

Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén)

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ

Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN), Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Núñez, Buenos Aires y SEGEMAR. E-mail: efgon Diaz@yahoo.com.ar

RESUMEN. Se expone un mapa temático y conclusiones estratigráficas sobre el Cuaternario tardío. Distintos procesos geomórficos confieren el carácter de compuesto a su paisaje. Predominan los exógenos (fluvial, glaciario y remoción en masa); uno es endógeno (volcanismo). Su historia comenzaría en el Plioceno con el volcán Hualcupén, siendo su remanente la Planicie Estructural y la Caldera homónimas. Una intervención climática en el Cuaternario reemplazó un previo ciclo fluvial por un subsecuente englazamiento del tipo alpino, cuyas características locales se diferenciaron de ese modelo, por la generación de una masa de hielo (*ice-blister*), de gran espesor (500-800 m) en el interior de la caldera, intermedia entre el centro de alimentación (volcán Copahue) y la zona de descarga. Esto influyó en el movimiento del hielo de sus glaciares de descarga y en aquellos vecinos y exteriores a la caldera, no sustentados por ese centro intermedio, los que a favor de difluencias glaciarias tuvieron aportes extras de hielo (glaciares de Hualcupén y Trocomán). Localmente, el englazamiento es un hito temporal para el análisis de su evolución geomórfica y la cronología relativa local del Cenozoico superior, al permitir diferenciar episodios volcánicos pre- y post-glaciarios. La distinción de importantes depósitos de deslizamientos y su reinterpretación geomórfica, descartó una propuesta previa de dos glaciaciones en el área. La profunda disección del tramo este del río Agrio resulta del ajuste de su perfil longitudinal a su nivel de base previo, cuya modificación aconteció luego de su endicamiento por la colada del Agrio y la consiguiente instalación de un nuevo nivel de base. La posterior superación del efímero obstáculo por erosión y consecuente profundización, dio lugar a la cascada del Agrio, un resalto estructural (*knickpoint*) que señala el límite aguas arriba alcanzado por la natural onda de rejuvenecimiento. Constituye un nivel de base temporario, que determina el límite de los contrastantes paisajes y perfiles transversales del valle de Trolope, aguas arriba y abajo del resalto.

Palabras claves: *Geomorfología, Caldera, Volcán, Glaciación, Avalanchas de rocas.*

ABSTRACT. *Geomorphology of the Copahue Volcano region and vicinities (Central-western Neuquén).* This thematic map describes the principal features of the landscape, a relative sequence of its geomorphic evolution, and arrives to important conclusions about its regional stratigraphy. The regional landscape is composed and polycyclic. The geomorphs are related to different exogenous processes (glacial, fluvial and mass-wasting). An endogenous process (volcanism) formed the more distinctive features; a great tectonic-volcanic caldera and the preglacial Copahue stratovolcano. Some minor and youngest volcanic forms were formed during postglacial times. A previous fluvial cycle was replaced by glacial morphogenesis (valley glaciation) during the Quaternary, due a climatic intervention. A huge and very thick (500-800 m) ice-blister was lodged into the caldera. The ice-blister exceeded the caldera's edges forming several glacial diffluences and giving an important and additional supply to neighbouring glacial valleys (Hualcupén and Trocomán), out of to the depression. The Pleistocene glaciation shows two local cycles of volcanic eruptions: pre- and post-glacial. The origin of many local lakes was related to glacial exharation. Others lakes have different genesis: by blocking slide, crater-lake and glacial exharation associated with important structural weakness (Caviahue Lake related to the Trapa-Trapa lineament or Caviahue graben). During postglacial times important rock-avalanches occurred in the Hualcupén valley: the Cajón Chico and Compul rock-avalanches were related to seismic shocks. Previously, their accumulations were interpreted as terminal moraines of a second glaciation. A fluvial rejuvenation phase was the consequence of a blocking of Agrio River by the Agrio volcanic flows, during the Holocene. After that, the river eroded this obstacle reestablishing its previous base level. The Agrio cascade represents the upstream present position of the consequent rejuvenation wave.

Key words: *Geomorphology, Caldera, Glaciation Ice-blister, Rock-avalanches.*

Introducción

Se describe la geomorfología de la región occidental de Caviahue-Copahue, Neuquén, la que hasta ahora ha carecido de un coherente cuadro descriptivo y temporal de los procesos geomorfológicos que generaron su paisaje. La participación de varios procesos exógenos y uno endógeno, le confieren el carácter de compuesto. Pese a esta disparidad, las geofomas del último son las más sobresalientes.

De singular importancia ha sido el reemplazo de un anterior ciclo fluvial por la morfogénesis glaciaria, resultante de una intervención climática ocurrida en tiempos aún no bien determinados del Pleistoceno.

Su carácter policíclico está determinado por una interrupción local del presente ciclo fluvial. Evidencias del rejuvenecimiento se relacionan con el bloqueo del río Agrio por la colada del Agrio y posterior superación del obstáculo transitorio.

Una compleja actividad volcánica se desarrolló pre- y posteriormente al englazamiento pleistoceno, el que constituye una significativa guía temporal para un cuadro cronológico relativo basado en el análisis geomórfico (Cuadro 1), aquí complementado con los datos cronológicos de Linares *et al.* (1999). Morfoestructuralmente, la región forma parte del Zócalo Volcánico del Copahue, cuyo límite al este es la fosa de Loncopué (Ramos 1978).

Previamente, sólo se contaba con una limitada perspectiva de sus rasgos generales (Groeber 1925), particularmente dedicada al englazamiento. Esta contribución, con la que se intenta superar esas limitaciones, se fundamenta en los estudios geomorfológicos realizados en el año 2000 y parte del 2001 (González Díaz 2000, 2003).

Sus resultados aportan nuevos elementos de juicio sobre la evolución geomorfológica del área interna y externa a la caldera, con el decisivo reconocimiento de importantes movimientos gravitacionales, el englazamiento cuaternario y la estratigrafía del área.

Ubicación del área

Abarca un reducido sector de la Cordillera Nordpatagónica, localizado en el departamento neuquino de Ñorquin, entre los paralelos 37° 45' S y 38° 00' S (Fig. 1). El acceso desde la ciudad de Neuquén se realiza por la ruta nacional 22. Luego de superar Zapala se arriba a Las Lajas, desde la que por medio de la ruta provincial 231, se alcanza Loncopué. Por la ruta provincial 26 se accede a Caviahue, principal población de la comarca a orillas del lago homónimo.

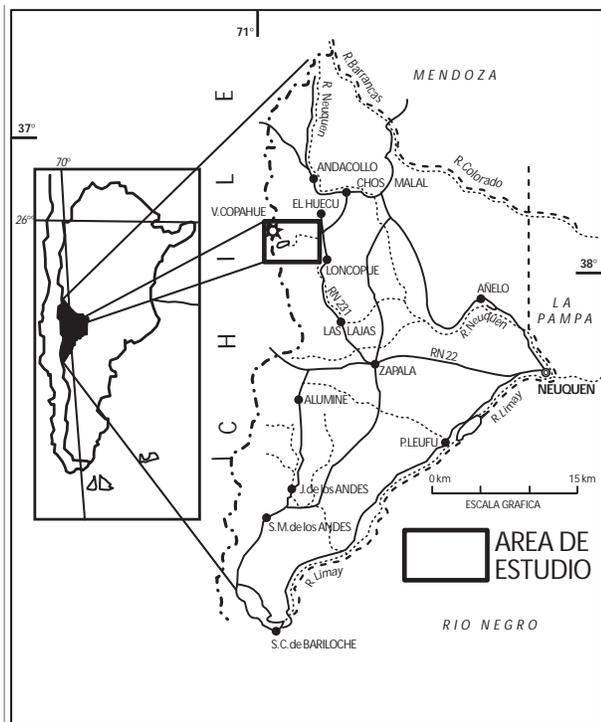


Figura 1. Mapa de ubicación.

Otro importante centro comunal es Copahue, donde se halla un centro de balneoterapia termal reconocido mundialmente.

Metodología

Tras el examen de escasos antecedentes, se analizó e interpretó geomorfológicamente, fotogramas a escala 1: 60.000, que abarcaron el área de interés y extensiones hacia el sur los Cañones de Buta Mallín y del arroyo Feo, y hacia el norte los valles del río Trocomán o de las Damas y del Picun Leo. También se analizó e interpretó una subescena a escala 1: 90.000 de la imagen satelital Landsat 232/086, la que sirvió de base para la concreción del producto final: un mapa geomorfológico a escala 1: 100.000.

El control de campo demandó inicialmente una campaña entre el 22 y el 31 de marzo del año 2000, y otra complementaria en abril del 2001, realizada conjuntamente con las colegas Patricia Sruoga y Vanesa Consoli.

Evolución geomorfológica de la región: principales unidades geomórficas distinguidas

Sus unidades serán descritas según un orden determinado por la historia geomórfica local, cuyo análisis facilitó el establecimiento de una estratigrafía relativa del Cuaternario de carácter local y provisoria, que se ilustran en la figura 2 y el cuadro 1.

1) Planicie Estructural de Hualcupén (rampa oriental)

La secuencia geomórfica local se iniciaría en el Plioceno con la edificación de un enorme estrato-volcán predominantemente mesosilíceo: el volcán Hualcupén (Pesce 1989), cuyo núcleo efusivo se ubicaría en el NO de la caldera y cercano al límite internacional (Fig. 2). La marcada asimetría del perfil latitudinal de la amplia y suave rampa que se extiende al E de la caldera, apoya esta interpretación. Sus acumulaciones han sido distinguidas como Formación Hualcupén (Pesce 1989) y correlacionadas con la Formación Cola de Zorro en territorio chileno (Muñoz Bravo 1988, en Mazzoni y Licitra 2000).

La edad de sus constituyentes oscilaría entre el Mioceno medio y el Plioceno (Pesce 1989). Los análisis radimétricos K/Ar (Linares *et al.* 1999), los asignan al Plioceno (4,03 Ma). Recientemente, Mazzoni y Licitra (2000) describieron ignimbritas o depósitos de flujos piroclásticos.

Su extensa rampa oriental es interpretada como un remanente conservado de su flanco oriental y definida como una planicie estructural, producto de la degradación del volcán, no correspondiendo su consideración como geoforma volcánica primaria. Tiene una vasta longitud E-O (29 km). Ha sido propuesto que su leve inclinación al naciente (2°), se debe a acciones diastórficas; el autor sostiene que es un rasgo morfológico primario. Su homogeneidad, interrumpida por el cajón de Hualcupén, reaparece en el cajón de Buta Mallín y se extiende más al sur.

Mazzoni y Licitra (2000: 190-198) han definido esta geoforma como un ejemplo de pedimentos, sobre el que se

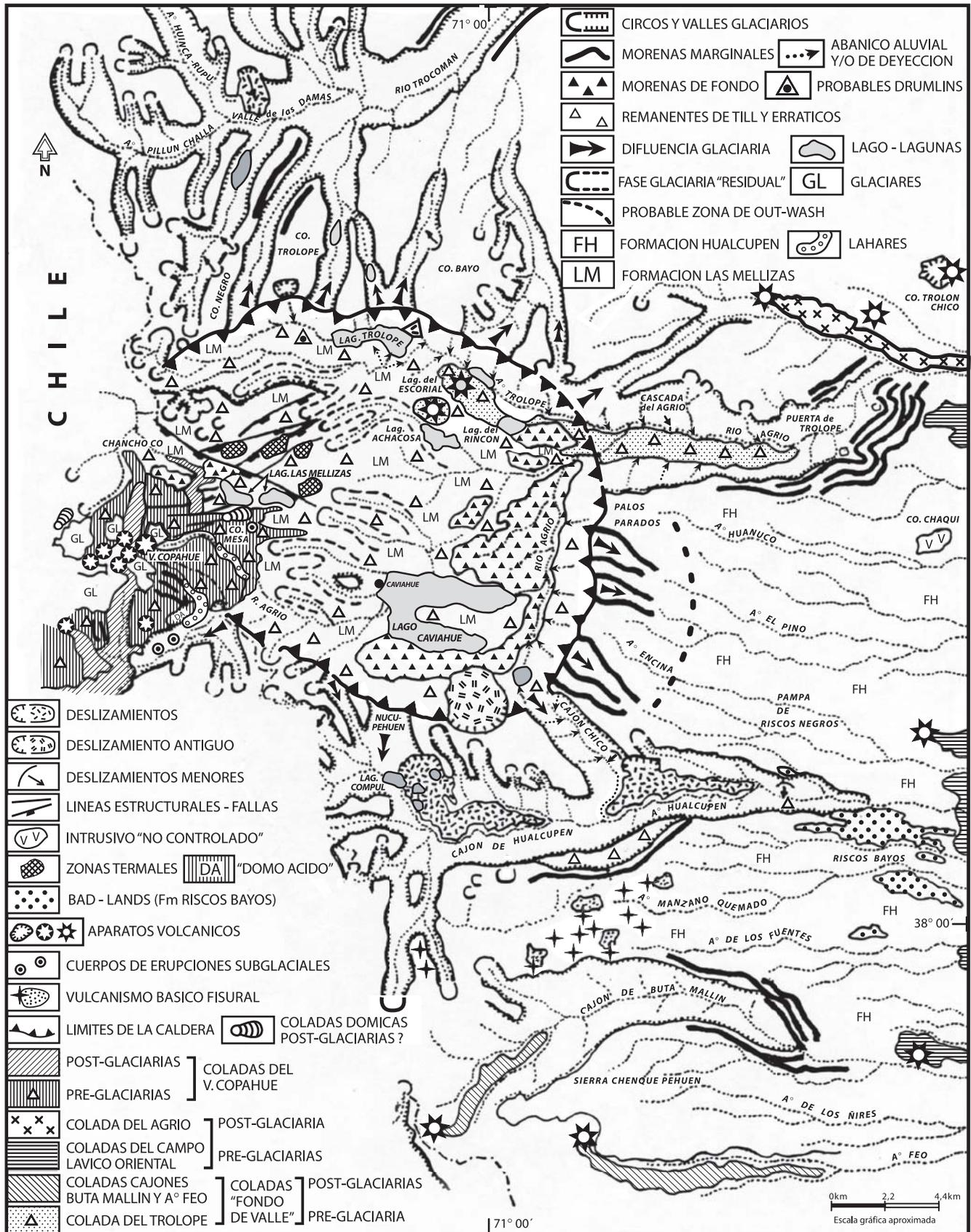


Figura 2. Carta geomorfológica de la región Caviahue-Copahue.

Cuadro 1: Comparación estratigráfica entre la cronología absoluta de Linares et al. (1999) y aquella relativa derivada del análisis geomorfológico

Edad	CRONOLOGÍA ABSOLUTA LINARES ET AL (1999)	CRONOLOGÍA RELATIVA BASADA EN EL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LA REGIÓN COPAHUE-CAVIAHUE					
CUATERNARIO	HOLOCENO	CAMPO DE PIROCLASTOS DE ERUPCIONES MODERNAS DEL VOLCÁN COPAHUE. LAHARES. GLACIARES DEL CAMPO COLECTIVO DEL VOLCÁN COPAHUE. REJUVENECIMIENTO. CASCADA DEL AGRIO.		GEOFORMAS POST-GLACIARIAS			
		COLADA AA DEL VALLE DE TRAPA-TRAPA	COLADAS ENCAJONADAS EN VALLES DEL A° FEO Y BUTA-MALLIN		VOLCANISMO DE LAS CABECERAS DEL A° MANZANO QUEMADO	COLADA AA DEL AGRIO ? COLADAS DEL Co. CULLUN	AVALANCHAS DE ROCAS DEL CAJON CHICO Y DE LAGUNA COMPUL DESGLIZAMIENTOS VARIOS
		CICLO FLUVIAL POST-GLACIARIO					
		ENGLAZAMIENTO PLEISTOCENO (30 ka) - MORFOGÉNESIS GLACIARIA			THOLOIDES SINGLACIARIOS		
PLEISTOCENO	DOMOS ÁCIDOS PERIFÉRICOS A LA CALDERA: Co. BAYO, TROLOPE, NEGRO (0,66Ma)	DOMOS ACIDOS DEL BORDE NORTE DE LA CALDERA (Cos. BAYO, TROLOPE, NEGRO; CHENQUE-PEHUÉN)		THOLOIDES PRE-GLACIARIOS			
	COLADAS MESOSILÍCEAS V. COPAHUE (1,01Ma) DOMO ACIDO (1,0Ma)	COMPLEJO VOLCÁNICO DEL COPAHUE (COLADAS MESOSILÍCEAS PRE-GLACIARIAS)	CAMPO VOLCÁNICO ORIENTAL VOLCANISMO BASÁLTICO DE LA FOSA DE LONCOPUÉ				
	COLADA FONDO DE VALLE (PESCE 1989; 1,4Ma)	COLADA BASÁLTICA DE LA LAGUNA DEL ESCORTIAL (EN VALLE FLUVIAL POST-CALDERA DE TROLOPE) (= COLADA DE FONDO DE VALLE; PESCE 1989)					
		CICLO FLUVIAL POST-CALDERA					
TERCIARIO	PLIOCENO	Fm RISCOS BAYOS (2,05Ma)	Fm RISCOS BAYOS (PLANICIE IGNIMBRITICA) FACIES DE EXTRACALDERA ? (MAZZONI Y LICITRA 2000)	Fm LAS MELLIZAS (FACIES DE INTRACALDERA; MAZZONI Y LICITRA 2000)			
		Fm LAS MELLIZAS (2,60Ma)	COLAPSO TECTÓNICO-VOLCÁNICO (CALDERA)				
			CICLO FLUVIAL POST-PROTOVOLCÁN HUALCUPÉN Y PRE-CALDERA				
	Fm HUALCUPÉN (4,3Ma)	PROTOVOLCÁN HUELCUPÉN					

han reconocido restos de una facies de extracaldera de flujos piroclásticos.

Su drenaje tiene diseño paralelo, con leves modificaciones a dendrítico en sus cabeceras, tal vez condicionadas por la mayor pendiente del relieve del arco morénico terminal allí existente. Hay sectores donde el diseño se asimila al subdendrítico, por cierto control estructural de fracturas y diaclasas.

El régimen de la red fluvial es variado: efímero, intermitente y permanente en los valles principales o cajones. En sus nacientes los valles tienen un perfil transversal escalonado, similar al de un cañón, cuyas características estarían determinadas por la observada alternancia de capas friables y tenaces, una consecuencia de las intrínsecas y pronunciadas variaciones estructurales comprobadas en la litología dispar de la sucesión volcánica. Las divisorias del drenaje entre sus numerosas subcuencas o secundarias son estrechas y dispuestas con marcada concordancia altimétrica, una prueba más del citado control estructural.

La rampa remata al O con una altura máxima de 2.180 m s.n.m. por la superposición de las amplias lomadas de las morenas marginales de la glaciación raquíutica de Groeber (1925). Su menor altura se reconoce en su pie oriental (1.000 m s.n.m.), un límite que está irregularmente definido por la superposición de los basaltos de la fosa de Loncopué.

La regularidad de su monótono paisaje entre los valles de

Hualcupén y Buta Mallin, se ve interrumpida por las prominencias de numerosos pequeños centros de emisión de lavas básicas. A la altura del tramo medio del arroyo Huanuco descuello una aislada elevación de rocas porfíricas mesosilíceas, no mencionada hasta ahora (cerro Chaqui; Fig. 2). Es interpretada diferencialmente como parte expuesta de un relieve previo sepultado por las volcanitas de la Formación Hualcupén (testigo interno o *inlier*) o bien, un intrusivo degradado (*neck*) alojado en ese complejo volcánico.

2) Caldera de Caviahue

Constituye una gran depresión en el ámbito del volcán Hualcupén generada por procesos volcano-tectónicos asociados con el consecuente colapso de su cámara magmática (Figs. 2 y 3-A). González Ferrán (1994, en Folguera y Ramos 2000) propone un exclusivo origen volcánico.

Para Mazzoni y Licitra (2000) el hundimiento ocurrió en forma de numerosos bloques y no como un único pistón, acorde con el domamiento resurgente de la facies de intracaldera. Mencionaron una depresión marginal (*moat*) entre las escarpas internas de la caldera y su parte central más elevada, la que no ha sido individualizada. Un valle fluvial preglaciario previo (Trolope) y su ulterior profundización glaciaria, explicaría la zona marginal más baja existente al pie de la escarpa norte de la depresión.

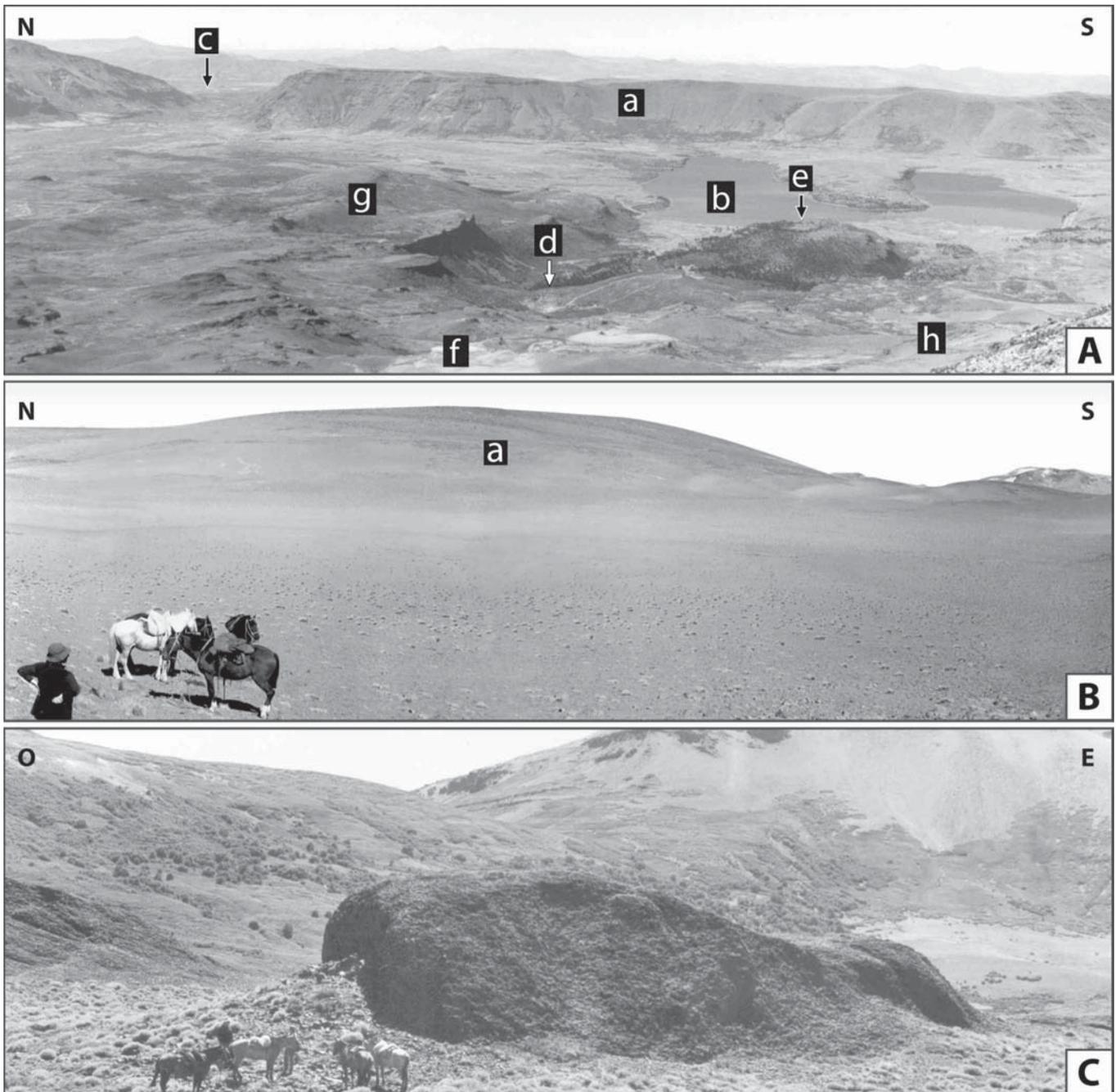


Figura 3: A) La caldera de Copahue vista desde el volcán homónimo: a) su escarpa oriental; (b) lago Caviahue; c) valle del Trolope; d) valle del arroyo Dulce; e) laguna Escondida; f) depósitos de lahares en tramo superior del río Agrio; g) Fm. Las Mellizas; h) Coladas mesosilíceas preglaciales del volcán Copahue. B) Morenas marginales a) de la glaciación raquíutica de Groeber (1925) sobre la Planicie Estructural de Hualcupén. C) *Drumlin* rocoso modelado en un cuerpo intrusivo básico, en el campo de *drumlins* situado al SO de la laguna Trolope.

Folguera y Ramos (2000) propusieron que la caldera y el volcanismo asociado están relacionados con un control estructural transtensional. Melnick y Folguera (2001), abogaron por su génesis tectónica, definiéndola como una cuenca del tipo *pull-apart*.

Groeber (1925) la denominó Depresión ó Bajo de Caviahue, asignándole un origen fluvial, interpretándola (1927; Lám III) como las cabeceras del drenaje de un antiguo río Agrio que

colectaba las aguas del sur de la Cordillera del Viento y las regiones de Vaca Muerta y Chachil, siendo tributario del río Bio Bio (Chile). Aquel le enviaba sus aguas a través de una brecha que existiría donde hoy se halla el volcán Copahue, cuyo ulterior emplazamiento invirtió el drenaje hacia el E, una propuesta que el autor descartó (González Díaz 2003), avalando la idea de un drenaje exclusivamente oriental. Vale comentar que Groeber (1925: 94), dejó entrever la alternativa

de un único desagüe al este por la presencia del volcán Copahue. Sin embargo la desecha por no encontrar un hecho análogo en toda la Cordillera.

En planta, la caldera es casi circular (Fig. 2); la limitan abruptas y empinadas escarpas originadas durante el citado colapso, las que tienen sus bases cubiertas por taludes (coluvio) y pequeños abanicos aluviales. Las numerosas cornisas (*free face*) que remarcan los resaltos de sus pendientes escalonadas e irregulares, resultan de la alternancia de mantos volcánicos horizontales de dispar resistencia a la erosión. La más prominente de las escarpas es la norte, con un desnivel de 800 m, mientras que el promedio de las orientales y la sur es de 500 m; al oeste las interrumpe el volcán Copahue.

La depresión abarca una superficie de 350 km². Su diámetro E-O de 18 kilómetros es mayor que el N-S de 16 kilómetros. Su contorno primario se halla aproximadamente determinado por la curva de nivel de 2000 m s.n.m., siendo fácilmente reconocido por su degradación posterior limitada.

El interior de la depresión expone un paisaje diversificado, resultante de la incidencia de la abrasión glaciaria del *ice-blister* intermedio. Su mitad oriental y el tramo superior del valle de Trolope, los integra la Formación Las Mellizas preglaciaria (Pesce 1989, Linares *et al.* 1999; 2,6 Ma). Pese a los antecedentes, Rovere *et al.* (2000), sostienen la integración de esta porción interna de la caldera con elementos de la Formación Hualcupén. Si bien Menlick y Folguera (2001) le han asignado a la Formación Las Mellizas una edad precaldera, recientemente A. Folguera (com. pers., 2003) retomó el concepto temporal previo. Según P. Sruoga (com. pers., 2003), el centro de sus emisiones se hallaría en el NO de la depresión, en las cercanías del cerro Chancho Co y el valle de Trapa Trapa. Es una propuesta pausable, pues sus acumulaciones alcanzan mayores espesores en ese sector, perdiendo altura hacia el E.

De su relieve original y probablemente más irregular y áspero formado fundamentalmente por rocas volcánicas, flujos lávicos y piroclásticos, derivados de emisiones variadas, hoy se observa un paisaje de bajo relieve relativo con marcado control estructural. En el nivel superior se destacan unas reducidas planicies estructurales del orden de mesillas y más ocasionalmente mesas, que constituyen los rasgos más sobresalientes del paisaje, fuertemente modelado a niveles inferiores, por la erosión fluvial post-glaciaria.

Sin embargo son comunes las formas menores de abrasión glaciaria, como estrías, surcos y *roches moutonnées*, las que estarían principalmente relacionadas con la incidencia de la calota glaciaria (*ice-blister*), que albergó la depresión y del accionar de una fase residual, que marcó el término del episodio de calota. Menor expresión morfológica y territorial tienen las cubiertas de till delgadas y poco continuas (Fig. 5-I). Sus remanentes son erráticos por amplias zonas, y sus tamaños suelen superar el metro cúbico.

La citada fase residual del englazamiento (González Díaz 2003) introdujo nuevas modificaciones en la morfología interna de la depresión. Se han reconocido pequeños valles y circos glaciarios, exclusivamente localizados en diferentes áreas de la Formación Las Mellizas (Fig. 2). Emplazados en esta unidad se encuentran cuerpos intrusivos, similares a un tholoide bulbo lávico (González Díaz 1970), Su condición de preglaciarios lo determinan las estrías, surcos y erráticos observados.

Un enorme lago (Caviahue o del Agrio) ocupa una amplia zona del SE de la caldera. La exharación glaciaria fue de suma importancia para su génesis, al igual que otras de la depresión (Fig.2), aunque existen excepciones. Las erupciones preglaciarias provenientes del volcán Copahue sepultaron el borde oeste de la caldera, con modificaciones sustanciales en su paisaje interno, ya que alcanzaron a rellenar la mitad occidental de la caldera y cubrir parte de la inicial extensión interna de la Formación Las Mellizas.

El análisis geomorfológico estableció la implantación de un drenaje fluvial hacia el E (Trolope), que evacuaba las aguas de la depresión con anterioridad al englazamiento. La posibilidad de considerar al Cajón Chico como equivalente vía del drenaje de las aguas de la depresión de Caviahue es descartada. Se asume que el actual paso por donde la ruta provincial 26 accede al ámbito de la caldera, se generó durante el englazamiento como una difluencia glaciaria.

3) El paisaje de las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos (Pesce 1989)

Es externo a la caldera. Sus ignimbritas ácidas sobreyacen aisladamente a la Formación Hualcupén. Su edad más probable es 2,05 Ma (Linares *et al.* 1999). Esta formación estaría relacionada con la generación de la caldera y la emisión de la Formación Las Mellizas, correspondiendo a una facies de extracaldera (Mazzoni y Licitra 2000), la que a criterio del autor tuvo primitivamente una extensión regional que alcanzó la Fosa de Loncopué.

Al sur de la estancia homónima aparece la morfología sobresaliente y espectacular de los Riscos Bayos, que a lo largo de unos 4 km se disponen con rumbo E-O y se elevan abruptamente unos 60-80 m sobre el relieve circundante de la Planicie Estructural de Hualcupén (Figs. 2 y 5-H). Un importante lineamiento (falla?) de similar orientación, los divide en dos alargados cuerpos paralelos. Otros remanentes de la previa y extensa planicie ignimbrítica dispersos y menores, se distribuyen entre el cajón de Hualcupén y las proximidades del arroyo de los Fuentes (Fig. 2). El paisaje de estos afloramientos reducidos expone una elongación general E-O. Este rasgo es considerado como una prueba de la influencia ejercida por la erosión del dominante diseño paralelo del drenaje de suave pendiente al naciente de la Planicie Estructural de Hualcupén (Fig. 2). Su mayor posición altimétrica sobre el nivel de base regional y su baja resistencia a la erosión explicaría su intensa degradación y reducida expresión territorial actual. Unos afloramientos reducidos recientemente localizados sobre la ruta provincial 231 (Loncopué-Ñorquin) evidencian una mayor extensión previa, fuera del ámbito de este estudio e inmediatamente al sur del cerro Collun (González Díaz 2000). Tienen menor grado de soldadura y albergan gruesos clastos de piedra pómez. Otros más orientales y de muy reducidas exposiciones y compactación (facies de caída distal?) constituyen retazos aislados de muy escaso espesor, a lo largo de huellas vehiculares al este del cerro Guanaco. La acumulación reducida y aislada que se halla colgada (30 m) sobre la planicie aluvial del arroyo Hualcupén (70° 50' O), sugiere la existencia de un valle preglaciario, el que fuera rellenado por depósitos de la Formación Riscos Bayos.

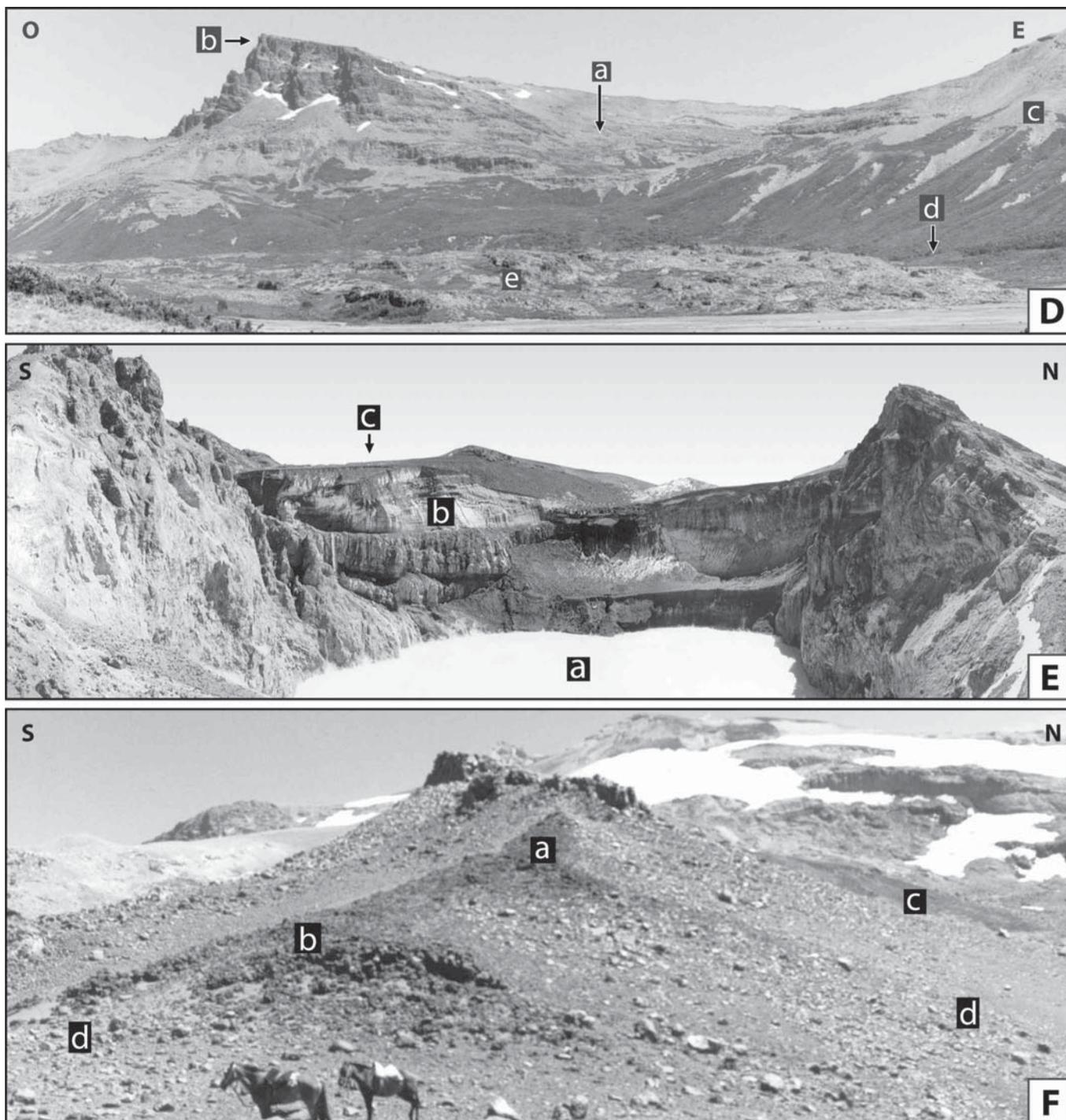


Figura 4: D) Difluencia glaciaria (a) en la escarpa norte de la caldera entre el cerro Negro (b) y el Trolope (c); arroyo Trolope (d) y (e) aparato volcánico de la laguna del Escorial. E) Cráter activo del Volcán Copahue: (a) laguna del volcán; (b) término del glaciar colgado sobre la laguna; (c) cenizas de recientes erupciones. F) Zona de la erupción fisural postglaciaria de Trapa-Trapa. (a) corta colada individual oriental; (b) otra colada individual; (c) y (d) till.

En su paisaje se diferenciaron dos sectores reconocibles por sus dispares morfologías, tonalidades, características petrográficas y altimetría (Fig. 5-H). El situado a mayores alturas es el más representativo del relieve de los Riscos Bayos y conforma el tramo superior de la secuencia ignimbrítica de to-

nos claros, blanquecinos, con reducida cantidad de inclusiones de clastos oscuros con deformación plástica (*fiammes?*).

Un diaclasamiento denso y múltiple con predominio del vertical condicionó un paisaje irregular definido como *badlands*, con marcado control estructural. Descuellan sus divi-

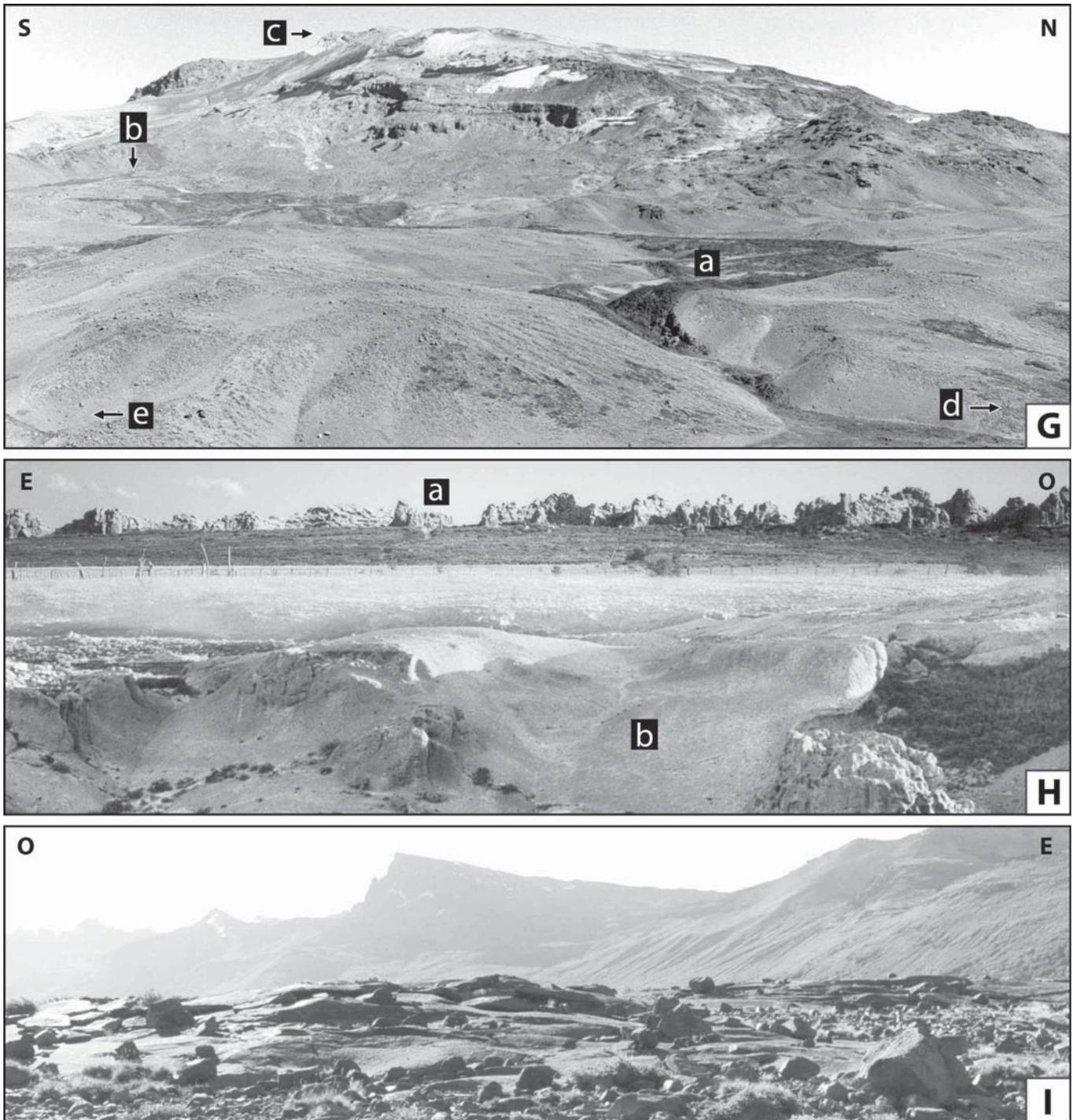


Figura 5: G) Sector distal de la colada postglaciaria de Trapa Trapa: (a) colada; (b) zona de emisión; (c) volcán Copahue; (d) al valle de Trapa Trapa; (e) a la laguna Las Mellizas. H) Paisajes en la Formación Riscos Bayos: (a) miembro superior; (b) miembro inferior. I) Vista del reducido espesor de la cubierta de till y marcas de la abrasión glaciaria.

sorias múltiples, ríspidas y agudas que confieren a su relieve un raro, fantástico y espectacular aspecto, difícil de describir acertadamente. El complejo sistema de diaclasas favorece los fenómenos de caídas, pequeños deslizamientos y *topples*.

El inferior se observa mejor a la vera de la ruta provincial 26. Tiene tonos entre gris verdoso y castaño oscuro y una mayor

participación de inclusiones, careciendo de la espectacularidad del anterior. Sus suaves y bajas lomadas de perfiles redondeados y romas divisorias suelen culminar ásperamente, por presentar aislados y claros relictos del tramo superior. La morfología de asomos menores de escaso relieve relativo, hallados entre los valles del arroyo Manzano Quemado y de los

Fuentes, permite asimilarlos a huayquerías (*bad-lands*).

4) Paisaje de la colada basáltica preglaciaria del cráter de la laguna del Escorial

Aparece alojada en el valle del Trolope en el tramo entre la laguna del Escorial y la Puerta de Trolope (González Díaz 2003). Su primer antecedente (colada de fondo de valle, Pesce 1989), extendía su desarrollo más al oeste de la laguna, hasta las cabeceras del arroyo Trolope. Esta consideración que también fuera sostenida en trabajos posteriores (JICA 1988; Rovere *et al.* 2000, Mazzoni y Licitra 2000, Folguera y Ramos 2000, Melnick y Folguera 2001), ha sido modificada por González Díaz (2003).

Lo compone un volcán lávico basáltico chato (Fig. D-4), asentado sobre volcanitas de la Formación Las Mellizas. Su cráter aloja la citada laguna. Es probable que el origen del cráter, resulte de un fenómeno de colapso de la lava en el conducto de acceso a la superficie. Sus lavas se han derramado tanto hacia el oeste como al naciente, generando un asimétrico halo lávico. Las del poniente son de escasa magnitud y de corta trayectoria (200-300 m), en cambio al este se desplazaron por el previo valle preglaciario del Trolope, alcanzando a superar la situación de la puerta homónima (Fig. 2).

Hacia el E y cercanas al volcán, se observan cascadas lávicas en los tramos donde la lava descendió a través de abruptos resaltos del previo relieve de la Formación Las Mellizas. También se reconocieron pequeñas ventanas lávicas concávas (González Díaz 1970) (*step-toes* o dagalas), que como deprimidos islotes, exponen limitados asomos de la subyacente Formación Las Mellizas.

Un volcán cercano y coetáneo de composición similar y cráter se ubica algo al sur, en las adyacencias de la huella que conduce a la laguna de Trolope. Una estrecha faja de rocas de la Formación Las Mellizas los separa (Fig.2).

En la cascada del Agrío se hace posible observar el apilamiento de sus unidades lávicas (*flow units*) componentes, de muy variada estructura y de escaso espesor.

Una cobertura de till discontinua o compuesta esencialmente por bloques erráticos aislados que sobreyace estas lavas, facilita no sólo su definición como lavas del tipo *aa* (hasta de bloques en algunos tramos) y la observación del caótico, irregular, paisaje de su relieve superficial, sino que además establece sin dudas su edad preglaciaria, una condición ya establecida por Pesce (1989). Linares *et al.* (1999) les asignaron una edad de 1,4 Ma.

Su alojamiento y desplazamiento por un valle preglaciario (Trolope) y su cobertura por remanentes de morenas de fondo, claramente comprobable en la afluencia del arroyo Trolope al río Agrío, refuerza la idea de la existencia de un sistema fluvial previo al englazamiento, por el que eran evacuadas las aguas del drenaje interno de la caldera, hacia el naciente. La posterior morfogénesis glaciaria lo remodeló como artesa glaciaria, cuyos rasgos no han sido desdibujados por el posterior reestablecimiento del ciclo fluvial presente y local.

Se han individualizado en la parte sur de la región de estudio, otras coladas basálticas de un similar carácter interno al hallarse alojadas en el fondo de algunos valles vecinos. Ello se observó en los cajones de Buta Mallín y del arroyo Feo

(Fig. 2). A diferencia de la colada descripta, han sido definidas como postglaciarias (González Díaz 2003).

5) Paisaje volcánico preglaciario del Complejo Volcánico Copahue

Dos importantes eventos volcánicos ocurrieron en la región con anterioridad al englazamiento. Uno está localizado en el área analizada; el otro (Campo Volcánico Oriental de la Fosa de Loncopué; González Díaz 2000), se ubica al este de la misma y fuera del ámbito de este estudio. El del epigrafe, integrado por las coladas mesosilíceas más occidentales de la caldera, tuvo como epicentro al volcán Copahue.

Folguera y Ramos (2000) lo relacionaron con el arco volcánico cuaternario, situando su principal fase de desarrollo entre el Plioceno superior y el Pleistoceno inferior. Ramos y Folguera (1999) lo habían vinculado anteriormente con erupciones fisurales de retroarco y un período de extensión primaria.

Este volcán se construyó en tiempos del Pleistoceno (1,04 Ma; Linares *et al.* 1999). Se encuentra en el extremo norte del Alto Copahue-Pino Hachado (Folguera y Ramos 2000). Forma parte del arco volcánico de la Cordillera neuquina en Argentina y de la X° Región de Chile, ubicándose al norte del sistema de falla de Liquiñe-Ofqui (Melnick y Folguera 2001).

Entre los constituyentes del área del Complejo Volcánico de Copahue se pudo determinar una estratigrafía relativa, fundamentada en su variada relación temporal con el englazamiento pleistoceno, lo que permitió diferenciar en aquél, geformas volcánicas pre- y postglaciarias (véase Cuadro 1). Las primeras son descriptas a continuación.

El volcán Copahue es un estratovolcán. Esta consideración tipológica se aparta de aquella de domo de Groeber y Corti (1920) o la de Mazzoni y Licitra (2000), quienes destacaron su aspecto en el paisaje por su perfil en escudo. Sobre un antiguo lomo pleistoceno (*sic* Groeber y Corti 1920), se halla una delgada cumbre de orientación NE en la que sobresale una alineación de ocho conos piroclásticos, en los que suele observarse coalescencia de cráteres. Según Folguera y Ramos (2000) recuerda la condición de edificio fisural que caracteriza al vecino volcán Callaqui.

Esta fase preglaciaria involucró a las grandes coladas mesosilíceas, que provenientes del volcán Copahue colmaron el sector occidental de la depresión. En ellas se diferenciaron dos paisajes: aquel de la colada mesosilícea principal y el de un arbitrariamente denominado sector norte. Esta subdivisión geomórfica, prácticamente coincide con la de Melnick y Folguera (2001) basada en consideraciones temporales.

a) Paisaje de la colada mesosilícea preglaciaria principal: Es la de mayor extensión y espesor, con excelente conservación de sus rasgos morfológicos primarios, escasamente modificados por la posterior erosión. Lo integra una sobresaliente e individual colada que descendió por el flanco este del volcán, cuyos límites norte y noreste aparecen hoy delimitados por el curso superior del río Agrío (Fig. 2).

Por su situación suprayacente al llamado domo ácido (Pesce 1989) y Melnick y Folguera (2001) estimaron una edad entre los 0,4-0,3 Ma. Por su parte, Linares *et al.* (1999) le asig-

naron previamente 1,0 Ma. Sus márgenes netas destacan su particularidad morfológica, la que puede comparársela con una cuesta homoclinal gruesa e irregular. En planta su configuración remeda la forma de un burdo abanico. Su superficie es una continua e irregular rampa, de máxima pendiente al pie del volcán, con valores que se atenúan hasta disponerse casi horizontales en las cercanías de su escarpa de acumulación terminal. Sus pequeñas y variadas irregularidades superficiales se deben a cuerpos extrusivos de erupciones subglaciarias.

Empinados taludes cubren el pie de sus abruptos límites este y sureste. En ellos hay unas estrechas escotaduras cóncavas, propias de muescas de pequeños deslizamientos locales. Su paisaje descuella por su mayor altura, sobre el del adyacente sector oriental de la caldera integrado por la Formación Las Mellizas. Sus escarpas de acumulación distales, empinadas y elevadas (40-50 m) son resaltos morfológicos sobresalientes en el paisaje interno de la caldera.

La glaciación no introdujo importantes modificaciones en su morfología primaria. Ellas se expresan superficialmente por rasgos erosivos menores, como estrías, surcos y aislados lomos de ballenas (*whale-backs*) y *roches moutonneés*. Numerosos erráticos, junto a ocasionales y reducidas acumulaciones de till, se distribuyen en forma dispersa sobre ella.

Morfológicamente ha sido posible establecer la posterioridad de la colada principal, respecto de las volcanitas que componen el sector norte de este episodio volcánico (Fig. 2), por su clara superposición en el relieve de este último. Esta colada ha controlado la localización del tramo más superior del río Agrio (Fig. 2).

b) Paisaje del sector norte de las coladas preglaciarias mesosilíceas: Se extiende al norte del curso superior del río Agrio, hasta las vecindades del lateral sur del valle de Trapa-Trapa. Por el este se proyecta hasta la zona de las lagunas de Las Mellizas y las adyacencias del cerro Mesa. Al oeste una abrupta escarpa de erosión expone la secuencia estratiforme del volcán Copahue.

Se aprecia en el sector una mayor incidencia de la erosión fluvial. En su ámbito no se han individualizado erupciones subglaciarias. Pruebas de su temporalidad preglaciaria, están representadas por estrías, surcos, reducidos tramos de algunos pavimentos glaciarios (*rock-polished surfaces*) y tramos rocosos modelados por rocas cantereadas (*plucking*) y por parches de till reducidos, delgados e irregulares y por abundantes erráticos.

El sector culmina al naciente con una elevada y abrupta escarpa de acumulación escasamente degradada por caídas de rocas y limitada erosión fluvial, que se extiende entre el río Agrio y el cerro Mesa. En las cabeceras del arroyo Dulce, esta escarpa constituye un marcado desnivel en el relieve interno de la caldera y al igual que en el caso de la colada principal; su resalto (30-40 m) la destaca del vecino entorno más inferior de la Formación Las Mellizas.

6) Erupciones subglaciarias

Corresponden al tipo de extrusión afín a un tholoide bulbo lávico (González Díaz 1970). Se distribuyen en las predominan-

tes unidades geológicas del interior de la caldera: la Formación Las Mellizas y la colada mesosilíceas preglaciaria principal del volcán Copahue.

Con marcadas evidencias de abrasión glaciaria, son en general estimadas como preglaciarias; no se descarta la posible consideración de algunas como singlaciarias. En la colada preglaciaria mesosilíceas principal se hallan cuerpos de breves erupciones mesosilíceas, consideradas subglaciarias, las que son rasgos menores, pero llamativos en su superficie. En los fotogramas se ven como densas agrupaciones de delgadas, bajas y cortas crestas, remedando un conjunto de lombrices. Se distribuyen en tres concentraciones, siendo la de mayor extensión la de su sector sureste; se comprueban en ellas los efectos de la abrasión glaciaria, principalmente estrías. Algunos erráticos suelen hallarse sobre sus pulidas, bajas y romas cumbres.

En tramos de la huella del ascenso al volcán Copahue, se observaron otros cuerpos de erupciones subglaciales, con estructuras en almohadillas. Más al sur, ya en territorio chileno (Fig. 2) Melnick y Folguera (2001) señalaron la presencia de varios de estos cuerpos, con edades de 10 ka.

Al pie este del cerro Mesa (Fig. 2), por encima del término del sistema de ascenso de la pista de esquí, se individualizó un reducido grupo de ellos. Aislados, separados por pocos metros, se alinean según un rumbo NE. Afines a un alargado montículo, alcanzan unos tres metros de altura. Su perfil es longitudinalmente asimétrico, más empinado al oeste y estrecho según esa orientación. La roca tenaz y oscura es provisoriamente clasificada como basáltica. Estructuralmente (P. Sruoga com. pers., 2001), correspondería a este tipo de erupciones.

Su leve asimetría longitudinal, acorde con la dirección del movimiento del hielo en la depresión, plantea la alternativa de su interpretación como drumlins rocosos, lo que refuerza su consideración como preglaciarias, a pesar de no haberse hallado evidencias de la abrasión glaciaria, como ha sido común en los otros casos. Esto último no desestima una erupción del tipo singlacial, en tiempos de escaso o nulo movimiento del hielo (*ice-blister*) en la depresión.

Confiables *drumlins* rocosos, del norte de la caldera, serán descritos mas adelante.

7) La intervención climática de fines del Cuaternario y sus consecuencias: el englazamiento pleistoceno y sus principales geoformas resultantes

González Díaz (2003) reconoció un único episodio glaciario local. Groeber (1925) había interpretado como posiciones de estabilización del frente glaciario (morenas terminales), unas acumulaciones generadas por deslizamientos en los valles de Hualcupén, Pillun-Challa y Picun-Leo, llevándolo a diferenciar una primera y una segunda glaciación, con ambigua mención de una tercera.

A pesar de su desfavorable situación latitudinal y la baja altura de la cordillera en la región, un profundo cambio climático precedió y condujo a un englazamiento de muy particulares características, reemplazando al proceso fluvial preexistente. Durante el posterior mejoramiento, el clima local se vió notoriamente influenciado por aquellas condiciones, ha-

ciendo que la subsecuente recesión glaciaria fuera continua y rápida, durante el lapso de una única glaciación.

El centro de alimentación lo constituyó el volcán Copahue, de carácter colectivo para ambas vertientes del límite. La caldera de Copahue albergó una calota de hielo (*ice-blister*) que la colmató y que alcanzó un enorme espesor (800 m en su borde norte). Su movimiento llegó a superar las márgenes de aquella. La situación intermedia de esa calota, entre el centro de alimentación y los glaciares de valle de descarga, introdujo importantes modificaciones en la circulación local del hielo. La máxima proyección hacia el este de los términos de sus glaciares de valle dependientes, osciló entre los 10-12 km, alcanzando su conjunto las proximidades del meridiano de los 70° 50' O.

El protovalle fluvial de Trolope constituía el curso troncal de la descarga del sistema fluvial interno de la caldera. Previamente al desborde del hielo de la calota sobre las márgenes de la depresión, la evacuación del hielo se debió realizar también y en forma exclusiva por medio del glaciar que ocupaba el citado protovalle. Pero, alcanzada su máxima expansión, la calota superó los límites de la caldera, de modo que gran parte del movimiento y evacuación del hielo se realizó a favor del fenómeno de la difluencia glaciaria, lo que facilitó el desplazamiento del hielo hacia externas artesas vecinas, las que recibieron importantes aportes extras de un centro de alimentación que no guardaba relación alguna con ellas.

Por ello, amplios pasos o escotaduras así originados se disponen como una orla en el margen norte de la depresión entre las elevaciones de los cerros Bayo, Trolope y Negro (Fig. 4-D). Un escape similar se llevó a cabo por su más bajo borde sur, por Nucu-Pehuén y por el Cajón Chico (Fig. 2). Con menor magnitud, el hielo también sobrepasó los límites orientales de la caldera, bajo la forma de la llamada glaciación raquílica de Groeber (1925). Su expresión morfológica la constituyen los terraplenes de las morenas terminales allí halladas. (Fig. 3-B). Acumulaciones de bloques y rodados consideradas proglaciales (probable *outwash*) cubren el adyacente sector de la Planicie Estructural de Hualcupén (Fig. 2).

Son numerosos los circos glaciarios, apreciándose en ocasiones su sucesiva y cada vez mayor situación altimétrica, como respuesta a un progresivo mejoramiento climático (ameliorización). No se descarta que algunas de esas concavidades puedan corresponder a circos de nivación (*nivation cirques*).

Otras extensiones del englazamiento son las vecinas artesas de Trocomán, Buta Mallin y arroyo Feo (Fig. 2). El lago Caviahue y varias de las lagunas menores internas deben su génesis a la exharación glaciaria, aunque hay excepciones a esta generalización como las del Escorial y Trolope.

El primero ocupa una gran extensión en el sureste de la caldera. Su forma en planta remeda a la de una horquilla, abierta al este, con dos largos y estrechos brazos de rumbo latitudinal, separados por una angosta península central (Fig. 2). Su localización coincide con dos importantes lineamientos correspondientes al sistema de Trapa Trapa (Folguera y Ramos 2000), que allí se disponen con cierto paralelismo. Melnick y Folguera (2001) ubican en área del lago su graben del Agrio, una depresión que podría también explicar su localización. En ambos casos es evidente que el referido sector constituyó

una zona de debilidad estructural local, que facilitó una concentración de la exharación glaciaria, favoreciendo el consecuente desarrollo de la depresión que fuera ocupada por el lago.

La ineptitud de las aguas de éste (marcada acidez) se relaciona con los gases de la actividad fumarólica que carga de sales las aguas de la laguna del volcán Copahue, en la que tiene sus nacientes el río Agrio, cuyo tramo superior desagua en el lago Caviahue. Ese carácter le ha dado la denominación a dicho curso.

Las lagunas de Las Mellizas tendrían un origen análogo. Una mayor erosión glaciaria se vio asistida por su situación dentro de los límites del citado lineamiento de Trapa Trapa, muy destacable en el relieve por una escarpa de falla resecuente. Similar génesis se propone para la laguna Achacosa. La presencia de aquellas más pequeñas halladas en el tramo superior del valle de Trolope estuvo condicionada por el denso sistema de fracturas de rumbo general este-oste que afecta a las ignimbritas de la Formación Las Mellizas allí aflorantes,

La laguna del Rincón tendría una génesis más compleja (Fig. 2). Resultaría de la exharación producida por el flujo del glaciar de Trolope, operando en una fase compresional, (en forma similar a la que llega a generar una cuenca (*basin*) de una escalera glaciaria (*glacial stairway*), contra un bajo umbral o dorso rocoso, dispuesto transversalmente al valle y al este de la laguna (Fig. 2). A esta baja elevación, que se ubica en las cercanías de la afluencia del arroyo Trolope al río Agrio en puesto Lafontaine, la integran rocas de la Formación Las Mellizas (extremo sur) y lavas de la colada de fondo de valle (Pesce 1989), en su parte norte. Numerosos erráticos y una delgada e irregular cubierta de till, se hallan dispersos sobre aquella. Este umbral rocoso así cubierto, fue confundido como una expresión de estabilización del frente glaciario o morena frontal de una segunda glaciación (Groeber 1925).

Al oeste de la laguna Trolope, se identificó un pequeño campo de *drumlins*. Están labrados en unos cuerpos extrusivos de composición básica, para los que se propone un carácter subglaciario. Son alargados, a veces redondeados, con una cara de impacto definida al oeste y una cola o extremo afinado (*stoss and lee forms*) al este, lo que los hace excelentes indicadores de la dirección del movimiento glaciario. Su constitución rocosa permite su consideración como *drumlins* rocosos (Fig. 3-C).

Su número no supera una docena y sus tamaños son variados. Algunos alcanzan los 8-10 m de altura, un ancho de 4-6 m y un largo, cuyo máximo es estimado entre 20 y 25 metros.

Otras pruebas de la morfogénesis glaciaria son los distintos sistemas de arcos morénicos y morenas de fondo observados. De estos últimos, el de mejor desarrollo, continuidad y rasgos superficiales, fue individualizado en la zona de la afluencia de arroyo Trolope al río Agrio, al pie de la escarpa oriental de la depresión y al sur del lago Caviahue (Fig 2).

Una característica común de las artesas, es la particular disposición de sus morenas laterales con respecto a la depresión que las debió alojar. Se hallan muy por encima (desbordantes), siendo externas a los límites de las respectivas artesas (Fig 2) por sus volúmenes y el reducido relieve relativo previo de estas últimas.

Se interpreta que ello es una consecuencia de la disparidad que debió existir, entre los volúmenes del hielo descargado por ellas en sus momentos de máxima y la capacidad del protovalle fluvial preglaciario. El sistema de arcos de la artesa de Hualcupén muestra pobre desarrollo o ha soportado una fuerte degradación. Sobre su flanco sur, se distinguió una amplia berma (*shoulder*) limitada por una extensa morena lateral (Fig. 2).

En cambio, en los cajones de Trolope y Buta Mallin, sus sistemas de arcos morénicos se hallan mejor conservados. En el primero, la mayor parte de su término y laterales norte han desaparecido por erosión fluvial y remoción en masa; sólo se distinguen los remanentes de dos morenas laterales. En su flanco norte y a lo largo del camino que incluye la subida de Trolope, sus sinuosidades coinciden con los dorsos del sucesivo paisaje de sus morenas terminales (Fig. 2). Se reconocen unos seis terraplenes continuos, escasamente degradados, cuyas alturas se hacen menores hacia el oeste, un rasgo que demostraría menores períodos de estabilidad del frente glaciario (Sharp 1969). Pequeñas lagunas, a las que se consideran producidas por fenómenos de *termokarst* (*kettles*) se localizan entre los terraplenes.

El reducido espesor de las morenas de fondo hace que su típica morfología superficial carezca de homogeneidad al estar fuertemente influida por aquella del sustrato rocoso subyacente (Fig. 5-I). Esta es una característica que apoya la idea de una rápida recesión glaciaria (Sharp 1969). También Groeber (1925), si bien sugiere una mayor persistencia del hielo en la depresión de la caldera al constituir una suerte de reparo climático, acepta una rápida recesión para su primera glaciación.

Las destacables acumulaciones de till basal que se encuentran adyacentes a la colada postglaciaria de Trapa-Trapa, fueron interpretadas por Folguera y Ramos (2000) como evidencias de depósitos de avalanchas.

Coronando el faldeo sur del valle de Trapa-Trapa, se hallan depósitos de till con algunas depresiones, las que se relacionan con fenómenos de desintegración glaciaria (*termokarst*). Un terraplén morénico terminal constituye la divisoria de aguas internacional baja, al oeste de la laguna más occidental de Las Mellizas.

Una reciente propuesta (Bermúdez y Delpino 1999), acerca del reconocimiento de dos *drifts* locales (Trolope y Caviahue), ha sido descartada (González Díaz 2003). Carece de una adecuada sustentación morfo-sedimentaria y se halla exclusivamente basada en una previa opinión de Groeber (1925) sobre dos glaciaciones pleistocenas en la zona.

Una mínima edad del englazamiento pleistoceno ha sido estimada en unos 30 ka, en base a una datación C^{14} de turba extraída en el ámbito de los arcos morénicos de la Puerta de Trolope (INGEIS 1994, en Bermúdez y Delpino 1999), un dato que lo sitúa en el Pleistoceno tardío.

8) Depresiones estructurales transtensionales del área de actividad termal

Se hallan al norte de las lagunas de Las Mellizas, en un sec-

tor fuertemente afectado por neotectónica (Folguera y Ramos 2000). Alojando las principales manifestaciones de la actividad termal de la región como las termas de Copahue, La Máquina y Las Maquinitas. Tienen su equivalencia en Chile en las termas de Chanco Co.

Morfológicamente constituyen alargadas depresiones o bajos (Fig. 2), de rumbo NE de reducidas superficies; algunas son circulares y hasta romboédricas (Folguera y Ramos 2000). La de Los Baños o de Copahue, es la mayor y tiene forma elongada con unos 550 x 200 m, estando marginada por escarpas abruptas, siendo la sur la más alta. Muestra una apertura hacia el noreste, asemejándose en planta a un pequeño cráter apertillado (*breached*).

Según Groeber y Corti (1920) las manifestaciones termales son de tres tipos: olletas, con aguas en ebullición; fumarolas que arrojan chorros de vapor y respiraderos, una combinación de ambos, pero más pequeños. Mencionan que Los Baños se hallan «en un cañadón poco profundo afectado por glaciación diluvial».

Groeber y Perazzo (1941) vincularon su origen con la erosión glaciaria, la que habría removido la casi totalidad de los materiales blandos de la alteración termal, de modo tal que la excavación de esas bateas, coincidió con esos campos de emanación de evidente debilidad estructural. Definen como preglaciarias a la actividad termal y a las depresiones.

Folguera y Ramos (2000) las vincularon con estados de la neotectónica local, y propusieron un origen transtensional. Su edad reciente la probaría un corrimiento de niveles volcánicos de 2,5 Ma sobre depósitos aluviales en la depresión de las Termas de Copahue.

Mazzoni y Licitra (2000) vinculan la instalación tardía de un sistema hidrotermal con el desarrollo de la caldera. Lamentablemente, el autor no ha realizado observaciones con ese objetivo. Una alternativa la representa la posibilidad de distinguir evidencias de la abrasión glaciaria sobre las márgenes de las depresiones. Los erráticos hallados en su interior tendrían escaso valor determinativo.

Los artesanos chilenos suelen trasladarse a la feria de Copahue pasando por un abra cuyo extremo norte culmina en una abrupta escarpa sur (Groeber y Corti (1920). Es una estrecha, alargada y poco profunda depresión (*graben?*), cuyas márgenes escalonadas prácticamente coinciden con las del bajo de Copahue. El análisis fotogramétrico la interpreta como aprovechada por una difluencia glaciaria del glaciar de Las Mellizas (Fig. 2), permitiendo sugerir una edad preglaciaria.

9) El múltiple paisaje del volcanismo postglaciario local

Se han definido regionalmente en un trabajo previo (González Díaz 2000) dos áreas volcánicas de acuerdo a su localización estructural: el Complejo Volcánico Copahue y el Campo Volcánico Oriental. Sólo se describirán aspectos del primero, cuyas geoformas volcánicas postglaciarias se distribuyen tanto interna como externamente a la caldera.

a) *Colada del valle de Trapa-Trapa (interna)*: Sus emisiones se originaron en un bajo, delgado y alargado terraplén de acumulaciones basálticas, localizado a niveles inferiores del

sector norte del volcán Copahue, según una sucesión alineada de bocas de extrusión (erupción fisural). Un ejemplo individual de este modelo de erupción, se observó en el extremo este del citado terraplén (Fig. 4-F) Allí, un centro de emisión difundió una colada básica del tipo *aa*, de escaso espesor, que se desplazó por un corto trecho hacia el este (150 m). Cercana, más al poniente, se halla otra similar más extensa (500 m).

La extrusión principal, alimentada por varias bocas, se movilizó hacia el norte, cubriendo una amplia superficie en sus tramos iniciales. Aguas abajo se dispone en un pequeño valle en forma de un estrecho flujo con limitadas proyecciones laterales. Luego descendiendo según un marcado desnivel hacia el valle de Trapa-Trapa (Chile), invadiéndolo y movilizándose hacia el oeste en forma de una delgada colada (Fig. 5-G).

En el trayecto de la principal se suelen observar cascadas de lava, acordes con su desplazamiento a través de un previo relieve caracterizado por resaltos o escalones no relacionados con tectónica. Es una típica colada *aa*, parcialmente enmascarada por una cubierta de reciente material piroclástico (pómez), proveniente del cráter activo del Copahue.

b) Coladas básicas de los valles de Buta Mallin y del arroyo Feo (externas): Se las individualizó en el interior de los mencionados cajones (Fig. 2). Si bien guardan similar disposición espacial con la llamada colada de fondo de valle (Pesce 1989), al estar alojadas en previos valles glaciares, tienen un marcado contraste cronológico con ella: son postglaciales.

Sus conos piroclásticos se localizan en las respectivas cabeceras de esos «cajones» (Fig. 2). La colada del cajón del arroyo Feo tiene una extensión aproximada a los 10 km, en tanto que la del Buta Mallín no supera los 6 km. Su posterior erosión fluvial ha generado localmente el fenómeno de inversión del relieve en el interior de esos valles. Las coladas constituyen bajas divisorias internas, marginadas por profundas y estrechas gargantas.

c) El cono y el cráter activo del volcán Copahue: Del cuerpo del citado volcán emanaron algunas coladas preglaciares, localmente reconocidas en territorio chileno (Fig. 2). Sus más modernas erupciones tienen su origen en un cono postglacial situado en el mismo límite internacional, el que no descuella como volcán individualizable dentro del contexto mayor del volcán Copahue. Su rasgo más sobresaliente es su cráter (Fig. 4-E).

La actividad del volcán Copahue se desarrolló según un modelo fisural de rumbo general noreste-suroeste, a lo largo de unos 3 kilómetros. Se distinguen ocho conos piroclásticos, situados todos -menos uno- al oeste del límite; algunos con cráteres coalescentes; se hallan instalados sobre un antiguo aparato volcánico del Copahue, preglaciar e inactivo. El del epígrafe, ubicado en el extremo nordeste, muestra en la actualidad una actividad reducida.

Según Delpino y Bermúdez (1993), con su construcción hubo en los primeros tiempos emisiones de flujos piroclásticos de escasa magnitud, acompañadas de cenizas. El cono alberga un cráter elíptico en planta, de mayor longitud norte-sur (750 m), que en el otro sentido (450 m). Aloja el cráter activo del Agrio de forma circular y unos 450 m de diámetro. Este a su vez, contiene la laguna del volcán de 250 m de

diámetro y desconocida profundidad, en la que tiene sus nacientes el río Agrio.

El nivel de la laguna no se ha mantenido estable a lo largo del tiempo. Mangué (1978), citó una cota de 2735 m s.n.m. para la superficie de la laguna y la cumbre del volcán en 2977 m s.n.m. Delpino y Bermúdez (1993) describiendo la erupción del 5-5-1993, destacan su brusco descenso de 50 m y la exposición de unas bermas internas (playas), de unos 15 m de ancho. Bermúdez y Delpino (2002) mencionaron la desaparición de las aguas de la laguna durante la erupción estromboliana del año 2000, a la que consideran la de mayor intensidad y duración entre las históricas.

En el año 2001 los laterales del cráter activo que alberga la laguna, eran sumamente empinados y de unos 250 m de altura, con locales evidencias de erosión por ocasionales aguas y caídas de rocas, que alcanzan las proximidades de la superficie de la laguna (Fig. 4-E). El borde E del cráter tenía una profunda hendidura (abra) de erosión, que desapareció durante una reciente erupción, dejando una extensa abertura. En la parte superior de su flanco suroeste aparece el término expuesto (probablemente por caídas) de un pequeño glaciar colgado a unos 100 m por sobre la laguna, integrante del centro colectivo glaciario que corona el volcán Copahue.

Las aguas de la laguna tienen notorias diferencias composicionales con respecto a las aguas (termales o no) de la región, por su elevada mineralización y altas concentraciones de Cl y HCl (Mangué 1978). Su origen es esencialmente meteórico (lluvias, ablación de la nieve o del hielo). Los gases volcánicos de las fumarolas causan su mineralización. A los desprendimientos de vapor se asocian aquellos de gases de efectos asfixiantes, cuando se incrementa su emisión (SO₂ y HCl).

Groeber y Corti (1920) también relacionaron el S, Cl y NH₃ con la acción volcánica. El Fe, Ca, Mg y Al, provendrían de la alteración de las volcanitas del zócalo del volcán. Mencionaron que entre 1900-1920 la actividad fumarólica disminuyó notablemente y aumentó a fines de 1940, alcanzando temperaturas de 53°C en las orillas y 100°C en el centro.

Sus valores varían según los tiempos y los autores de ese análisis. Mangué (1978) registró entre 37 y 43°C (año 1976). Casertano (1964) aportó valores de 90°C, coincidentes con un incremento de la acidez de las aguas y un descenso de su nivel (unos 40 m aproximadamente); Groeber y Perazzo (1941) citaron un dato de 20°C.

d) Coladas dómicas: Una de estas geoformas fue individualizada durante el análisis estereoscópico de la región; se ubica en la parte alta de la divisoria austral de las lagunas Las Mellizas, distinguiéndose su zona de emisión en forma de un bulbo lávico (tholoide) y su corta proyección al este, con la típica sucesión de crestas de presión convexas, según la dirección de su movimiento (Fig. 2).

e) Paisaje volcánico de las nacientes de los arroyos Manzano Quemado y Los Fuentes: Lo compone un verdadero enjambre (*cluster*) de pequeños volcanes de composición basáltica, integrados por gruesos aglomerados y escasos piroclastos finos, con cortas y breves emisiones lávicas (Fig.2). Por su escasa altura (5-8 m), no resaltan en el paisaje

circundante; algunos presentan un cráter aportillado, con coladas que descienden un breve trecho por empinados laterales de valles o la superficie de la parte sur de la Planicie Estructural de Hualcupén.

Sus características morfológicas se aprecian muy bien al E del cajón de los Barros, a lo largo de un tributario innominado (donde se halla el puesto Flores), al que una baja divisoria separa de las occidentales nacientes del arroyo Manzano Quemado (Fig. 2).

Aparentemente su localización y concentración se vincula con un complejo sistema fisural de orientación norte-sur.

10) Remoción en masa

Avalanchas de rocas, deslizamientos y lahares son los principales fenómenos de este proceso.

a) Avalanchas de rocas y deslizamientos: El reciente entendi-miento de la localización y génesis de sus acumulaciones, ha modificado sustancialmente la historia del englazamiento pleistoceno (González Díaz 2003). Sus principales manifestaciones ocurrieron sobre los laterales del cajón de Hualcupén. La magnitud de los volúmenes así movilizados ha permitido su definición como avalanchas de rocas (*rock-avalanches*). Una de ellas, la avalancha de rocas del Cajón Chico, se ubica en el faldeo norte de la confluencia del cajón de Hualcupén y aquel homónimo (Figs. 2 y 6-J). Sus rasgos morfológicos básicos se distinguen claramente tanto en el campo, como en las fotos aéreas. Agua abajo, en el valle, sus acumulaciones más distales están muy degradadas por ulterior acción fluvial. Como expresión de su inicial extensión sólo se observan grandes bloques aislados, que remedan erráticos. La morfología de sus acumulaciones ha sido confundida por Groeber (1925), como propia de una morena frontal.

Aguas arriba de la descripta, se encuentra la avalancha de rocas de Compul. Ha obstruido el valle de Hualcupén generando la laguna homónima, también conocida como de Hualcupén. Su superficie irregular se caracteriza por numerosas depresiones primarias, que alojan varios cuerpos de agua menores. Se individualizaron los límites de su *run-up* en el faldeo opuesto.

Las avalanchas de rocas han acontecido sin duda alguna con posterioridad al retiro de los hielos durante el Holoceno, pues se alojan en previas artesas glaciarias y sus escarpas de arranque se localizan en los laterales de la artesa o cajón de Hualcupén. Se relacionan con las condiciones sismotectónicas del área. Se adjudica el carácter de disparador a eventos sísmicos. No se desecha una eventual incidencia en la desestabilización de las laderas, del retiro del apoyo del glaciar de Hualcupén o el de trepidaciones generadas por erupciones prehistóricas (postglaciarias) del volcán Copahue, aún no registradas temporalmente.

Un deslizamiento, considerado como el más antiguo por el grado de degradación que expone, fue distinguido durante el análisis fotogramétrico en el sureste de la caldera (Fig.2). Resulta difícil su reconocimiento en el campo. Su muesca del arranque, está muy degradada y parcialmente enmascarada por taludes. Ha sido interpretada por la irregularidad que provoca su concavidad, en el regular diseño del borde de la

escarpa interna sur de la depresión (Fig. 2). En su tramo de acumulación distal se reconocieron unos bajos resaltos dispuestos transversalmente a la dirección del hielo que escapaba por la difluencia del Cajón Chico. Son interpretados como crestas de presión desarrolladas durante el movimiento.

Acumulaciones de similar origen identificadas, en el valle de Trocomán o de las Damas, fueron también confundidas por Groeber (1925), como una morena terminal de su segunda glaciación. Una situación similar se plantea en el valle de Picun-Leo, situado al norte del valle de Trocomán.

La laguna de Trolope debe su origen a un deslizamiento, que endicó el tramo superior del arroyo homónimo (Fig. 2). Una reducida brecha hace derivar sus aguas hacia su confluencia con el río Agrio. La escasa y dispersa cubierta vegetal que cubre sus depósitos aboga por lo reciente del movimiento. En el valle de Trapa-Trapa, a la longitud del cierre morénico situado al este de la laguna más occidental de Las Mellizas (territorio chileno), se observa un deslizamiento sobre la escarpa de falla resecente de Trapa Trapa (Fig. 2)

b) Lahares (Torrentes de barro volcánicos): Delpino y Bermúdez (1993) describieron depósitos postglaciaros de estos flujos densos, ocurridos en recientes episodios eruptivos del volcán Copahue, particularmente en ocasión de la mayor erupción moderna del cráter activo del volcán Copahue (año 1992). Relacionaron su génesis con la ablación del hielo y la nieve por la caída de partículas piroclásticas calientes. Melnick y Folguera (2001) comprobaron la presencia de similares acumulaciones en el flanco sur del volcán Copahue, en las cabeceras del arroyo Lomin en Chile.

Se reconocieron sus depósitos irregulares de clastos volcánicos y piroclastos de variada granulometría en el cauce superior del río Agrio y sus márgenes.

c) Otras geoformas menores gravitacionales - Flujos densos: Responden a una naturaleza periglaciaria estacional local e irregularmente alcanzada durante los inviernos. El terreno adquiere así efímeras y limitadas condiciones de *permafrost*, cuya degradación (capa activa) aporta el agua necesaria para saturar, reducir la fricción interna y movilizar gravitacionalmente los detritos de los taludes (geliflucción). Más comúnmente el agua deriva de la ablación de la nieve en primavera o lluvias (soliflucción).

Depósitos de flujos gravitacionales vinculados al fenómeno de geliflucción o del tipo nival por soliflucción, se observan dispuestos paralelamente a la pendiente de los faldeos, en particular en el ámbito de la caldera. Sus formas remedan *rills* con un canal central, terraplenes o leveés marginales y expandidas acumulaciones distales. Contribuyen a la formación de taludes y abanicos aluviales.

El arco natural de la península del lago Caviahue: En la abrupta escarpa de erosión del borde sur y medio de su península se localizó un arco natural o puente (Fig. 6-K). Su génesis se relaciona con caídas de rocas. Las dispares condiciones estructurales (disposición y densidad de las diaclasas, tenacidad y resistencia a la erosión y grado de meteorización), que allí presenta la Formación Las Mellizas, han sido factores condicionantes para una concentración de caídas de rocas en el sector basal de la escarpa, que se caracteriza por

un compacto fracturamiento. La filtración y consecuente escurrimiento subterráneo del agua de las precipitaciones o la ablación nival incrementó la debilidad estructural del conjunto dinamizando las caídas de rocas. Inicialmente el proceso debió generar una corta anfractuosidad o cavidad basal, cuya progresiva expansión resultó de parciales, pero sucesivos colapsos de partes de su techo. Se alcanzó así a formar una más amplia cavidad elongada o «tubo», que conectó la superficie de la península con la base de la pared vertical de la escarpa, dando lugar al arco natural.

Numerosas acumulaciones caídas de rocas se observan al pie de las empinadas bardas de los ambientes de la Formación Las Mellizas; en los frentes de las coladas mesosilíceas preglaciaria; su número es reducido.

11) Los glaciares del campo colectivo del volcán Copahue

Masas de hielo de reducidas proporciones, cubren actualmente las partes superiores del volcán. Se distinguen en los fotogramas cuatro cuerpos principales, dispuestos al oeste del límite internacional.

Resulta de interés para este escrito un glaciar de unos 100 m de espesor (Delpino y Bermúdez 1993) que se desplaza hacia el nordeste desde la cumbre y alcanza el borde suroeste de su cráter activo. Su ablación contribuye al aporte de aguas meteóricas a la laguna.

Conclusiones

El paisaje de la región de Caviahue-Copahue es compuesto, pues expresa la participación de varios procesos exógenos y uno endógeno (volcanismo), al que corresponden las geoforras más sobresalientes. Se inicia en el Plioceno con la erección de un gran estratovolcán, cuya cima colapsó, dando lugar a una caldera, de supuesto origen tectono-volcánico.

A comienzos del Pleistoceno una intervención climática condujo al reemplazo del ciclo fluvial previo por la morfogénesis glaciaria. Este episodio ha permitido diferenciar episodios volcánicos pre- y postglaciaros en el Cenozoico tardío. La generación de una gran calota (*ice-blister*) que ocupó el interior de la caldera, produjo importantes modificaciones locales en la circulación del hielo. Su gran espesor al superar sus márgenes, dio lugar a difluencias glaciarias, con el consiguiente aporte extra de hielo a artesas vecinas, que se disponían externamente a la caldera. Sobresalen las formas de erosión: artesas y circos glaciarios; la agradación tiene menor desarrollo, con sistemas de arcos morénicos degradados y delgadas y discontinuas áreas de morenas de fondo y erráticos.

La morfología volcánica preglaciaria tiene mayor expresión que aquella postglaciaria, limitada a las reducidas coladas de Trapa Trapa y las internas de los cajones de Buta Mallin y arroyoFeo.

La cascada del Agrío representa la máxima posición alcanzada aguas arriba por una onda de rejuvenecimiento y un nivel de base transitorio para el tramo superior del río Agrío, interno a la caldera.

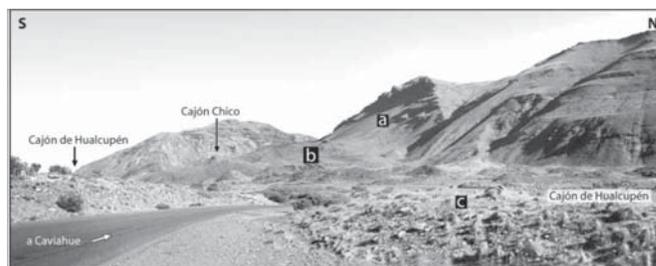


Figura 6: J) Vista desde la ruta provincial 26 hacia el O de la avalancha de rocas del cajón Chico: (a) cicatriz y zona de arranque; (b) acumulaciones proximales; (c) depósitos distales encauzados en el Cajón de Hualcupén. K) Puente o arco natural en la abrupta escarpa de erosión austral de la península del lago Caviahue.

Agradecimientos

Los fotogramas y las imágenes satelitales utilizadas fueron facilitados por el SEGEMAR, institución a la que se agradece su colaboración. Similar reconocimiento se hace al señor Santiago Vila, por su participación en la ilustración de esta presentación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bermúdez, A.H. y Delpino, D. H., 1999. Erupciones subglaciales y en contacto con el hielo en la región volcánica de Copahue, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 2: 250-253, Buenos Aires.
- Bermúdez, A.H. y Delpino, D.H., 2002. Las erupciones del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y del medio económico. Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas, 3: 365-370, Buenos Aires.
- Casertano, L., 1964. Some reflections on the fumarolic manifestations of the Copahue crater. *Bulletin of Volcanology*, 27: 197-215.

- Delpino, D. y Bermúdez, A., 1993. La actividad volcánica del volcán Copahue durante 1992. Erupción y emisión de azufre piroclástico. Provincia del Neuquén, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas 4: 292-301, Buenos Aires.
- Folguera, A. y Ramos, V.A., 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicaciones tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (3): 229-244. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 1970. Rasgos geomorfológicos del área volcánica del cerro Payun Matru (Provincia de Mendoza). Universidad Nacional de Tucumán, Fundación Miguel Lillo, Opera Lilloana 20, 120 p., S. M. de Tucumán.
- González Díaz, E.F., 2000. Mapa geomorfológico de la región que se extiende entre el límite argentino-chileno (Volcán Copahue) al oeste y el curso meridional del río Agrio al este (Provincia del Neuquén), a escala 1:90000. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, SEGEMAR, (inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Neuquén): su reinterpretación. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 58 (3): 356-366, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1925. La región de Copahue y su glaciación diluvial. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 1(3): 92-110, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1927. Origen de los valles transversales de la Cordillera Patagónica. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), 2 (3): 438-450, Buenos Aires.
- Groeber, P. y H. Corti, 1920. Estudio geológico de las termas de Copahue. Estudio químico preliminar de las muestras de aguas recogidas en el terreno. Dirección General de Minas. Informes Preliminares y Comunicaciones, Boletín 3, Serie F, 17 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. y R. Perazzo, 1941. Captación y aprovechamiento de las aguas y fuentes de Copahue. Ministerio de Agricultura, Dirección de Parques Nacionales (informe inédito), Buenos Aires.
- JICA (Japan International Corporation Agency), 1988. The feasibility study on the northern Neuquén. Geothermal Development Project (Progress Report), SEGEMAR (informe inédito), 94 p., Buenos Aires.
- Linares, F., H.A. Osters y L.C. Mas, 1999. Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (3): 240-247, Buenos Aires.
- Mangue, J., 1978. La laguna del cráter del volcán Copahue (Provincia del Neuquén). Dinámica de su mineralización y relaciones con otras manifestaciones geotérmicas locales. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 161-175, Buenos Aires.
- Mazzoni, L.A. y Licitra, D.T., 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 55 (3): 247-249, Buenos Aires.
- Melnick, D. y Folguera, A., 2001. Geología del Complejo Volcánico Copahue-Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales. 9° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Uruguayo, Simposio Evolución Tectónica de los Andes (archivos electrónicos), 6 p., Montevideo.
- Pesce, A.H., 1989. Evolución volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue y su modelo térmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54 (1-4): 307-327. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1978. Estructura: en Geología y Recursos Naturales del Neuquén, 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio: 99-118, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 1999. Estructura tensional cenozoica en la Cordillera Neuquina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 2: 661-664, Mar del Plata.
- Rovere, E., Castelli, A., Hugo, C., Leanza, H., Toura, S., y Folguera, A., 2000. Mapa Geológico Hoja Andacollo (3772-IV), Provincia del Neuquén. Carta General de la República Argentina, escala 1:250.000, IGRM-SEGEMAR. Mapa Preliminar, Buenos Aires.
- Sharp, R.P., 1969. Semiquantitative differentiation of glacial moraines near Convict Lake, Sierra Nevada, California. Journal of Geology, 77(1): 68-91.

Recibido: 03/06/03

Aceptado: 05/02/04