,5 km³. Este sitio es ideal para conocer el frente de una colada riolítica muy reciente y las diferentes estructuras asociadas a los avances del cuerpo lávico.

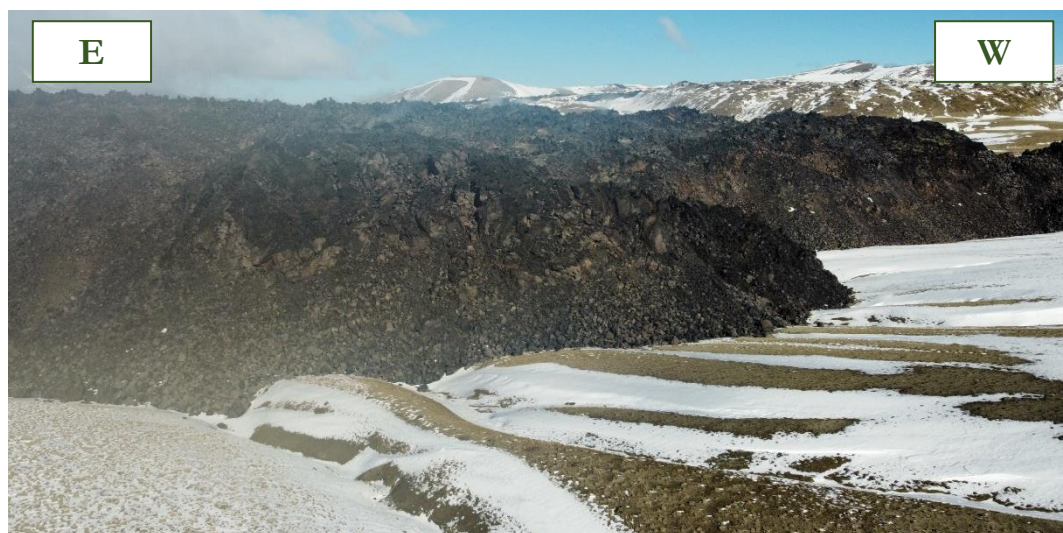


Fig. 95 Vista aérea del frente de lava norte de la erupción de 2011-2012, en el sector Caulle.

Descripción geológica

Las rocas volcánicas que componen este sitio varían composicionalmente entre riodacíticas a riolítica. Estas rocas tienen una tonalidad oscura, coloración negra-grisácea, levemente rojiza, con un aspecto fresco, con texturas porfídicas vesicular y fragmentada, con escasos fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica vitrocrystalina (Fig. 96). Se ubican en la depresión del Graben Cordón Caulle, lo que facilita su acceso con los frentes de las coladas de lava (Fig. 97). En el sitio se reconoce el frente del lóbulo norte de las coladas 2011-2012, el cual se encuentra represado por la topografía volcánica. Se distinguen dos facies principales: lavas rubbly y lóbulos de ruptura (Fig. 98). La primera se observa como un flujo de escombros rocosos inestables con bloques métricos angulosos y tonalidades grisáceas. La segunda se observa como un flujo menos escombroso, con bloques lisos métricos y tonalidades oscuras. En el sector marginal de la colada se reconocen avalanchas frontales y laterales. En el sector superficial, se reconocen espigas, crestas y bloques fracturados.

La textura de la colada está relacionada a la viscosidad del flujo, lo cual se asocia al gran contenido en SiO₂ de sus rocas. Las lavas rubbly representan una facie madura, donde gran parte del material se ha fragmentado por la dinámica de avance del flujo. Los lóbulos de ruptura representan el colapso de las zonas marginales de la colada por el empuje de pulsos de lava. Por otra parte, las avalanchas representan el colapso de los márgenes rocosos propiciados por la gravedad. En tanto, las crestas y montículos espinosos en la zona superficial están asociados a movimientos verticales del flujo que

generan cambios en las capas rocosas superficiales (Fig. 99). Lo observado en el frente de la colada corresponde una asociación de lavas de diferentes pulsos y estados de madurez (Fig. 100).

Esta erupción está asociada a un cono piroclástico y se divide en dos etapas: la primera (iniciada el 4 de junio de 2011) es explosiva con emisión de material piroclástico en una columna subpliniana de 15 km que tuvo una dispersión sureste-este y que tuvo un colapso a 2 km, con una corriente piroclástica densa que se dispuso sobre el río Nilahue. La segunda (iniciada el 15 de junio del 2011) es una etapa efusiva, en la que se da origen a un flujo de lava de 30 m de espesor y hasta 4 km de extensión. El flujo de lava se dividió en dos lóbulos, norte y sur, siendo el primero el más activo y el cual alcanzó una velocidad de 14 mm/día. Se reportaron lahares secundarios asociados a esta erupción en la comuna, principalmente a lo largo del valle Nilahue.



Fig. 96 Muestra de mano de lava 2011-2012 con fenocristales de plagioclasa y vesículas.



Fig. 97 Frente norte de colada con avalanchas de roca en su zona marginal.

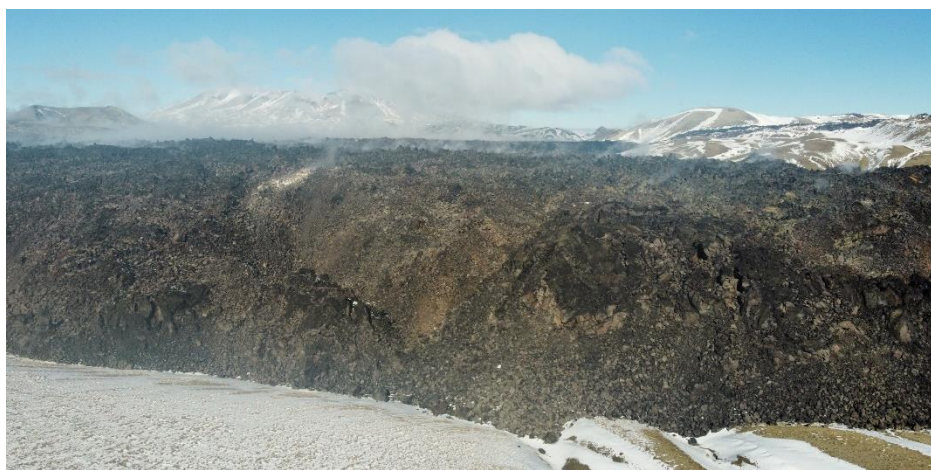


Fig. 98 Facies de lavas rubbly y lóbulos de ruptura en el lóbulo de lava norte.

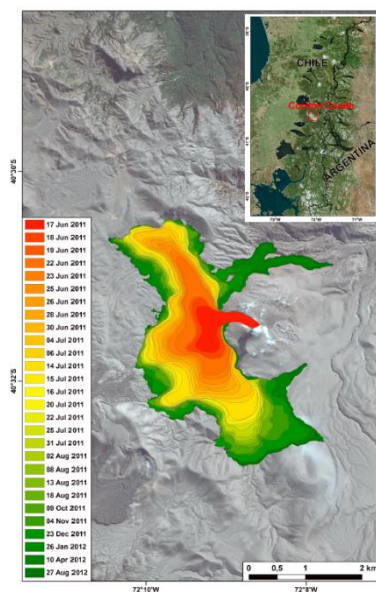


Fig. 99 Avance de los lóbulos de lava de la erupción 2011. Se puede observar que los avances del material emitido continuaron por más de un año. Extraído de Bertín et al., (2015).

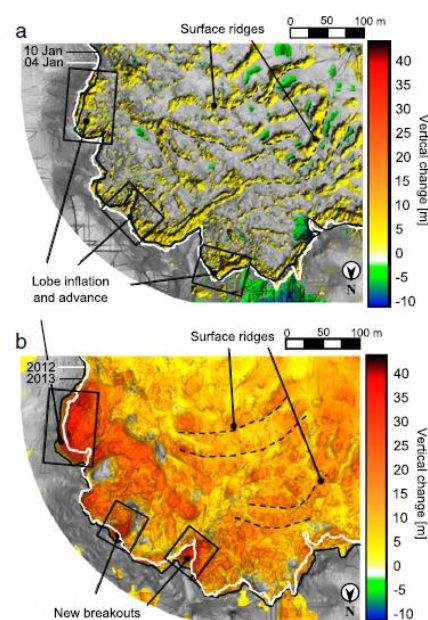


Fig. 100 Análisis de estructuras en el frente de colada norte. Estas figuras muestran el crecimiento de los lóbulos de ruptura a partir de los lóbulos de inflación. Extraído de Farquharson et al., (2015).

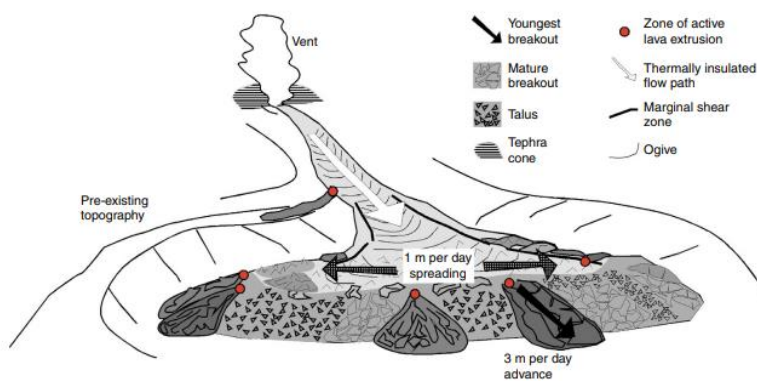


Fig. 101 Facies y estructuras de una colada riolítica. En esta figura destaca la presencia de un conducto emisor, ovijas de avance, zonas de rubble y zonas de ruptura, además de una topografía que determina el encausamiento y avance del flujo lávico. Extraído de Tuffen et al., (2013).

Grupo Volcánico Carrán Los Venados

Nombre local	Saltos del Nilahue	
Nombre sitio	Lavas GVCLV del Pleistoceno	
Coordenadas UTM	-40,2845	-72,1725
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, geomorfológico, riesgo geológico	
Descripción general		

Corresponde a saltos de agua ubicados en el tramo medio del Río Nilahue, sobre rocas volcánicas pleistocénicas del Grupo Volcánico Carrán Los Venados. Esta caída de aguas tiene un desnivel de ~10 en un talud vertical en torno a una piscina de ~70 m diámetro (Fig. 102). Este sitio es ideal para comprender la relación de cuerpos de lava y agua dentro de un mismo cauce.



Fig. 102 Vista aérea de los saltos del Nilahue, en sector Illahuapi.

Descripción geológica

Las rocas volcánicas que componen este sitio varían composicionalmente entre basaltos a basalto-andesitas. Estas rocas presentan una tonalidad oscura, colores negros-grisáceos, textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa y olivinos en una masa fundamental afanítica microcristalina. Representan un flujo lávico en el cual se formaron disyunciones columnares prismática predominantemente verticales, con una subpoblación radial (Fig. 103). Estas columnas prismáticas tienen extensiones métricas en su largo y ancho, donde predominan caras basales de 6 y 5 lados (Fig. 104). En estas disyunciones se logran distinguir estrías paralelas a la orientación del flujo (Fig. 105). Sobre estas estructuras, descende el cauce de aguas del río Nilahue, el cual genera una amplia plunge pool en la zona de impacto y una erosión regresiva sobre las mismas rocas volcánica (Fig. 107). La zona de impacto se construye sobre llanuras fluvioaluviales, compuesta principalmente de bloques sub angulosos, clastos y arenas subredondeados de composición volcánica y restos de troncos calcinados (Fig. 106).

Las características de las rocas expuestas en este sector sugieren un origen en erupciones tipo hawaianas, con lavas de baja viscosidad que rellenaron los valles glaciares cordilleranos durante el periodo postglacial, y que representan las primeras etapas del Grupo Volcánico Carrán Los Venados. Estas coladas serían de tipo “aa” con extensiones de hasta 14 km y una edad > 10 ka (Bertín et al., 2019). Las estructuras columnares prismáticas representan la dinámica de enfriamiento en los flujos de lava, con una contracción térmica que produce fracturamiento perpendicular a las superficies frías. Este enfriamiento podría ser producido por la intervención de un cuerpo de agua constante o intermitente. Las variaciones en las inclinaciones de las columnas del sector inferior podrían estar vinculadas a la configuración del paleorelieve suprayacente. Las estrías perpendiculares a las caras de las columnas representan desviaciones de las fracturas cuando el material no está totalmente sólido (Fig. 108). El desnivel observado en este sitio podría marcar el límite de estas coladas, que no afloran río abajo, generando una transición litológica entre rocas volcánicas y depósitos fluvioaluviales cuaternarios. El material constituyente de la llanura fluvioaluvial ha sido transportado por el río Nilahue durante evento de alta energía, como los lahares secundarios de las erupciones del Complejo Volcánico Puyehue Cordón Caulle y el Grupo Volcánico Carrán Los Venados.



Fig. 103 *Disyunciones columnares verticales y radiales junto a los Saltos del Nilahue.*



Fig. 104 *Disyunciones columnares radiales en la ribera del río Nilahue.*



Fig. 105 *Estrías perpendiculares a las caras de las columnas.*

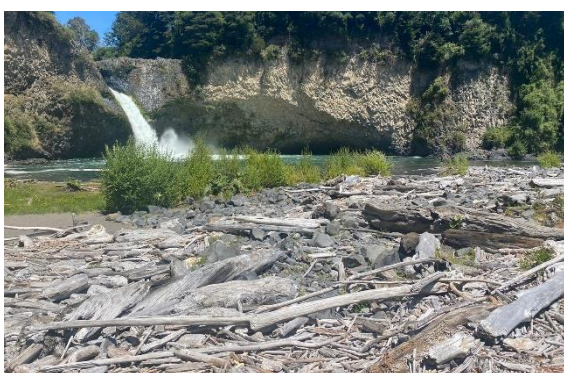


Fig. 106 *Llanura fluvio-aluvial en la ribera del río Nilahue.*

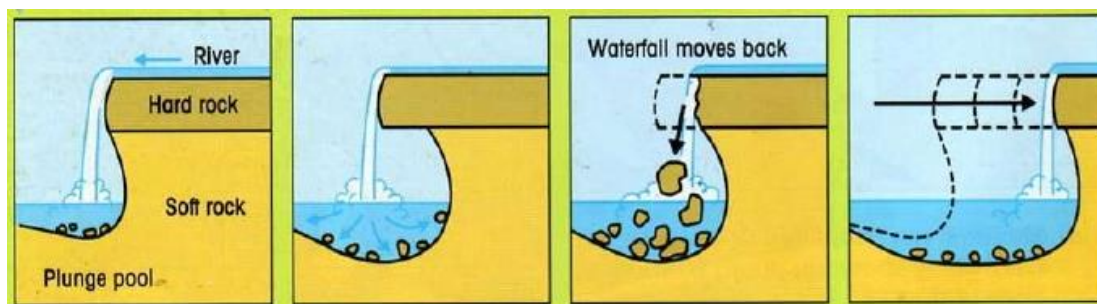


Fig. 107 Secuencia temporal de una erosión regresiva ocasionada por un salto de agua o cascada. En esta imagen se observa que existe una erosión en la zona con el sustrato rocoso más débil producido por la caída del agua, mientras la zona con el sustrato rocoso más duro se erosiona principalmente por el colapso de las pendientes.

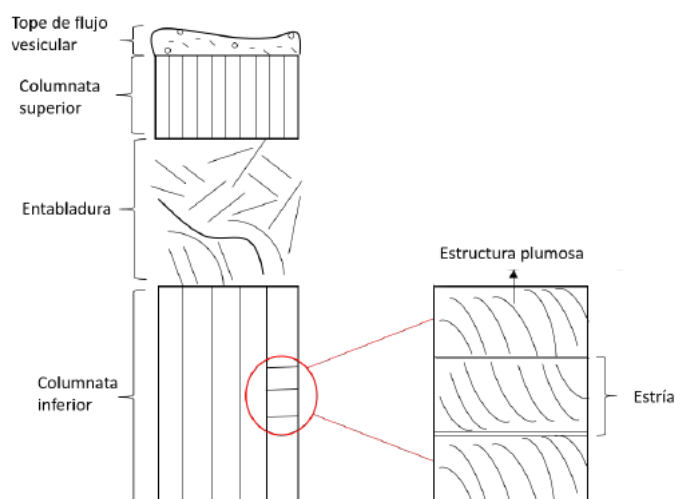


Fig. 108 Estructura tipo de un flujo de lava y de una columna prismática. Esta imagen destaca la formación de estrías perpendiculares a las caras de las disyunciones columnares prismáticas, producto de la dinámica de enfriamiento. Extraído de Rave y Sánchez (2021).

Nombre local	Puente Chilcoco	
Nombre sitio	Depósitos Piroclastos GVCLV en Estero Chilcoco	
Coordenadas UTM	-40,3688	-72,0190
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, sedimentario, riesgo geológico	
Descripción general		

Corresponde a un conjunto de afloramientos de depósitos piroclásticos en el tramo medio del Estero Chilcoco provenientes del Grupo Volcánico Carrán Los Venados. El afloramiento principal alcanza los ~8 m de altura y los ~40 m de extensión lateral entorno a la carretera T-709 (Fig. 109). Este sitio es relevante porque conserva gran parte del registro piroclástico en el sector oriental del Grupo Volcánico Carrán Los Venados.



Fig. 109 *Vista del afloramiento principal de depósitos piroclásticos, junto al estero Chilcoco.*

Descripción geológica

Este sitio está compuesto por una secuencia con depósitos piroclásticos de caída y de flujo, poco consolidados, con composición que varían entre basalto a basalto-andesita. Los depósitos de flujo corresponden a oleadas piroclásticas que se disponen como numerosos niveles estratificados, ondulados, subhorizontales, con una ritmicidad entre tonalidades grisáceas y pardas (Fig. 110), y con acuñamiento en algunos sectores. Granulométricamente corresponden a capas de lapilli y ceniza, con fragmentos líticos volcánicos como también accidentales del basamento cristalino (Fig. 111). Se encontraron restos de vegetales y materia orgánica en algunos niveles (Fig. 112). Los depósitos de caída se observan como paquetes de niveles estratificados, constituidos por fragmentos escoráceos vítreos de textura fluidal color negro tornasol y fragmentos líticos basálticos de textura afanítica y color

grisáceo. Ocasionalmente, pueden encontrarse bombas y bloques accidentales del basamento cristalino, principalmente graníticos. Dentro del afloramiento se puede advertir la presencia de fallas que desplazan centimétricamente las secuencias piroclásticas (Fig. 113). Las dataciones de los depósitos de caída alcanzan los 10700 años, mientras que las oleadas piroclásticas se registran desde hace 3800 años (Bertín et al., 2019).

Factores como las características geomorfológicas (un valle de estero principal), la ubicación geográfica (interior del campo volcánico) y la dispersión de las columnas (preferentemente hacia el este) permiten a este sitio guardar registros de gran parte de la historia eruptiva postglaciar del Grupo Volcánico Carrán Los Venados. Los depósitos de caída registrados en este sector han sido asociados principalmente a erupciones estrombolianas provenientes de los conos piroclásticos del grupo volcánico (Fig. 114), en tanto, los depósitos de oleada piroclástica han sido asociados principalmente a erupciones freatomagmáticas provenientes de los maeres desarrollados hacia el oeste de este punto (Fig. 115). El material orgánico y los restos vegetales encontrados en los depósitos de oleadas piroclásticas entregan señales de las altas temperaturas de estos flujos. Las fallas observadas en los afloramientos, es una evidencia de la influencia del Sistema de Falla Liquiñe Ofqui sobre la zona, la cual se encuentra emplazada entre sus ramales Huishue y Los Guindos.



Fig. 110 Secuencia de depósitos de oleadas piroclásticas.



Fig. 111 Muestra de mano de depósitos de oleadas piroclásticas semiconsolidadas.



Fig. 112 Restos vegetales calcinados por flujos piroclástico de oleada.



Fig. 113 Secuencia de depósitos de caída desplazados por fallas normales.

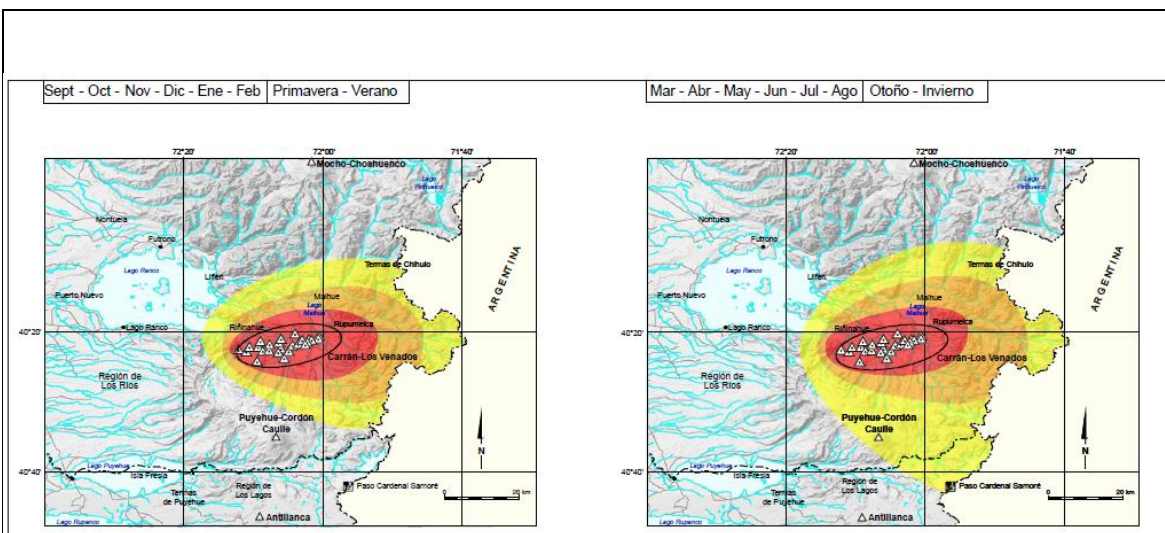


Fig. 114 Mapa de peligro asociado a depósitos de caída en el Grupo Volcánico Carrán Los Venados. En este mapa se muestra la dispersión de las columnas eruptivas con una tendencia hacia el este, que en temporada otoño-invierno se dispersa un poco más hacia el sureste. Extraído de Bertín et al., (2019).

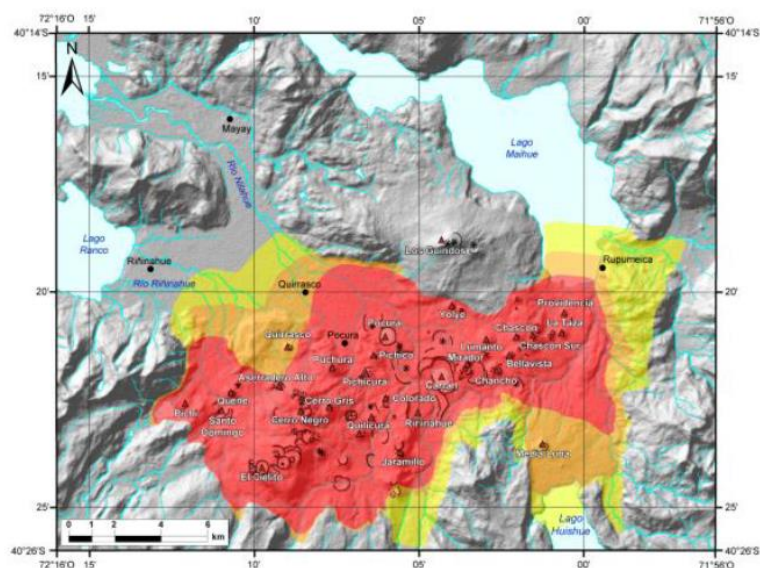


Fig. 115 Mapa de peligro asociado a oleadas piroclásticas en el Grupo Volcánico Carrán Los Venados. En este mapa se distingue que las zonas de mayor peligrosidad se encuentran en las proximidades de los centros emisores y en torno a los valles periféricos a estos. Extraído de Bertín et al., (2019).

Nombre local	Volcán Riñinahue	
Nombre sitio	Maar Riñinahue	
Coordenadas UTM	-40,3735	-72,0957
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, geomorfológico, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a un maar histórico del Grupo Volcánico Carrán Los Venados, ubicado entre los ríos Los Venados y Nilahue. Esta erupción se desarrolla sobre un cráter ancestral erodado que tiene un diámetro de 1,5 km (Fig. 116). Este sitio es ideal para contemplar la morfología y los productos volcánicos de un maar que se encuentra relleno con lavas y depósitos piroclásticos. Este maar tiene una relevancia social por la catástrofe del Riñinahue, denominada Riñinahuazo.



Fig. 116 Vista aérea del maar Riñinahue dentro del Grupo Volcánico Carrán-Los Venados.

Descripción geológica

El cráter sobre el cual se desarrolla este evento corresponde a un maar ancestral que fue reocupado por la erupción freatomagmática registrada en 1907, una de las erupciones modernas del Grupo Volcánico Carrán Los Venados. Algunas de las estructuras volcánicas relacionadas a esta erupción corresponden a un anillo de piroclastos, un cono piroclástico, una colada de lava y flujos piroclásticos tipo oleada. Las rocas tienen composiciones que varían entre basálticas a basalto-andesíticas. Las rocas volcánicas ofrecen una tonalidad oscura, con coloraciones negras y rojizas, textura porfídica con cristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica. Estas rocas forman parte de una colada tipo en bloques. Las rocas piroclásticas forman depósitos estratificados con bloques y bombas de dimensiones métricas tipo coliflor (Fig. 117), huso y cow pie. En los depósitos piroclásticos de este cono se distinguen alteraciones hidrotermales rojizas, anaranjadas y blanquecinas (Fig. 118). Al noreste del cono, se observa un contacto discordante entre los depósitos de oleadas piroclásticas del maar Riñinahue (1907) y el maar Carrán (1955) (Fig. 119). Destaca la presencia de un cono piroclástico al interior del cráter, el cual conserva su flanco noroeste y posibilita una vista panorámica del valle Nilahue (Fig. 120).

La interacción entre los pulsos magmáticos, durante su ascenso, con cuerpos de agua subterráneo, generan erupciones freatomagmáticas, que desalojan de rocas el punto de emisión y generan depresiones en los terrenos llamados maares (Fig. 121). La reincidencia de este tipo de erupciones en una misma zona puede relacionarse al establecimiento de un nivel freático considerable en una zona de alta permeabilidad por la intersección de estructuras de los sistemas de falla principales de la zona que facilitan el ascenso del material. Las morfologías de las bombas responden a procesos aerodinámicos de enfriamiento (coliflor), desplazamiento (huso) e impacto (cow pie). Las coloraciones asociadas a las alteraciones hidrotermales guardan relación con la actividad fumarólica descrita, en la cual se pudo haber generado precipitación de óxido de hierro y azufre nativo. La discordancia angular observada en las oleadas piroclásticas refleja las direcciones de los flujos originales y la erosión del último evento (1955) sobre el más antiguo (1907).

Esta erupción se inició el 7 de septiembre de 1907 (Fig. 122) y se divide en tres fases: la primera etapa es explosiva de tipo freatomagmática con la emisión una columna de ceniza y la construcción de un anillo de piroclastos hacia el este sobre el río Nilahue. La segunda etapa es efusiva, con la emisión de una colada de lava basáltica de textura en bloque de 0,8 km de extensión y 50 m de potencia que relleno el antiguo cráter y represó el río Nilahue, construyendo un dique natural que originó un lago denominado Señoret, que posteriormente se desbordó sobre el valle Nilahue. La tercera fase destaca por la construcción de un pequeño cono de piroclastos en la zona interior noroeste del maar, denominado localmente como Cuya. La actividad fumarólica y solfatárica en este cono continuó hasta 1914. Los productos volcánicos emitidos en esta erupción abarcan una superficie de 2,5 km².



Fig. 117 Bomba volcánica tipo coliflor, dentro del maar Riñinahue.



Fig. 118 Alteraciones hidrotermales sobre rocas piroclásticas del cono Cuya.



Fig. 119 Contacto discordante entre depósitos de oleadas piroclásticas históricas.



Fig. 120 Cono piroclástico ubicado en el sector noroeste del cráter.

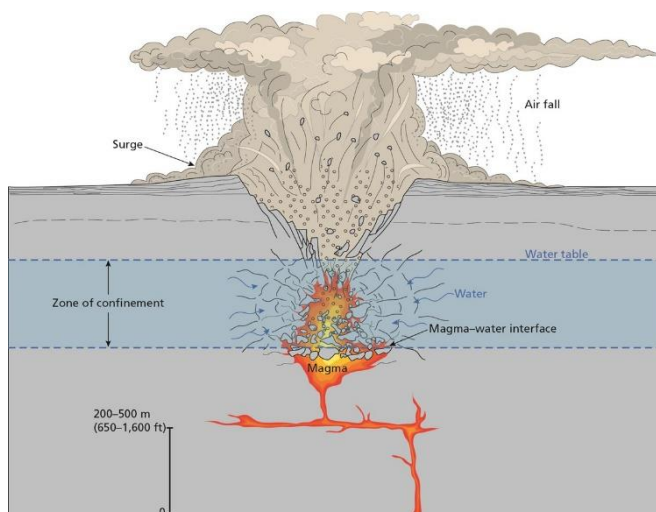


Fig. 121 Esquema del contexto de formación de un maar volcánico. Este esquema muestra la importancia del encuentro del nivel freático en el ascenso del material magmático, generando una explosión y un cráter a nivel de suelo.

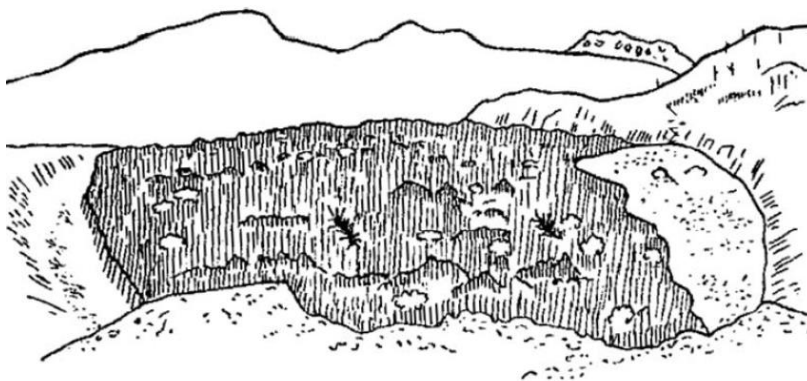


Fig. 122 Bosquejo de la erupción de 1907, dibujada por Rimbach (1914). Este autor fue uno de los primeros en visitar la zona para tomar registros de lo ocurrido. El autor destaca la presencia de un potente cuerpo de lava en la zona, que no era identificada como un maar hasta entonces.

Nombre local	Volcanes Carrán y Mirador	
Nombre sitio	Campo volcánico Carrán-Mirador	
Coordenadas UTM	-40,3610	-72,0640
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, geomorfológico, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a una zona que agrupa edificios volcánicos más recientes del Grupo Volcánico Carrán Los Venados, ubicada en la ribera noreste del río Nilahue. Estos centros emisores reciben los nombres Carrán y Mirador, de 400 y 850 m.s.n.m. respectivamente (Fig. 123). Este sitio es ideal para observar las morfologías de estos edificios volcánicos, como también de sus productos eruptivos proximales.



Fig. 123 Vista aérea del maar Carrán y el cono Mirador, en el sector Carrán.

Descripción geológica

Este campo volcánico se desarrolla en una zona habitada por centro eruptivos menores, donde destacan el maar Carrán y el cono piroclástico Mirador, los que se han construido sobre estructuras volcánicas prehistóricas y han registrado las últimas dos erupciones del Grupo Volcánico Carrán Los Venados, en 1955 y 1979 respectivamente. Los depósitos del maar Carrán, principalmente occidentales, embalsan un cuerpo lacustre, donde se identificaron remociones en masa desde sus abruptas paredes (Fig. 124). En el margen oeste se evidencia una secuencia estratificada de los depósitos piroclásticos que componen el edificio. En el flanco externo de este margen se genera erosión del río Nilahue (Fig. 125). El material piroclástico emitido se compone fragmentos basamentales y juveniles. Los bloques, bombas y lapilli juveniles presentan una coloración negra, textura vesicular y composición basáltica mientras que la ceniza presenta una coloración blanquecina grisácea y se compone de vidrio volcánico y minerales principalmente félsicos. Desde el cono piroclástico Mirador escurren tres coladas volcánicas tipo aa donde se identifican las ojivas y leeves que marcan sus direcciones de flujo y que alcanzan los 15 m de espesor (Fig. 126). En las caras internas del cono se identifican secuencias de depósitos piroclásticos estratificados con precipitación de cloruros de hierro (Fig. 127). Las rocas volcánicas tienen textura porfídica vesicular con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental microcristalina afanítica. Los depósitos piroclásticos son

bloques, bombas y escorias que componen el cono, además de lapilli y ceniza esparcida hacia los alrededores, todos de composiciones andesítico-basálticas.

La sobreimposición de eventos cercanos, en ambos casos reocupando estructuras prehistóricas, evidencia que hay una zona favorable para el ascenso de material magmático, que probablemente tenga un control estructural, además de ser un área volcánica muy activa. La presencia de fragmentos basamentales en los depósitos piroclásticos y la composición rica en minerales félsicos en las cenizas del Carrán, evidencia la incorporación y/o fusión de la roca caja sobre la cual se construyen estos volcanes. El cloruro de hierro observado en los depósitos piroclásticos del cono Mirador se asocia a la actividad hidrotermal que acompaña este tipo de erupciones con fumarolas de vapor de agua y HCl los que alteraron localmente la composición. La erosión constante del río Nilahue sobre el flanco occidental del maar Carrán, podría a futuro ocasionar el vaciamiento de la laguna embalsamada al interior del edificio.

La erupción del volcán Carrán inicio el 27 de Julio de 1955, fue de carácter explosivo, de tipo freatomagmática, donde se reutilizo un antiguo cráter que contenía aguas pantanosas denominado Laguna Negra (Fig. 128). Se caracteriza por la emanación de material piroclástico y la formación de una columna de hasta 10 km de altura, que dispersó sus cenizas hasta Santiago. La erupción del volcán Mirador inicio el 14 de abril de 1979 y se dividió en dos fases: la primera es explosiva de tipo estromboliana donde se construyó un nuevo cono sobre el flanco nororiental de un cono primitivo, a partir de dos nuevos cráteres (Fig. 129). Esta erupción generó una columna de hasta 4 km de altura. La segunda fase fue efusiva con la emisión de una primera colada que se extendió 900 m hacia el sur, una segunda colada que se superpuso al depósito proximal de la anterior y una tercera que se extendió 200 m desde un cráter tardío ubicado en el flanco noroccidental del nuevo cono.



Fig. 124 Remociones en masa y estratificación de depósitos piroclásticos al interior del maar Carrán.



Fig. 125 Depósitos piroclásticos estratificados en el flanco occidental erosionados por el río Nilahue.



Fig. 126 Primera colada de lava del evento eruptivo del cono Mirador.



Fig. 127 Cráter con lava y depósitos piroclásticos estratificados que componen el cono Mirador.

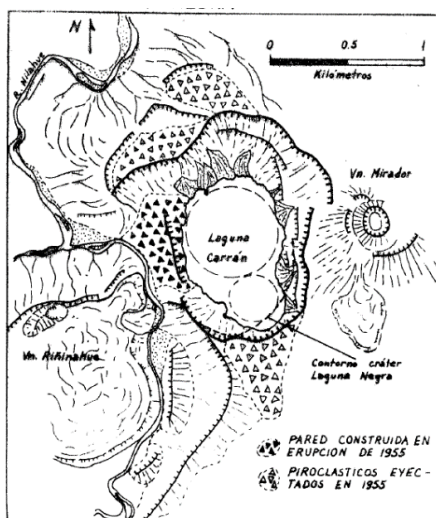
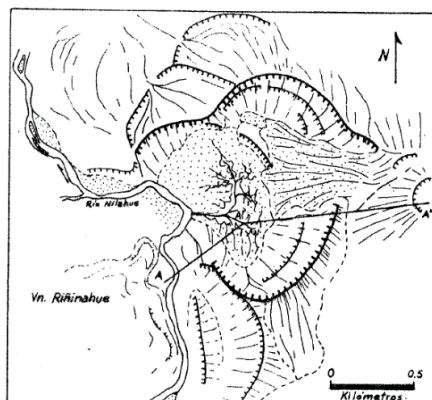


Fig. 128 Bosquejo de morfología previa (arriba) y posterior (abajo) al evento Carrán 1955. Destaca la formación de una pared al oeste de la erupción que represó las aguas de la actual laguna. Extraído de Moreno (1980).

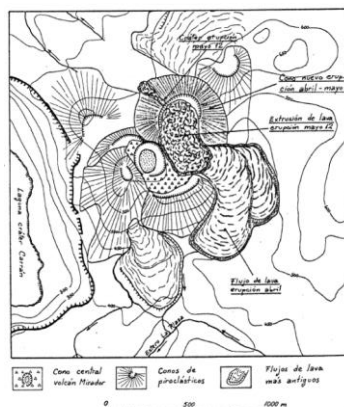


Fig. 129 Bosquejo de coladas y centros emisores involucrados en la erupción Mirador 1979. Se evidencia la reocupación de una misma zona. Extraído de Moreno (1980).

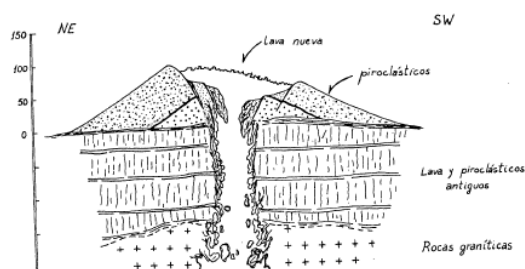


Fig. 130 Perfil esquemático de la relación del cono Mirador y sus unidades basamentales. En este perfil se evidencia la superposición de depósitos nuevos y antiguos, por la reocupación de puntos emisores. Extraído de Moreno (1980).

Nombre local	Playa El Arenal	
Nombre sitio	Depósitos Deltaicos del Cuaternario en El Arenal	
Coordenadas UTM	-40,2579	-72,2497
Contexto representado	Volcanismo Cuaternario	
Interés geológico	Volcánico, geomorfológico, riesgos geológicos	
Descripción general		

Corresponde a un conjunto de depósitos deltaicos en la desembocadura del Río Nilahue sobre el Lago Ranco (Fig. 131). La extensión de estos depósitos ocupa un área cercana a los $\sim 2 \text{ km}^2$, sobre el cual se dispone los últimos 2 km del río Nilahue. Este sitio permite caminar sobre arenas arrastradas a lo largo del valle del río Nilahue. Además, tiene una relevancia social por representar los depósitos de eventos históricos altamente destructivos en dicho valle.



Fig. 131 Vista aérea del delta del río Nilahue, en el sector El Arenal.

Descripción geológica

Corresponde a un abanico deltaico de influencia fluvial sobre la Ensenada El Arenal, donde coexisten ramificaciones meándrica finales del río Nilahue y llanuras fluvioaluviales sobreimpuestas (Fig. 132). Estas llanuras están constituidas por niveles de arenas volcánicas, estratificadas, de composiciones variables, pero predominantemente basálticas y basálticas andesíticas (Fig. 133). Entre los depósitos destacan el evento aluvial asociado a la erupción del maar Riñinahue 1907, conocido como Riñinahuazo, o el evento de lahares secundarios asociada a la erupción más reciente del Caulle (2011). Las arenas volcánicas presentan un aspecto escoráceo con tonalidad negra a grisácea, ofrecen buen redondeamiento, una estratificación paralela y cruzada, y una gradación granulométrica hacia gravillas o limos. Estos niveles de arenas volcánicas se encuentran interrumpidas con depósitos de ceniza y pómez, además de gravas o bloques accidentales de diversas composiciones. Se identifican bancos o islotes de arena volcánica poco vegetados, un frente deltaico caracterizado por la acumulación de troncos (Fig. 134), un talud deltaico pronunciado en algunos tramos (Fig. 135), canales meándricos abandonados y una zona periférica de humedales.

Este sitio representa una zona de transición entre la dinámica fluvial (río Nilahue) y la dinámica lacustre (Lago Ranco), donde alojan los fragmentos rocosos y piroclastos juveniles transportados y retrabajados por el río a lo largo de su extensión. Uno de los principales factores que determina las características

litológicas de este sitio es la actividad volcánica que se desarrolla en torno al río, con la influencia de dos zonas volcánicas sobrepuestas (Fig. 136). Otro factor para considerar es la magnitud de los eventos que han encauzado el río de los cuales se registran dos de alta relevancia en el periodo histórico. El evento de 1907 destaca por la acumulación de agua durante dos meses detrás de un dique de lava generada por la erupción del maar Riñinahue ese mismo año. Este embalse de agua fue denominado Lago Señoret, un cuerpo elongado norte-sur con 4,5 km de largo, 1 de ancho y hasta 50 m de profundidad. Dicho dique cedió frente a la presión del flujo y se desbordó en forma de aluvión, arrasando hasta la desembocadura del río, con una zona de inundación de 1 km de ancho entorno al río, que incluso en algunos sectores fue de 3 km (Fig. 137). Otro evento destacado es el evento de 2011 ocasionado por la erupción del Cordón Caulle en el flanco nororiental, donde se generaron lahares secundarios desde la cabecera del río Nilahue, con un desbordamiento que arrancó troncos muertos, fragmentos accidentales y juveniles acumulados en la ribera del río.



Fig. 132 Frente deltaico con cauces meandriiformes y llanuras fluvioaluviales.



Fig. 133 Llanura fluvioaluvial indiferenciada con depósitos de arena volcánica.



Fig. 134 Acumulación de troncos muertos en el frente deltaico.



Fig. 135 Talud deltaico con depósitos de pómex reabajados por el oleaje lacustre.

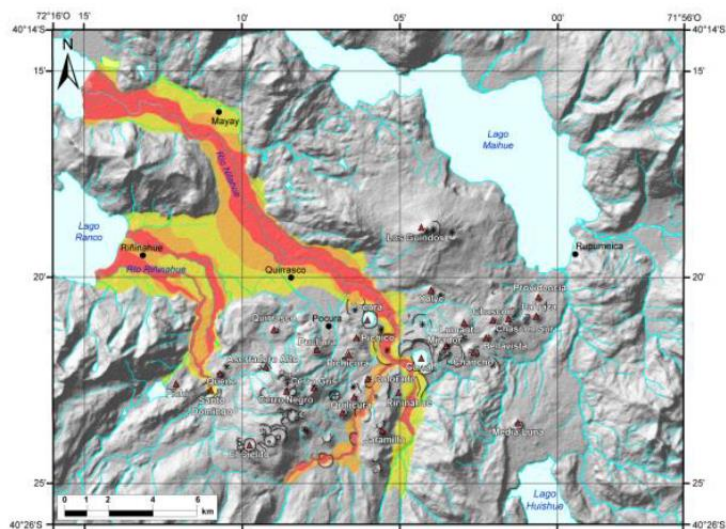


Fig. 136 Mapa de peligros de lahares primarios y secundarios asociados al Grupo Volcánico Carrán Los Venados. Se observa como el río Nilahue es uno de los principales cauces receptores de este tipo de productos volcánicos, donde este sitio es la zona de acumulación final de los depósitos. Extraído de Bertín et al., (2019).



Fig. 137 Registro del desastre ocasionado por el evento de aluvial de 1907. Este autor fue uno de los primeros en tomar registros fotográficos en las zonas afectadas por este evento. Extraído de Münnich (1908).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bernabé P., 2014. Edad y ambiente de sedimentación de la Formación Riñinahue, Lago Ranco, región de Los Ríos, Chile. Tesis de pregrado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 100 p.

Bernabé, P., Encinas, A., Quiroz, D., Duhart, P., Hervé, F., Fanning, M., 2009. Los estratos de Lago Ranco (Chile centro-sur): sedimentología, edad y consideraciones paleogeográficas. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, S10-014, 3 p.

Bertín, D., Lara, L.E., Basualto, D., Amigo, Á., Cardona, C., Franco, L., Gil, F., Lazo, J., 2015. High effusion rates of the Cordón Caulle 2011-2012 eruption (Southern Andes) and their relation with the quasi-harmonic tremor. *Geophysical Research Letters* 42 (17): 7054-7063.

Bertín, L., Moreno, H., Becerril, L., 2018. Peligros del Campo Volcánico Carrán-Los Venados, región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 33: X p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Brilha, J., 2016. Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. *Geoheritage*, 8(2): 119-134.

Bucchi, F., 2013. Factores forzantes del volcanismo monogenético en el grupo volcánico Carrán-Los Venados. Memoria de título (Unpublished). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología: 74 p.

Bucchi, F., Lara, L., Gutiérrez, F., 2015. The Carrán-Los Venados Volcanic Field and its Relationship with Coeval and Nearby Polygenetic Volcanism in an Intra-arc Setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 308: 70-81.

Cabello, P., 2019. Configuración estructural del basamento y su relación con el volcanismo activo de la zona volcánica sur. Tesis de Pregrado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, 157 p.

Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., Martin, M., 1998. Área de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8, escala 1:100.000. Santiago, Chile.

Carcavilla, L.; Durán, J.; López-Martínez, J., 2008. Geodiversidad: concepto y relación con el patrimonio geológico. *Geo-Temas* 10. pp. 1299-1303.

Carcavilla, L., Belmonte, Á., Durán, J., Hilario, A., 2011. Geoturismo: concepto y perspectivas en España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 19.1, 81-94.

Carcavilla, L., 2012. Geoconservación. Editorial La Catarata - Instituto Geológico y Minero de España, 126 p.

Carcavilla, L., 2014. Guía práctica para entender el patrimonio geológico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 22: 5-18.

Castro, A., 2015. Caracterización petrográfica y geoquímica de los productos de la erupción del volcán Mirador (AD 1979), Carrán-Los Venados, Chile. Evidencias de volcanismo poligenético en un campo de conos monogenéticos. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología: 118 p.

Corgne, A., Schilling, M., 2015. Petrography and geochemistry of the 2011-2012 lava flow at Cordón Caulle, Southern Chile. Congreso Geológico Chileno, No 14, La Serena.

Correa, J., 2014. Petrología y proveniencia devónica del Complejo Metamórfico Trafún, Lago Ranco, Región de los Ríos, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas: 90 p.

Covacevich, V., 1996. Muestreos paleontológicos en el Terciario marino de la costa sur del Lago Ranco. *SERNAGEOMIN*. Reporte Interno: 4 p.

Encinas, A., Zambrano, P., Bernabé, P., Finger, K., Buatois, L., Valencia, V., Fanning, M., Hervé, F., 2013. Tectonic implications of deep-marine Miocene strata in the western Andean Cordillera of south-central Chile (40°–42°S), in Rocha, R., et al., eds., 1st International Congress on Stratigraphy STRATI 2013: Lisboa, Simposio Regional Stratigraphy, Springer, 86 p.

Encinas, A., Folguera, A., Bechis, F., Finger, K., Zambrano, P., Pérez, F., Bernabé, P., Tapia, F., Rifo, R., Buatois, L., Orts, D., Nielsen, S., Valencia, V., Cuitiño, J., Oliveros, V., Del Mauro, L., Ramos, V., 2018. The late Oligocene - early Miocene marine transgression of Patagonia. In: Folguera A. et al. (eds) The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes Springer Earth System Sciences. Springer, Cham, pp 443–474.

Farquharson, J., James, M., Tuffen, H., 2015. Examining rhyolite lava flow dynamics through photo-based 3D reconstructions of the 2011–2012 lava flowfield at Cordón-Caulle, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 304: 336–348

Gray, M., 2004. Geodiversity. Valuing and conserving abiotic nature. John Wiley & Sons. 434 p. West Sussex

Guzmán, P., 2015. Control tectónico de la evolución del paisaje cuaternario en la cuenca de intra-arco del Lago Maihue, Andes del Sur, Región de Los Ríos, Chile. Memoria de Título, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra: 144 p.

Guzmán, P., Lira, M., Tassara, A., Urrutia R., 2015. Nuevos antecedentes tectónicos del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui en la Cuenca de Intra-arco del Lago Maihue (40°16'S 72°W), Andes del Sur, Chile. Congreso Geológico Chileno, No 14, La Serena.

Hantke, G., 1940. Das vulkangebiet zwischen den seen Ranco und Puyehue in Sud Chile. *Bulletin of Volcanology* II (7): 75-83. Nápoli.

Krumm, F., 1923. Topographische und geologische Nachrichten über die Gegend östlich des Ranco-Sees in Süd-Chile, im Besonderen über den jüngsten Vulkan-Ausbruch “Los Azufres” (Dezember 1922). *Geologische Rundschau* 14 (2): 146-150.

Lara, L., Naranjo, J., Moreno, H., 2004. Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40. 5° S) after the 1960 (Mw: 9.5) Chilean earthquake: a structural interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 138: 127-138.

Lara, L., Moreno, H., 2006. Geología del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. XX, X p., 1 mapa escala 1:50.000. Santiago.

Lara, L., Lavenu, A., Cenmbrano, J., Rodríguez, C., 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the cordon Caulle-Puyehue area (40.5° S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 148 (1-2): 165-189.

Lara, L., Moreno, H., Naranjo, J., Matthews, S., Pérez de Arce, C., 2006. Magmatic evolution of the Cordón Caulle Volcanic Complex (40° S), Southern Volcanic Zone, Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Lara, L., Amigo, A., Silva, C., Orozco, G., Bertin, D., 2012. La erupción 2011-2012 del Cordón Caulle: antecedentes generales y rasgos notables de una erupción en curso. Congreso Geológico Chileno, 13, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto, pp.531-533

Laugenie, C., 1982. La Region des Lacs, Chili Meridional. Ph.D. Thesis, Université de Bordeaux: 1154 p.

Leon, L., Polle, E., 1956. Erupción del Volcán Nilahue. Instituto de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Publicación N°7

Martínez, T., Partarrieu, D., 2018. Hacia la construcción de inventarios de geositios y otros sitios relevantes de la geodiversidad. Congreso Geológico Chileno, No. 15, Concepción.

Moreno, H., Petit-Breuilh, M., 1998. El Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Andes del Sur (40. 5° S): Características Geológicas y Erupciones Históricas. *In* Congreso de Ciencias de la Tierra, No. 5, Actas: 7 p. Santiago.

Moreno, H., 1980. La erupción del volcán Mirador en abril-mayo de 1979, Lago Ranco-Riñinahue, Andes del Sur. Comunicaciones 28, 1-23.

Mourgues, F., Schilling, M., Castro, C., 2012. Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. Congreso Geológico Chileno, No. 13, Antofagasta.

Münnich, G., 1908. Escursion a la rejion volcanica de valdivia. Imprenta Alberto Lecourt: 106 p. Valparaíso.

Naranjo, J., Singer, B., Jicha, B., Moreno, H., Lara, L., 2017. Holocene tephra succession of Puyehue-Cordón Caulle and Antillanca/Casablanca volcanic complexes, southern Andes (40-41° S). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 332: 109-128.

Newsome, D., Dowling, R., 2010. Geotourism: The Tourism of Geology and Landscape. Goodfellow Publishers, Oxford.

Nieto, L., 2001. Geodiversidad: propuesta de una definición integradora. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (2): 3-11.

Palacio, J., Sánchez, J., Schilling, M., 2016. Patrimonio geológico y su conservación en América Latina: Situación y perspectivas nacionales. *Geografía para el siglo XXI. Serie: Libros de investigación*, n° 18. UNAM. 265 p.

Quiroz, D., Mella, M., Moreno, H., Duhart, P., Carrasco, F., Miralles, C., 2020. Geología del área Río Bueno-Paillaco, regiones de Los Ríos y Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y

Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 210: 72 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Rimbach, C., 1930. Kurze Mitteilungen über einige Chilenische Vulkane. Zeitschrift für Vulkanologie, Band XXVV: 105-108.

Sepúlveda, F., 2006. El sistema geotérmico de Cordón Caulle, sur de Chile: caracterización, geología y geoquímica. Tesis de Doctorado, Universidad de Chile, Departamento de Geología: 263 p.

Sepúlveda, F., Lahsen, A., Bonvalot, S., Cembrano, J., Alvarado, A., Letelier, P., 2005. Morpho-structural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern Volcanic Zone, Chile: Insights from gravity and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. Journal of Volcanology and Geothermal Research 148 (1-2), 165-189.

Seropian, G., Schipper, C., Harmon, L., Smithies, S., Kennedy, B., Castro, J., Alloway, B., Forte, P., 2021. A century of ongoing silicic volcanism at Cordón Caulle, Chile: New constraints on the magmatic system involved in the 1921–1922, 1960 and 2011–2012 eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 420: 107-406

Sharples, C., 2002. Concepts and principles of geoconservation. Tasmanian Parks y Wildlife Service.

Tolosa, V., Jorquera, C., Mella, M., Gho, R., 2020. Peligros del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle, regiones de Los Ríos y Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 36: 63 p., 1 mapa escala 1:75.000. Santiago.

Tuffen, H., James, M., Castro, J., Schipper, C., 2013. Exceptional mobility of an advancing rhyolitic obsidian flow at Cordón Caulle volcano in Chile. Nature Communications 4: 7 p.