

Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja

Ricardo Thiele

Departamento de Geología, Universidad de Chile
Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile
e-mail: rthiele@cec.uchile.cl

Hugo Moreno

Servicio Nacional de Geología y Minería, Observatorio Volcanológico Andes del Sur
Cerro Ñielol s/n, Casilla 23 D, Temuco, Chile
e-mail: ovdassis@chilesat.net

Sara Elgueta

Alfredo Lahsen

Sofía Rebolledo

Departamento de Geología, Universidad de Chile
Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile

M. Eugenia Petit-Breuilh

Servicio Nacional de Geología y Minería, Observatorio Volcanológico Andes del Sur
Cerro Ñielol s/n, Casilla 23 D, Temuco, Chile

RESUMEN

La historia geológica del Cuaternario en el tramo superior del valle del río Laja corresponde a una compleja interrelación entre volcanismo, procesos de remoción en masa y sedimentarios aluvio-fluviales. El valle fue modelado inicialmente, por la acción glaciaria del Pleistoceno inferior en rocas de las formaciones terciarias Cura-Mallín y Trapa-Trapa, además de rocas plutónicas, sobre las cuales se disponen en discordancia cuatro grandes unidades cuaternarias: el cono poligénico de Quilleco, una secuencia de rocas volcánicas pleistocenas, el volcán Antuco y el depósito de avalancha volcánica de Antuco. Los depósitos del cono poligénico de Quilleco representan a facies mixtas volcano-sedimentarias intermedias y distales de los estratovolcanes que originaron la secuencia de rocas volcánicas pleistocenas con las cuales engranan lateralmente. El volcán Antuco corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, de composición basáltica y andesítico-basáltica, cuya actividad se inició ca. 130.000 a.A.P. La primera etapa de su desarrollo (Antuco 1) culminó 9.700±600 a.A.P. con el colapso gravitacional lateral del edificio, que originó la gran avalancha volcánica de Antuco, cuyos materiales represaron el desagüe natural del lago del Laja y de sus quebradas afluentes. El colapso gravitacional fue el resultado de una actividad eruptiva freatomagmática de tipo Bandai-San la que produjo, casi simultáneamente, flujos piroclásticos turbulentos, de tipo de oleadas de base húmeda, compuestos de cenizas basálticas negras cuyos depósitos primarios se han denominado Arenas Negras de Trupán-Laja. El volcán actual (Antuco 2) incluye un cono principal de lavas y escorias y la emisión de, al menos, tres flujos piroclásticos importantes de poco espesor, localmente separados por depósitos de corrientes de barro y coluvios. Posteriormente, debido a la ruptura del represamiento del lago del Laja, las cenizas negras fueron removidas hasta la Depresión Central, donde formaron un gran abanico aluvial de aproximadamente 50x60 km².

Palabras claves: Avalancha volcánica, Flujo detrítico, Flujo piroclástico, Cuaternario, Lahar, Valle del río Laja, Antuco.

ABSTRACT

Quaternary geological-geomorphological evolution of the uppermost course of the Río Laja Valley.

The Quaternary geological history of the uppermost the Río Laja valley shows a complex interrelation between volcanic, mass wasting, and alluvial and fluvial sedimentary processes. The valley was initially carved by Lower Pleistocene glacial

action on a Tertiary basement (Cura-Mallín and Trapa-Trapa Formations, intrusives), over which four major Quaternary units were deposited unconformably: the polygenic Quilleco alluvial cone, a Pleistocene volcanic sequence, and the products of the Antuco volcano and the Antuco volcanic avalanche. The Quilleco polygenic cone includes mixed intermediate and distal volcano-sedimentary facies which interfinger with the Pleistocene volcanic sequence derived from coeval stratovolcanos. The Antuco volcano is a mixed and composite andesitic to basaltic andesitic stratovolcano of basalt, which commenced its activity ca. 130,000 yr B.P. Its first constructive phase (Antuco 1) culminated at $9,700 \pm 600$ yr B.P. with the lateral gravitational collapse of the edifice; this event produced the major Antuco volcanic avalanche which dammed the natural outlet of Lago del Laja and its tributaries. The gravitational collapse was the final result of a Bandai-San type phreatomagmatic eruptive event associated with almost simultaneous wet turbulent pyroclastic base surges made up of black basaltic ash (Arenas Negras de Trupán-Laja). The present Antuco volcano (Antuco 2) includes the eruptive event that built the main cone with lavas and scoria falls and the eruption of, at least, three pyroclastic flows, locally separated by mud-flow and colluvial deposits. Later, due to the rupture of the Lago del Laja dam, the ash deposits were remobilized by debris flows which came down from the upper reaches of the river to the Central Depression where they formed a major alluvial fan of approximately $50 \times 60 \text{ km}^2$.

Key words: Volcanic avalanche, Debris flow, Pyroclastic flow, Lahar, Quaternary, Río Laja valley, Antuco.

INTRODUCCION

El valle del río Laja alcanza en el sector andino un ancho promedio de 4 a 5 km, enangostándose a 1 km al romper el piemonte preandino, al este del pueblo de Tucapel. Donde emerge del piedemonte, el valle se abre en dirección occidental mediante un gran abanico, que se extiende entre los ríos Rarínco e Itata (ca. 90 km de ancho), inmediatamente al norte de la ciudad de Los Angeles (Fig. 1). Los depósitos de relleno de esta parte del valle están asociados a la actividad del volcán Antuco ocurrida durante el Pleistoceno superior y Holoceno temprano, y los materiales volcanoclásticos que lo componen escurrieron a lo largo del valle del Laja, hasta distribuirse en forma de abanico al ingresar en la Depresión Central de Chile centro-sur.

Uno de estos depósitos, el denominado 'banco del Laja' (Brüggen, 1914), reconocido en el salto

homónimo, ha sido objeto de numerosos estudios geológicos y descripciones anteriores, que concluyeron sosteniendo que se trataba de una morrena (Muñoz-Cristi, 1960), un gran lahar (MacPhail, 1966) o un depósito de flujo de escorias incandescentes (Varela y Moreno, 1982), cuyos materiales se habrían generado en el área del volcán Antuco. En el presente estudio se pudo establecer que la referida unidad es un depósito más de los muchos que son producto de los continuos episodios volcánicos y sedimentarios que se sucedieron en esta área desde una época pre-última glaciación.

El objetivo de este trabajo es plantear la evolución geológico-geomorfológica del tramo medio y superior del valle del río Laja y discutir el origen y ordenamiento cronológico de los depósitos volcanoclásticos que rellenan esta parte del valle.

GEOLOGIA DEL CUATERNARIO DEL VALLE SUPERIOR DEL RIO LAJA

GENERALIDADES

En el sector andino del valle del río Laja se ha determinado una serie de unidades geológicas de relleno cuaternarias que controlan sus principales características geomorfológicas. Estas unidades corresponden, esencialmente, a depósitos vol-

canoclásticos, tanto consolidados como no consolidados, gran parte de los cuales (exceptuando las estructuras volcánicas) conforman un gran abanico desde el tramo superior del valle hasta bien al oeste dentro de la Depresión Central. La mayoría de estos materiales están asociados a una intensa actividad volcánica pleistocena y se interdigitan

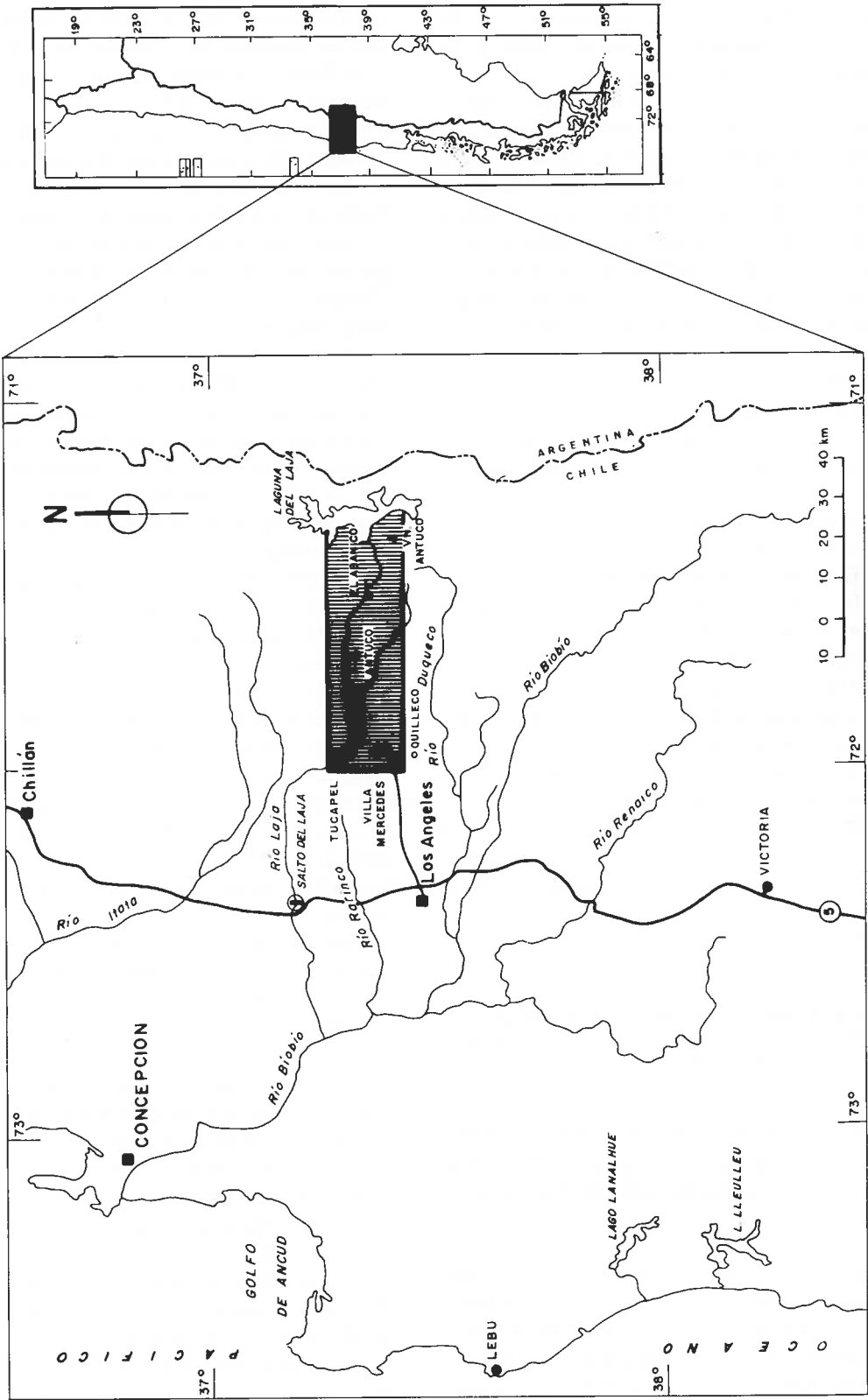


FIG. 1. Mapa de ubicación.

hacia el oriente con bancos de lavas, ignimbritas escoriáceas y depósitos laháricos ligados a los diferentes centros de emisión.

Entre las grandes unidades geológico-geomorfológicas del valle superior del río Laja se distinguen: **1-** las rocas volcánicas pleistocenas de los Estratos de la Cordillera Lagunillas, del Cerro Pan de Azúcar y del Complejo Volcánico Sierra Velluda; **2-** el cono poligénico de Quilleco; **3-** el volcán Antuco y, **4-** el depósito de avalancha volcánica de este último. Estas cuatro unidades configuran los rasgos morfológicos mayores del área, y se disponen en discordancia sobre un relieve abrupto y un valle Laja primigenio, labrado por glaciaciones y erosión fluvial, tanto en rocas estratificadas terciarias (formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa) como en rocas graníticas terciarias (Niemeyer y Muñoz, 1983).

También, se reconocen otras unidades de relleno menores, conformadas por materiales detríticos y volcanoclásticos no consolidados, que revelan la ocurrencia de otros importantes procesos volcánicos y fluviales postglaciales, ligados a la evolución prehistórica del volcán Antuco, el cual se edificó en las nacientes del valle del río Laja.

Las unidades cuaternarias reconocidas han sido definidas considerando su posición cronoestratigráfica relativa, los constituyentes, la geomorfología y los eventos o procesos dinámicos con los cuales están genéticamente asociados. Las descripciones de las diversas unidades, tanto de las cuatro grandes unidades como de las unidades de relleno menores, se realiza en un orden cronoestratigráfico decreciente.

LAS GRANDES UNIDADES GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICAS DEL TRAMO SUPERIOR DEL VALLE DEL RIO LAJA

Rocas volcánicas pleistocenas (QPv): Los Estratos de la Cordillera Lagunillas y del Cerro Pan de Azúcar y el Complejo volcánico Sierra Velluda.

Las rocas volcánicas pleistocenas más antiguas se disponen estratificadas con inclinaciones primarias de hasta 15° y se observan en las cumbreras inmediatamente al norte y sur de los flancos respectivos del valle del río Laja (Fig. 2), dispuestas

en discordancia angular sobre los estratos terciarios del miembro Río Queuco de la Formación Cura-Mallín (Niemeyer y Muñoz, 1983) y sobre plutones de granitoides hacia el sector oriental (roca fundamental en la figura 2). Estas rocas corresponden a secuencias de lavas, brechas volcánicas, conglomerados e ignimbritas, principalmente de composición basáltica a andesítica, muy desgastadas por la acción erosiva de las glaciaciones pleistocenas. En estudios anteriores (González y Vergara, 1962; Niemeyer y Muñoz, 1983) ellas fueron asignadas a la Formación Cola de Zorro de edad plio-pleistocena. Sin embargo, Moreno *et al.* (1985) identificaron en el área Antuco-Callaqui, dentro de esta formación, secuencias volcánicas muy erosionadas, remanentes de varios estratovolcanes, con edades comprendidas entre 0,9 y 0,3 Ma, *i.e.*, Pleistoceno inferior a medio. En consecuencia, es probable que la secuencia observada inmediatamente al norte del valle del río Laja, en la Cordillera Lagunillas, corresponda al flanco suroccidental de un estratovolcán mayor que se desarrolló más al norte, del cual el sector de Lagunilla es sólo uno de sus cordones remanentes. De igual forma, es probable que las rocas volcánicas observadas al sur del valle del río Laja, entre los ríos Rucúe y Duqueco, pertenezcan a otro pequeño estratovolcán erosionado, cuyo centro de emisión se identificaría con el cerro Pan de Azúcar. Ambas secuencias volcánicas, de la Cordillera Lagunillas y del cerro Pan de Azúcar, se podrían correlacionar hacia el sur con los niveles altos de los Estratos de Malleco (Moreno y Varela, 1985) (R. Thiele, A. Lahsen, H. Moreno, J. Varela, M. Vergara y F. Munizaga)¹ o Formación Malleco (Emparan *et al.*, 1992), cuyas edades están comprendidas entre 3,0 y 0,7 Ma, *i.e.*, Plioceno Superior-Pleistoceno inferior.

Los estratos de la Cordillera Lagunillas y del cerro Pan de Azúcar se interpretan como secuencias de lava e ignimbritas escoriáceas, que engranan hacia el occidente con materiales volcanoclásticos que representan las típicas facies mixtas medias y distales de deposición continental de un arco volcánico. Esta interpretación es avalada por dos sondeos efectuados por la Empresa Eléctrica Colbún-Machicura S.A., en el sector de Esperanza (flanco sur del valle del río Laja), los cuales revelan la existencia en profundidad, de horizontes de lavas alternando con niveles de sedimentos de

¹ 1987. Estudio Geológico Regional a escala 1:100.000 de la Hoya Superior y Curso Medio del Río Bío-Bío. Empresa Nacional de Electricidad S.A. (marzo 1978) (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica*, 304 p.

FIG. 2. Tramo superior del valle del río Laja: mapa geomorfológico (ver ubicación del área mapeada de la figura 1).

mediana a baja consolidación. Estas facies mixtas medias y distales se exponen, claramente, en el denominado Cono Poligénico de Quilleco, que forma un gran abanico dentro de la Depresión Central y que se describe más adelante.

El volcán Sierra Velluda, de 3.585 m s.n.m., ubicado en el extremo suroriental del área estudiada, es un prominente, complejo y voluminoso estratovolcán del Pleistoceno medio (0,6-0,3 Ma; Moreno *et al.*, 1986), formado por dos secuencias bien estratificadas: una inferior, de ca. 1.500 m de espesor, esencialmente volcanoclástica, con brechas y conglomerados volcánicos de probable origen lahático, además de delgadas intercalaciones de lavas andesíticas; y una superior, de más de 1.000 m de potencia, constituida por coladas de lavas andesíticas y andesítico-basálticas, de 5 a 30 m de espesor, con delgadas intercalaciones de brechas volcánicas y niveles de ceniza y lapilli. Ambas unidades están profusamente cortadas por inyecciones filoneas de rumbo predominante N50°E. El complejo volcánico se apoya tanto en rocas graníticas, como estratificadas de la Formación Cura-Mallín y Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983). Los productos del volcán Sierra Velluda habrían embalsado el valle superior del Laja dando lugar a, por lo menos, un primitivo lago del Laja. Este desapareció por la erosión de glaciares posteriores.

Cono poligénico de Quilleco (QPcq1, QPcq2)

Fue definido por Varela y Moreno (1982) y corresponde a un extenso abanico que se extiende hacia el oeste dentro de la Depresión Central, el cual está formado por materiales que representan las facies mixtas volcanoclásticas y sedimentarias de engrane con las secuencias de rocas volcánicas pleistocenas descritas anteriormente. Es decir, se presume una edad tentativa Pleistoceno medio (~0,75±0,25 Ma) para el denominado Cono de Quilleco.

Está integrado por dos unidades: una inferior eminentemente volcanoclástica (QPcq1) y una superior constituida por depósitos fluviales e

intercalaciones volcanoclásticas distales (QPcq2) (Fig. 2).

La unidad inferior (QPcq1) corresponde a un conjunto de ignimbritas escoriáceas, con intercalaciones de tobas, brechas y conglomerados consolidados (probablemente facies laháticas distales) que, localmente, muestran inclinaciones primarias de hasta 12°.

Esta sucesión de niveles volcanoclásticos consolidados que afloran en el sector central y occidental del área estudiada incluye el extenso depósito ignimbítico denominado en la literatura 'lahar' (MacPhail, 1966) o 'banco del Laja' (Brüggen, 1914), el cual ha sido objeto de numerosos estudios y descripciones desde mediados del siglo pasado. El primero en referirse a este depósito consolidado fue Smith (1855), quien lo describió como un 'delgado manto superficial de lava compacta que tiene que haberse escurrido.....probablemente desde el volcán Antuco'. En este siglo estudiaron el depósito Brüggen (1914, 1941) (A.C. Wright)²; Muñoz-Cristi (1960); MacPhail (1966); Gajardo (1981); Varela y Moreno (1982) (H. Moreno, J. Varela, A. Lahsen y M. Vergara)³; Moreno y Varela (1985); Varela *et al.* (1988) y (S. Elgueta y X. Rubio)⁴, entre otros, quienes dieron diversas interpretaciones en cuanto a su origen (ha sido interpretada como morrena, corriente de escoria incandescente y lahar). En el presente estudio, al 'lahar' o 'banco del Laja', propiamente tal, se le identifica como una de las ignimbritas escoriáceas consolidada mayores de la unidad inferior, o secuencia basal del Cono de Quilleco, que alcanzó y se extendió hasta la Depresión Central.

En la localidad de Mirrihue, por ejemplo, hay ca. cuatro 'bancos del Laja', que corresponden a flujos piroclásticos escoriáceos consolidados alternados con conglomerados volcánicos de origen lahático, oleadas de piroclastos y gravas de bolones intercalados (Lám. 1, Fig. 1). De forma similar, Brüggen (1914) describió a la capa 'banco del Laja', como una secuencia compuesta de cuatro horizontes conglomerados volcánicos que alcanza un espesor de más de 40 m en una localidad bastante más al sur del área estudiada (150 km al suroeste),

² 1959. Observations on Some Soils of Central Chile (Inédito), *New Zealand Soil Bureau* (mimeographed report).

³ 1984. Estudio Geológico del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda (Empresa Nacional de Electricidad, junio 1984) (Inédito), *Universidad de Chile, Instituto de Geología*, 164 p.

⁴ 1989. Estudio del potencial petrolero de la cuenca de Temuco-Los Angeles con énfasis en estratigrafía y sedimentología, Parte 1: Prospecto Temuco-Huichahue (Inédito), *Empresa Nacional del Petróleo, Recursos exploratorios (Diciembre 1969)*, 57 p. Santiago.

y que no dudó en identificarla con el banco del Laja que aflora en este lugar.

En un nivel consolidado de conglomerado volcánico en Mirrihue, que forma una cornisa, se observa, a lo menos, 2 moldes '*in situ*' de árboles en posición vertical de hasta 0,5 m de diámetro y 10 m de altura (Lám. 1, Figs. 2, 3). Se trataría de un paleobosque sepultado por sucesivos depósitos laháricos y flujos piroclásticos distales, aunque con poca energía (facies laterales?).

Por otra parte, el afloramiento de Mirrihue es muy similar a la secuencia basal del cerro La Meseta, ubicado al oeste de la confluencia de los ríos Rucúe y Laja, formada por una serie de estratos eminentemente volcanoclásticos, constituidos por ignimbritas y brechas conglomerádicas laháricas (Lám. 1, Fig. 4).

En La Meseta, la secuencia volcanoclástica aumenta notablemente de espesor. La base, en su conjunto, forma una terraza inclinada de abrasión. Bajo ella, afloran depósitos glacialacustres y, en consecuencia, el primer flujo volcanoclástico se depositó sobre estos sedimentos. En este lugar también ocurren varios bancos (Lám. 1, Fig. 5), algunos de los cuales se podrían correlacionar con la ignimbrita del Salto del Laja en la Depresión Central.

Hacia el este de La Meseta y al suroeste de Mirrihue, en el cerro Llanqui se observa un afloramiento de ca. 100 m de espesor, donde aparece la secuencia volcanoclástica basal (QPcq1) engranando con un mayor número de facies fluviales (ambiente deposicional más lateral), las cuales aumentan su predominancia hacia arriba. En la base y con ca. 20 m expuestos, aparece la típica secuencia consolidada del 'banco del Laja', formada esencialmente por material piroclástico (clastos subredondeados a angulosos en una matriz de ceniza gris) (Fig. 3). Este sector está formado por gravas gruesas de bolones fluviales (ca. 25 m) intercalados con niveles que poseen una matriz piroclástica que, incluso, contiene pómez. Hacia arriba continúa un horizonte delgado de ceniza ocre (1-0,5 m), sobre el cual se desarrolla una secuencia netamente volcanoclástica de ca. 30 m de espesor, que comprende niveles tobáceos bastante competentes de color blanquecino. Hay gravas fluviales intercaladas dentro de esta masa tobácea volcanoclástica. En la parte superior, afloran depósitos clásticos estratificados de ca. 25 m de espesor, a manera de un sombrero de gravas de bolones

fluviales. Estos últimos niveles corresponden a la unidad o secuencia superior del Cono de Quilleco (QPcq 2) (Fig. 3).

Cabe señalar que la parte superior de estos depósitos cuaternarios aparece comúnmente representada por los denominados 'rodados multicolores' (Hauser, 1986), que corresponden a depósitos clásticos alterados por intemperización química. La mayor expresión de los rodados multicolores, en consecuencia, ocurre sobre el Cono de Quilleco, particularmente en la superficie de la unidad superior, aunque también se han originado sobre deslizamientos o en cualquier material clástico relativamente antiguo. La superficie del Cono de Quilleco está cubierta por un manto de depósitos de flujos piroclásticos postglaciales descompuestos, que alcanzan hasta 5 m de espesor, particularmente hacia el este, los cuales se analizan más adelante (Qdp).

En cuanto a la edad posible del Cono de Quilleco, cabe señalar que bajo una de las cornisas de la secuencia que aflora en el Cerro La Meseta, MacPhail (1966) encontró el nivel carbonoso datado en 15.000 ± 500 a A.P., que corresponde a una turba desarrollada como paleosuelo en la ceniza fina gris rosada (Lám. 1, Fig. 6). En el presente estudio, la turba fue muestreada nuevamente para su datación, y su resultado fue, esta vez, 27.260 ± 230 a A.P. No obstante que estas dos dataciones C^{14} revelan edades finiglaciales (Pleistoceno superior tardío), existen suficientes antecedentes como para suponer que la secuencia basal del Cono de Quilleco es mucho más antigua, como se ha expuesto anteriormente. En efecto, su grado de consolidación e intemperización (rodados multicolores), el diaclasamiento, su morfología con escarpes de erosión glaciaria y su posible engrane con los estratos volcánicos pleistocenos descritos en la sección anterior, los cuales se correlacionarían con las facies volcanoclásticas y sedimentarias de los Estratos de Malleco ($\sim 0,75-0,25$ Ma) (R. Thiele, A. Lahse, H. Moreno, J. Varela, M. Vergara y F. Munizaga)¹ (Emparan *et al.*, 1992), sugieren que no es finiglacial.

En síntesis, el Cono de Quilleco con sus dos unidades podría corresponder a parte de las facies medias y distales de los Estratos de Malleco (Moreno y Varela, 1985) (R. Thiele, A. Lahsen, H. Moreno, J. Varela, M. Vergara y F. Munizaga)¹ o la Formación Malleco (Emparan *et al.*, 1992), la cual se extiende ampliamente hacia el sur.

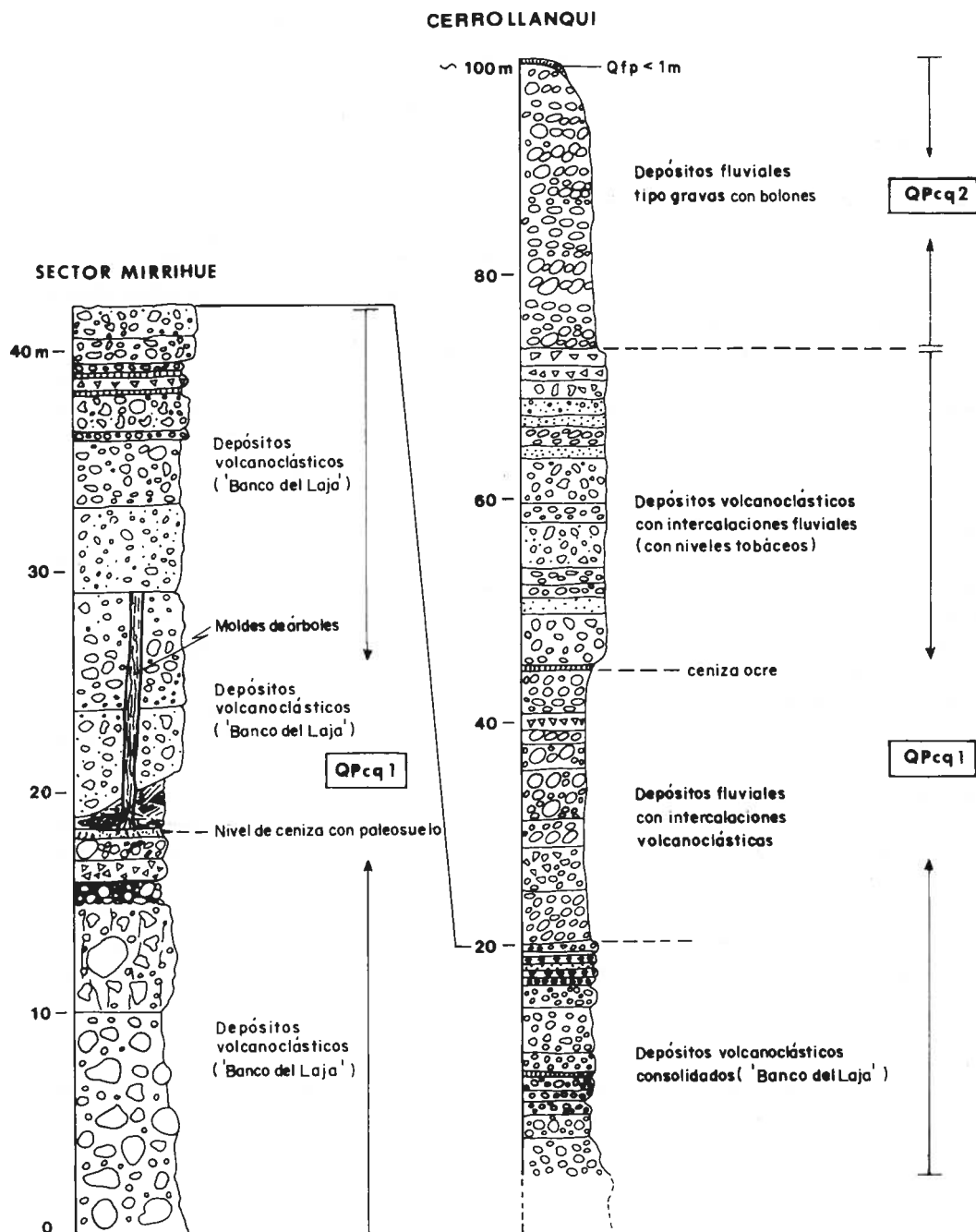


FIG. 3. Columnas estratigráficas comparadas de la Unidad del Cono Poligénico de Quilleco (QPcq1; QPcq2).

Volcán Antuco (QPva)

El volcán Antuco corresponde a un estratovolcán mixto y compuesto, de composición fundamentalmente basáltica y andesítico-basáltica, cuya actividad se inició a comienzos del Pleistoceno superior, ca. 130.000 a.A.P. (H. Moreno, J. Varela, A. Lahsen, y M. Vergara); Moreno, 1985, 1986). Consta de dos unidades principales: un primer edificio volcánico (Antuco 1), denominado 'el gran cono' (Domeyko, 1846) o volcán Laja por Brügger (1941), que culminó con la formación de un anfiteatro y un cono central posterior (Antuco 2), el cual se desarrolló en su interior (Brügger, 1941; Vergara y Katsui, 1969).

El volcán Antuco 1 consiste en un cono basáltico a andesítico (51-60% SiO_2) de más de 2.000 m s.n.m. de altura actual y un diámetro basal de 12 km, edificado sobre un sustrato de rocas estratificadas miocenas y materiales volcánicos de la Sierra Velluda. Su evolución culminó, a comienzos del Holoceno, con el colapso lateral del edificio que alcanzaba ca. 3.200 m s.n.m. y que dejó truncado su cono con un anfiteatro de 4 km de diámetro abierto hacia el oeste, en forma de una gran herradura. El colapso fue el resultado de una violenta erupción, al parecer freatomagmática de tipo Bandai-San (Japón, 1888) tal como lo sugirió MacPhail, 1966, y H. Moreno, J. Varela, A. Lahsen, M. Vergara², ocurrida 9.700 ± 600 a.A.P. (*in* Moreno *et al.*, 1986); esta erupción se habría debido a una sucesión de violentas explosiones causadas por la interacción de magma y agua a niveles relativamente superficiales (lago cratérico, infiltración de agua del primitivo lago del Laja y/o un importante nivel freático). Ella estuvo acompañada por descargas sucesivas de flujos piroclásticos turbulentos de tipo oleadas, compuestas por cenizas basálticas, las cuales dieron lugar a las denominadas Arenas Negras de Trupán-Laja (R. Thiele y H. Moreno)⁵, descritas más adelante.

Con posterioridad a esta fase catastrófica, la actividad volcánica continuó en el interior del anfiteatro, edificándose el cono basáltico y andesítico-basáltico actual, (51-55% SiO_2), casi perfecto, de ca. 1.000 m de altura (Antuco 2) (H. Moreno, J. Varela, A. Lahsen, M. Vergara)³; Moreno *et al.* (1986), además de varios centros menores adventicios.

Asociados al volcán Antuco 2, continuaron

sucediéndose en el valle superior del Laja, coladas de lavas, flujos de detritos, lahares, e incluso depósitos de flujos piroclásticos, hoy descompuestos, con restos carbonosos datables por el método C^{14} , pero no hay antecedentes acerca de su frecuencia. Estos demuestran la ocurrencia de erupciones explosivas del Antuco durante el Holoceno.

Por otra parte, durante su corto registro de erupciones históricas (sólo desde 1739), el volcán Antuco revela un comportamiento, al parecer, muy tranquilo de tipo estromboliano, emitiendo a través de su cráter central, conos adventicios y fisuras laterales, coladas de tipo 'aa', en forma radial al volcán, piroclastos escoriáceos y lahares menores. El volcán ha presentado, al menos, 17 erupciones en tiempos históricos (M.E. Petit-Breuilh, *in* R. Thiele y H. Moreno)³, siendo la primera en 1739 y la última en 1911, lo cual implica 172 años de registro, con una frecuencia eruptiva de ~10 años. El período de silencio mínimo entre una erupción y otra fue de ~2 años y el período de silencio máximo alcanzó ~28 años. Según el número de erupciones por siglo, el período histórico más activo del volcán Antuco fue durante el siglo XIX, que concentró 11 erupciones (65% del total). En la actualidad, sólo presenta una actividad fumarólica débil desde el cráter del pequeño cono de piroclastos alojado en el cráter principal, denominado 'Sombrito'.

El peor escenario documentado de una erupción del Antuco, corresponde a la del 1 de febrero de 1820, cuando se generó un gran 'lahar frío' que escurrió hacia el valle del Laja. Por otra parte, en 1853 una gran erupción fisural de lavas, elevó el nivel del lago Laja en 20 metros debido al represamiento en el sector del desagüe (R. Thiele y H. Moreno)³.

Depósito de avalancha volcánica de Antuco (Qava)

En el área de estudio, aflora una potente unidad de relleno del valle del río Laja, que corresponde al producto del colapso lateral del volcán Antuco ancestral (Antuco 1) o volcán Laja de Brügger (1942), interpretada como 'lahar' por MacPhail (1966) o como una avalancha volcánica por Abele (1981) (H. Moreno, J. Varela, A. Lahsen, M. Vergara)². Anteriormente, Domeyko (1846, p. 166), a juzgar por la morfología de los flancos del volcán Antuco antiguo

⁵ 1995. Geología Regional y Estimación de Riesgos Volcánicos del Área de la Central Rucúe. Empresa Eléctrica Colbún-Machicura S.A. (octubre 1995) (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, 110 p.

o 'gran cono', manifestó que 'hubo grandes derrumbamientos por el oeste del gran cono'. En rigor, este material representaría el mayor volumen de relleno postglacial del valle superior del río Laja. Su origen se asocia a la violenta erupción freatomagmática del volcán Antuco 1 señalada en la sección anterior, la cual ocasionó el colapso gravitacional lateral de la cima y flanco occidental de su cono, provocándose una voluminosa avalancha que descendió, a lo menos, 40 km por el valle del Laja (hasta el sector de Villa Mercedes). Sus depósitos remontaron las terrazas poligénicas Altos de Antuco, que se describen más adelante, y se conservan en los sectores donde el río Polcura y las quebradas Malalcura y Quillailebu confluyen en el valle del río Laja, represando temporalmente los cursos de agua de estos afluentes (Fig. 2). Esta avalancha volcánica provocó, también, el represamiento del Lago del Laja, cuyo nivel subió aproximadamente 100 m sobre su cota actual.

En el sector oriental del área se encuentran los mayores afloramientos de la avalancha volcánica, entre los cuales se puede apreciar el gran bloque deslizado y fallado del cerro Cóndor, varios cordones de cerros laterales al valle (Central Abanico y Canal de aducción Laja) y cerros menores individuales denominados cerrillos o 'hummocks' (Campamento Viejo, Fuerte Ballenar, Malalcura, Quillailebu, Peluca). El material corresponde a bloques y clastos angulosos, además de fragmentos menores de rocas trituradas dentro de una matriz de molienda, localmente abundante. La coloración del material es típicamente multicolor, con tonalidades rojizas, blanco-amarillentas, grises y verdosas. La erosión pluvial ha desarrollado notables cárcavas en este depósito, cuya consolidación es moderada a baja.

LAS UNIDADES GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICAS DE RELLENO DEL TRAMO SUPERIOR DEL VALLE DEL RIO LAJA

Terrazas poligénicas de Altos de Antuco (Qtaa)

Corresponden a depósitos polimícticos de gravas y gravas arenosas, gruesas fluviales con intercalaciones de arenas moderadamente consolidadas. Contienen, también, niveles con materiales volcanoclásticos, tipo lahar.

Estos depósitos son anteriores a los depósitos de la avalancha volcánica Antuco y configuran el nivel de terrazas más antiguo del valle del Laja, a ca. 80 m sobre el lecho del cauce actual. Se reconocen, preferentemente, adosados a los flancos de los cerros del borde sur del valle. Su mejor desarrollo se conserva en la localidad de Altos de Antuco, La Esperanza y La Fortuna, en la salida del río Rucúe al valle del Laja (Fig. 2).

En Altos de Antuco, estas gravas fluviales tienen un espesor mínimo de 50 m y están depositadas sobre rocas del miembro Río Queuco de la Formación Cura-Mallín (Niemeyer y Muñoz, 1983). En general, se trata de gravas de bolones, gravas gruesas arenosas e intercalaciones de arenas, moderadamente consolidadas, con bastante limolita y de color amarillento.

En el flanco izquierdo del valle del río Rucúe, en su salida al valle del Laja y a orillas de la ruta Q-45, están las mismas gravas gruesas fluviales, con intercalaciones de arenas moderadamente consolidadas, con un espesor mínimo de 20 m (Lám. 2, Fig. 1). En este lugar, se observan clastos auto-soportados, pobremente seleccionados, principalmente de origen volcánico y algunos de intrusivos. En ellos, es común reconocer horizontes con estratificación cruzada, canales y clastos imbricados.

Encima de las terrazas poligénicas de Altos de Antuco se reconocen, además de los depósitos de la avalancha volcánica de Antuco, los depósitos de arenas basálticas y gravas finas compactas de color gris oscuro, pertenecientes a las Arenas Negras de Trupán-Laja (cf. *infra*).

Estos niveles de terrazas antiguas, también, están representadas en el valle del río Rucúe, en donde alcanzan 60 m sobre el cauce actual. Al igual que en el valle del Laja, corresponden a depósitos de gravas y gravas arenosas y, excepcionalmente, arena, limo y/o arcilla. Los bolones fluviales, corresponden, principalmente, a rocas volcánicas y, en menor proporción, a rocas graníticas.

Los depósitos de Arenas Negras de Trupán-Laja (Qantl)

En el tramo superior del valle del río Laja destaca un notable horizonte de arenas basálticas y gravas muy finas angulosas, moderadamente consolidadas, de color gris oscuro, intercaladas con niveles de gravas aluvionales, que alcanzan hasta

40 m de espesor, cuyo techo está cubierto hasta por tres horizontes de flujos piroclásticos descompuestos. Estos depósitos son primarios y han sido denominados, en el área estudiada, Arenas Negras de Trupán-Laja. Anteriormente, Brügger (1914) las denominó 'las arenas oscuras del valle del Laja' y las atribuyó al volcán Antuco. En el llano, la actividad eólica las habría retransportado formando extensos campos de dunas. Una interpretación similar le dio MacPhail (1966). Posteriormente, estas arenas fueron conocidas como el 'Abanico Aluvional' del curso medio de los ríos Itata, Laja y Coreo por Varela y Moreno (1982).

En el presente estudio estas arenas basálticas se interpretan como los depósitos de flujos piroclásticos turbulentos tipo oleadas piroclásticas húmedas, dirigidas lateralmente, que acompañaron a la erupción freatomagmática que provocó la avalancha volcánica de Antuco y cuyos productos invadieron gran parte del tramo superior del valle del Laja. Estos materiales fueron removidos posteriormente, hacia la Depresión Central y tramo medio del valle del río Laja, por enormes volúmenes de agua que generaron flujos de arena hiperconcentrados.

Las mejores exposiciones de los depósitos primarios de las oleadas piroclásticas se observan en los sectores de Trupán, Mirrihue, Las Mercedes y en el camino a Peralillo (Fig. 2).

En Trupán, camino al cementerio, la oleada del Laja remontó la pequeña cuenca del río homónimo. Aquí el horizonte de arenas y gravas muy finas angulosas alcanza una potencia del orden de los 6 m. Comprende tres niveles arenosos de 1 a 1,5 m de espesor cada uno, separados por dos depósitos de cenizas finas ocreas de menos de 0,5 m cada uno (Lám. 2, Fig. 2). Las gravas arenosas contienen líticos angulosos imbricados de 2 a 30 mm de diámetro (aunque ocasionalmente se observaron bloques aislados e imbricados de hasta 30 cm de diámetro de rocas volcánicas modernas y líticos accidentales descompuestos), con una típica estructura ondeada y de estratificación entrecruzada, en una matriz de arenas gruesas, angulosas, compuestas por fragmentos de plagioclasa, olivino, piroxeno y vidrio escoriáceo basáltico. Los niveles de cenizas ocreas son de grano fino, comprenden algunos clastos angulosos tamaño lapilli que presentan pequeñas vesículas. Los contactos entre las gravas arenosas y las cenizas son, aparentemente, transicionales, sugiriendo pulsos alterna-

dos sucesivos dentro de un solo y violento episodio deposicional. En ambos materiales, se encontraron granos accidentales de cuarzo detrítico.

En este mismo sector, y también bajo la localidad de Trupán, este horizonte está cubierto por un depósito de flujo piroclástico pardo descompuesto, sobre el que se observa, cerca del cementerio, un depósito caótico diferente, formado sólo por detritos.

En el sector de Trupán, se observan también depósitos lacustres, que corresponden a las mismas Arenas Negras de Trupán-Laja, que en este sector fueron lavadas y parcialmente retransportadas al lago que se formó en esa área, como consecuencia del entrapamiento que originaron los propios flujos turbulentos y de alta energía (tipo oleadas), de arenas basálticas y líticos que remontaron ese lugar. Se trató de un lago somero, del que hoy aún existe un remanente (Laguna de Trupán), que permitió la redeposición selectiva de una parte de esas arenas (facies lacustres).

En el sector de Mirrihue, adosada a un pequeño afloramiento de roca fundamental y a la secuencia inferior del cono poligénico de Quilleco (QPcq1), está expuesta una terraza (cota 520 m) formada por las gravas finas arenosas grises de más de 2,5 m de espesor. Sus características son idénticas a las del sector de Trupán, por lo cual corresponden a la misma unidad (Qantl). Sobre este horizonte, se ha desarrollado un suelo residual cubierto por depósitos de flujos de detritos recientes del valle del Laja (Qfd), descritos más adelante.

En Las Mercedes, a orillas del camino anti-guo, aflora un nivel aterrazado con las gravas arenosas angulosas grises, con dos intercalaciones delgadas de cenizas ocreas (<20 cm). La alternancia es similar a la observada en la sección del horizonte expuesto en Mirrihue y Trupán, por lo cual son correlacionables. Dentro de este horizonte se encontró un bloque de 1,5 m de diámetro, lo que demuestra la gran energía de transporte de este material. Este depósito, también, tiene encima un suelo residual de ca. 20 a 30 cm de espesor.

En el camino a Peralillo, el depósito de oleada piroclástica formado por arenas y gravas finas angulosas alcanza la mayor potencia observada en el área, la cual sería del orden de 40 m de espesor. Está formado por sucesivos pulsos difíciles de individualizar, cada uno de los cuales varía desde ca. 10 cm hasta 2,0 m de espesor y son notables las estructuras onduladas y de laminación

(Lám. 2, Fig. 3) regímenes deposicionales varían, transicionalmente, de laminar a turbulento. Se pueden observar paleocanales de erosión simultáneos con la deposición, donde se encajan los flujos uno sobre el otro. Tienen diferente granulometría desde arenas hasta gravas con clastos angulosos y subredondeados de hasta 10 cm de diámetro. Los niveles de arenas con estructuras entrecruzadas, con fuerte laminación, mala selección del material (incluyendo clastos angulosos) y acuñamientos, revelan un proceso turbulento de transporte. Es posible reconocer pulsos de gravas angulosas con abundante matriz arenosa y otros típicamente hiperconcentrados. En efecto, algunos niveles de hasta 2,0 m de espesor, tienen gradación inversa en la base (0,5 m), una zona más gruesa hacia arriba con una mayor concentración de clastos, aunque soportados en una matriz rica en clastos angulosos imbricados (0,5 m) y un horizonte con gradación normal en la parte superior (1,0 m), lo cual asemeja un depósito de flujo de detritos laminar tipo lahar. Los diversos pulsos están separados por niveles muy delgados limo-arcillosos subhorizontales a inclinados, los cuales representan lapsos de deposición y cuya inclinación revela una alta energía de transporte. En cuanto a la composición, se trata de material volcánico tipo arena basáltica (con fragmentos de plagioclasa, olivino, piroxeno y vidrio escoriáceo basáltico), aunque se reconocen fragmentos de pómez de hasta 2 cm de diámetro (cuya concentración alcanza hasta un 5% del depósito en algunos niveles) y, ocasionalmente, clastos de granitoides. El depósito tiene en superficie, un suelo residual de ca. 50 cm de espesor.

En síntesis, cabe mencionar lo siguiente como característica principal de la unidad Arenas Negras de Trupán-Laja:

- El horizonte está compuesto por varios niveles o pulsos alternados y sucesivos de gravas muy finas arenosas angulosas imbricadas de composición basáltica, gravas gruesas arenosas y, localmente, por flujos de cenizas finas ocreas con vesículas.
- El conjunto muestra estratificación planar paralela y entrecruzada, imbricación, rasgos de gradación y ondulaciones.
- Algunos clastos angulosos de hasta 30 cm de diámetro se encuentran imbricados dentro de las gravas arenosas.

- Se pueden observar bloques y bolones de basalto de hasta 1,5 m de diámetro dentro del depósito.

- Entre los pulsos se distinguen niveles muy delgados limo-arcillosos de color ocre.

Sobre la base de estos antecedentes se puede sostener la idea que el depósito, en su conjunto, corresponde a pulsos de flujos de detritos volcánicos con una alta velocidad y energía de transporte, los cuales utilizaron volúmenes significativos de agua. Por otra parte, la homogeneidad del material sugiere que se trató de un proceso volcánico explosivo de tipo freatomagmático, debido a la abundancia de material anguloso (fragmentado), con violenta proyección de flujos piroclásticos turbulentos de alta velocidad, tipo oleadas de base húmeda dirigidas lateralmente ('wet pyroclastic base surges').

Esta idea significa, en consecuencia, que el flujo de arenas negras, gravas arenosas y aluviones intercalados pertenecientes a la unidad de Trupán-Laja, que descendieron por el valle del Laja, y la avalancha volcánica de Antuco, están temporalmente asociados y corresponden a resultados de un mismo evento volcánico.

Los procesos descritos durante y después de la erupción del volcán Bandai-San en 1888 y los productos resultantes (The Volcano Letter, 1930) serían muy similares a los depósitos observados en el valle del Laja. En el referido estudio se señala que esa erupción comenzó con fuertes explosiones de vapor de agua y proyecciones piroclásticas que incrementaron su violencia durante cerca de dos horas, hasta finalizar con descargas sucesivas dirigidas en forma lateral, la última de las cuales fue proyectada casi horizontalmente hacia el valle, acarreando materiales volcánicos fragmentados a velocidades de vientos 'huracanados'. Un enorme hongo en forma de paraguas se formó como resultado de las explosiones, oscureciendo totalmente la zona. En ese momento, ocurrió una gigantesca avalancha de detritos y rocas a una velocidad 'terrorífica' que sepultó el valle de Nagase, afectando un área de 70 km². También, se generaron corrientes de barro que tuvieron la capacidad de transportar grandes bloques y bolones de hasta 10 m de diámetro. Todos los pueblos fueron destruidos y sepultados en minutos(op. cit.)

Las denominadas Arenas Negras de Trupán-Laja corresponderían, en consecuencia, a los depósitos primarios de la oleada piroclástica húmeda y los flujos de detritos asociados. Las arenas ne-

gras que conforman el gran abanico que rellena y se extiende dentro de la Depresión Central, con su ápice en la salida del piedemonte del valle del Laja, corresponderían a depósitos secundarios del mismo material que fue removido y acarreado por los enormes flujos de detritos descritos más adelante (Qfd).

Depósitos de flujos piroclásticos (Qfp)

Bajo esta denominación se han agrupado los materiales de origen piroclástico, que cubren prácticamente toda el área de estudio, con un espesor que aumenta hacia el este y en los sectores más deprimidos, y que tiene un máximo observado de hasta 5 m, (Fig. 2). Se identificaron, a lo menos, tres depósitos de flujos piroclásticos cuyo espesor individual no supera los 2 m, localmente separados por depósitos de corrientes de barro o coluvios. Se trata de materiales volcanoclásticos formados por abundante ceniza (<90%), con fragmentos juveniles escoriáceos y pumíceos (<10%), además de líticos variados, volcánicos y accidentales (<10%), de hasta 5 cm de diámetro. Los depósitos son homogéneos, sin ordenamiento interno, lo cual revela un régimen de transporte de tipo flujo laminar, *i.e.*, tipo flujo piroclástico. La intemperización química los ha descompuesto a suelos residuales arcillosos, de color pardo, conocidos en el sur de Chile con el nombre mapuche de 'trumao'. Su origen está asociado a la actividad volcánica del volcán Antuco 2, que se edificó en el interior de la caldera que se formó cuando culminó la evolución del volcán Antuco 1.

Terrazas poligénicas bajas de Antuco (Qtba)

Corresponden a depósitos aterrizados de gravas, gravas arenosas y arenas con rosarios de bolones fluviales, con intercalaciones de materiales aparentemente volcanoclásticos (tipo lahar), sobre los cuales se asienta el pueblo de Antuco (Fig. 2).

Estas terrazas poligénicas se encuentran encajadas en el valle actual, adosadas a los flancos de los cerros, y evidencian los cambios climáticos recientes en el nivel base del río Laja. A lo largo de la vertiente sur del valle se distinguen, al menos, dos niveles disectados por el curso del río.

En su parte basal están compuestas de gravas

finas, medias a muy gruesas, clasto a matriz-sopordadas de líticos volcánicos y, en menor proporción, de rocas graníticas, generalmente mal seleccionadas. Limos y/o arcillas están presentes en muy poca cantidad, lo que señala, en general, la predominancia de un sistema fluvial con un alto régimen de flujo. También como testigos de este régimen está la presencia de numerosas estructuras de canales rellenos ('scour and fill'), que caracterizan la parte basal de estas terrazas.

En algunas secciones de estas terrazas, localmente, se observan delgados horizontes de flujos piroclásticos, reconociéndose dos niveles, lo que hace suponer un probable sincronismo de la parte basal de las terrazas bajas de Antuco (Qtba) con los flujos piroclásticos (Qfp) descritos anteriormente y que cubren a las demás unidades.

Encima de estas terrazas aparecen, localmente, horizontes lenticulares, arealmente pequeños, de arenas epiclásticas negras, iguales o similares a las que se reconocen en los depósitos de las Arenas Negras de Trupán-Laja (arenas del Laja), en espesores variables, pero delgados. No se trataría de depósitos primarios, sino de depósitos de las arenas de Trupán-Laja retrabajadas por procesos fluviales más recientes. Igualmente, se reconocen en la parte superior de estas terrazas, depósitos delgados y bastantes extendidos de flujos de detritos, que en este estudio han sido diferenciados como los 'depósitos de flujos de detritos del valle del Laja' (Qfd) (cf. *infra*), que son posteriores a las Arenas Negras de Trupán-Laja (Qantl). Tal como se comenta más adelante, estos depósitos se distribuyen, preferentemente, en un nivel de terrazas más bajo, en la caja del río, y sólo en determinados sectores se desbordan encima de otros niveles, tales como los de las terrazas bajas de Antuco y de otros superiores.

Las terrazas poligénicas bajas de Antuco se extienden a lo largo de todo el borde sur del valle y se les identifica, claramente, desde el pueblo Antuco hasta Calleuque, en la salida del río Rucúe al valle del Laja.

En el borde norte del valle del río Laja, la terraza poligénica baja de Antuco está morfológicamente bien desarrollada en el sector El Peumo, al lado de la Laguna Trupán, y al oriente del pueblo de Polcura. Parte de los materiales descritos encima de estas terrazas en el lado sur, se encuentran también al oeste del pueblo Polcura.

Depósitos de flujos de detritos del valle del Laja (Qfd)

En el valle del Laja se identificaron tres depósitos de gravas arenosas finas a gruesas, de muy mala selección, que rellenan el piso del valle como también recubren, localmente, algunas terrazas laterales más altas, inclusive las terrazas de las Arenas Negras de Trupán-Laja. Estas características revelan que se trata de depósitos de flujos de detritos con una alta energía de transporte. Según descripciones anteriores de otros autores, corresponderían a deposiciones clasificadas como 'aluvionales', y se trataría de varios episodios sucesivos.

Cerca del cementerio de Trupán, y sobre las Arenas Negras de Trupán-Laja, se observó un depósito caótico (Lám. 2, Fig. 4), de más de 1 m de espesor, de arena, gravas medias y bolones, el cual correspondería a un primer flujo de detritos. Se trataría, en este caso, de uno de los mayores depósitos de flujos de detritos recientes del Laja

('Aluvi3n 1'), puesto que tuvo la capacidad de remontar hasta ca. 30 m sobre el piso actual del valle.

En el sector de Mirrihue, encima de las Arenas Negras de Trupán-Laja, se reconoce una sección de depósitos clásticos ca3ticos que son atribuidos a estos depósitos de flujos de detritos del valle del Laja ('Aluviones' 1 y 2). Estos est3n representados por 2 niveles, separados por suelos residuales (Fig. 4).

En un pozo de empr3stido ubicado a 3 km al este de Villa Mercedes y, tambi3n, sobre las Arenas Negras de Trupán-Laja, se observan claramente 3 depósitos de flujos de detritos, que evidencian la ocurrencia de 3 episodios 'aluvionales': los 2 primeros con dos pulsos cada uno (a y b) y el 3ltimo con s3lo 1 pulso (Fig. 5) (Lám. 2, Fig. 5).

Los flujos de detritos del valle del Laja (Qfd) fueron generados por los enormes torrentes que se produjeron como consecuencia de la ruptura del represamiento del Lago del Laja, provocado por la avalancha volc3nica de Antuco (Qava).

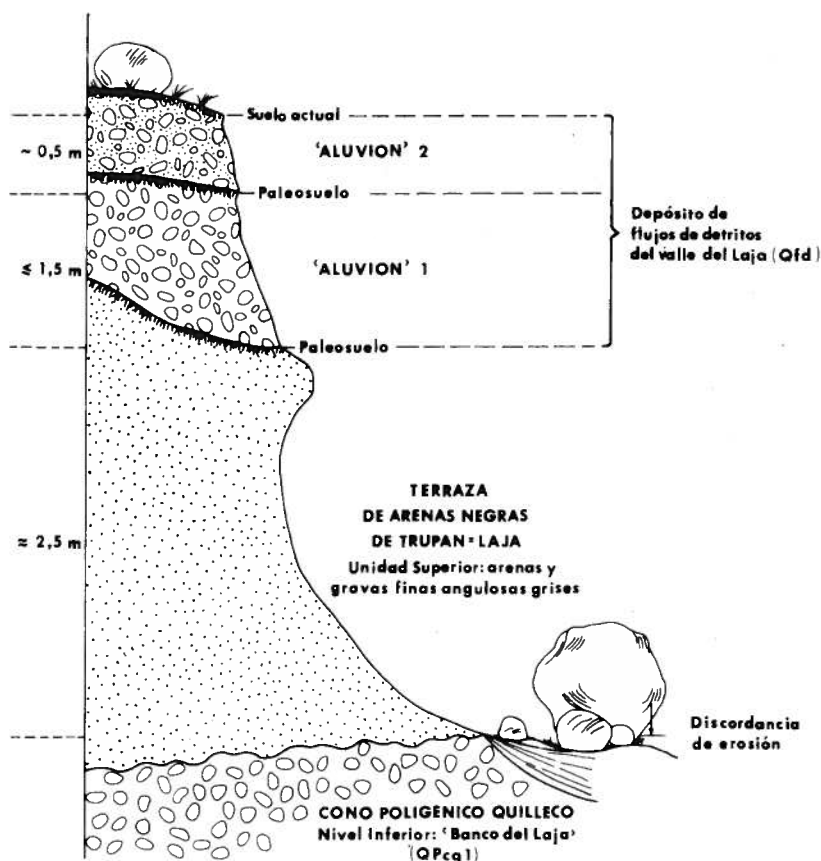


FIG. 4. Columna de la cantera de Mirrihue. Depósitos de flujos de detritos del valle del río Laja sobre una terraza de las Arenas Negras de Trupán-Laja. 'Aluvi3n 1': grava de mala selección, clastos angulosos de hasta 5 cm en matriz de arena gruesa basáltica; ocasionalmente, bloques de 1,5 m de diámetro. 'Aluvi3n 2': depósito grueso de grandes bloques en matriz gruesa, angulosa polimítica, rica en líticos (10% de roca fundamental) y con diversidad de material volcánico (90%).

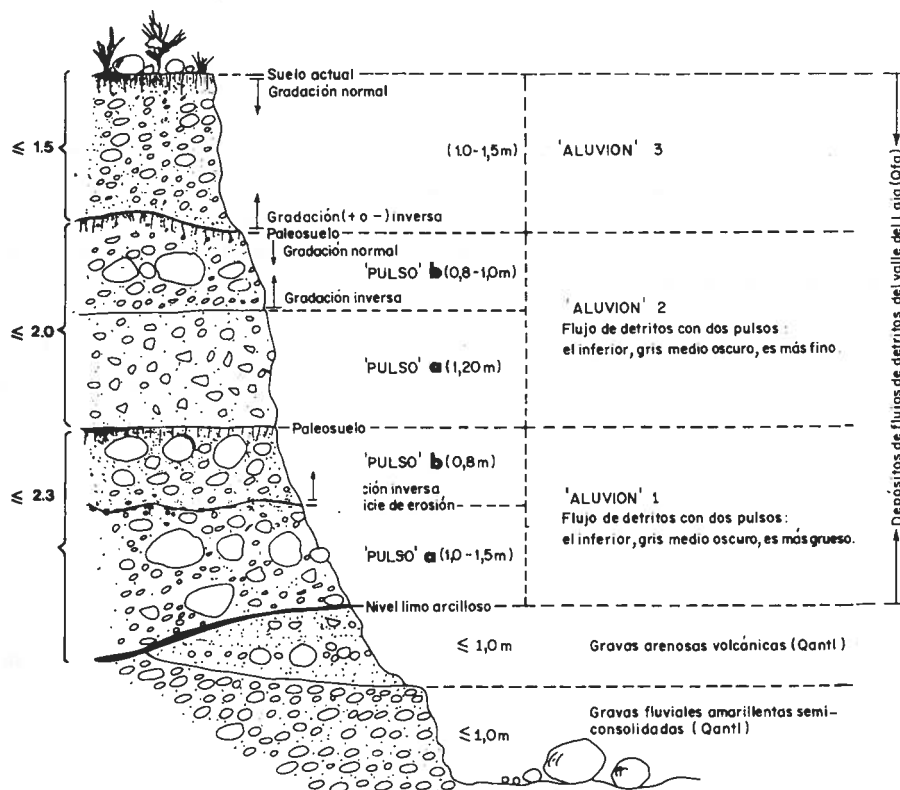


FIG. 5. Columna en cantera a 3 km al este de Villa Las Mercedes: 'Aluvión 1'; pulso a- horizonte bastante caótico, gris oscuro, con gradación inversa tipo lahar: matriz arenosa con clastos angulosos y redondeados, líticos tableados e imbricados; clastos de hasta 70 cm; pulso b- horizonte con clastos redondeados y angulosos de hasta 60 cm de diámetro; matriz bastante oxidada; polimíctico, pero con predominio de material volcánico, cierta imbricación. 'Aluvión 2'; pulso a- grava arenosa con clastos menores de hasta 30 cm de diámetro; matriz-soportada, homogénea, sin imbricación ni ordenamiento de los clastos, bastante material redondeado; pulso b- depósito caótico; color gris amarillento por oxidación. Clastos redondeados, polimícticos e imbricados. 'Aluvión 3'; grava gris oscura; imbricación desordenada en la parte media del horizonte, con mucha arena y mala selección, arena fina hacia el techo.

En su descenso por el valle del Laja estos flujos removieron, también, parte del material de la avalancha volcánica de Antuco y a los depósitos primarios de las Arenas Negras de Trupán-Laja, acarreado grandes volúmenes de este material volcánico hacia la Depresión Central.

Los depósitos de Remoción en Masa (Qrm)

La mayoría de los derrumbes o remociones en masa observados en el área son muy recientes y ocurren en unidades de baja o sin consolidación. En el caso de las caídas de bloques, desde farallones constituidos por rocas de la Formación Cura-Mallín, los depósitos son realmente pequeños, formados casi enteramente por bloques de diferentes tama-

ños originados por desintegración de las estructuras del bloque caído.

Sólo al norte del pueblo Polcura, se reconoce un deslizamiento importante (Fig. 2), relativamente más antiguo, que está constituido por rocas más blandas y deleznales de la Formación Cura-Mallín, totalmente perturbadas, formando lomajes suaves. Este deslizamiento alcanza hasta las terrazas fluviales más recientes y se extiende por encima de los depósitos de flujos de detritos del valle del Laja ('Aluvión 3'). Sus depósitos cubren una superficie de alrededor de 15 km²; tienen un espesor mínimo de 10 m y están constituidos por un material, predominantemente, de grano fino, con cantidades variables de fragmentos, principalmente volcánicos, del tamaño gravas y bloques.

En la parte alta del depósito, sin embargo, son abundantes los bloques de andesitas basálticas, de 1 a 3 m³ de volumen, provenientes de los estratos pleistocenos asignados al centro emisor Cordillera Lagunillas, que se extienden por encima de los estratos del Miembro Río Queuco en este sector.

Los depósitos fluviales antiguos (Qfa1) y recientes (Qfa2): ríos Laja, Rucúe y Manco

En general, los depósitos actuales de estos ríos están compuestos de gravas y gravas arenosas gruesas y, excepcionalmente, de sedimentos más finos de tipo arena, limo y/o arcilla. Los bolones transportados corresponden, principalmente, a rocas volcánicas lávicas y, en mucho menor proporción, graníticas.

El sistema deposicional del Laja, aunque conser-

va un canal bien definido, presenta similitudes con un sistema de ríos trenzados con alto régimen de flujo.

El sistema deposicional de río Rucúe, sin embargo, mantiene un sistema de canal relativamente profundo, excavado en roca y en depósitos de relleno aluvio-fluvial.

El sistema deposicional del río Manco tiene un régimen de flujo de baja energía y presenta un sistema de canal poco profundo, excavado en depósitos de relleno aluvio-fluvial.

La fuente de aporte de estos sedimentos son las rocas volcánicas de las formaciones aledañas al volcán Antuco y del Plutón del Laja, y de los sedimentos aluviales dejados sobre la planicie del valle que han sido retrabajados por los actuales cursos y de los materiales que localmente componen sus laderas erosionadas.

SINTESIS DE LA EVOLUCION GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICA CUATERNARIA DEL TRAMO SUPERIOR DEL VALLE DEL RIO LAJA

GENERALIDADES

El tramo superior del valle del río Laja fue modelado, principalmente, por la acción glaciaria pleistocena inferior en rocas estratificadas de las formaciones Cura-Mallín y Trapa-Trapa, además de rocas plutónicas. Numerosos afloramientos de la roca fundamental están aborregados. Posteriormente, los procesos asociados a la acción volcánica, tanto de la Sierra Velluda como del volcán Antuco, jugaron un papel preponderante en la geomorfología del valle superior del Laja.

En el flanco sur del valle del Laja, al oriente del río Malalcura, se reconoce un antiguo valle glaciario colgado, labrado en el plutón granodiorítico que allí aflora, relleno por coladas de lavas del Volcán Sierra Velluda (QPsv). También, se reconocen estrías glaciarias en la pared de la roca volcánica pleistocena (QPv) de Peluca y en la ignimbrita escoriácea de Mirihue, perteneciente esta última a los niveles inferiores del cono poligénico de Quilleco (QPcq1), que revelan el paso del hielo asociado a las últimas glaciaciones en la zona.

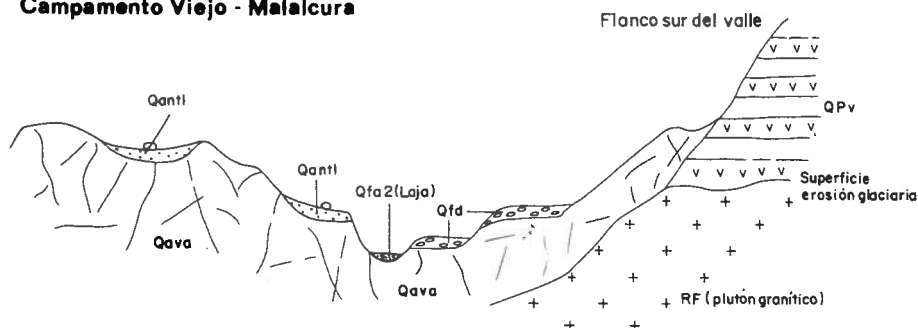
No obstante lo anterior, en los flancos y fondo del valle del Laja no se reconocen depósitos de morrenas, ya que éstos, fueron removidos y redistribuidos por efecto de los procesos dinámicos

posteriores. Sólo se reconocieron depósitos glacialacustres lenticulares, tipo 'varve', bajo otros de flujos de piroclásticos consolidados pertenecientes a la unidad inferior del cono poligénico Quilleco, en el sector del cerro La Meseta (QPcq 1).

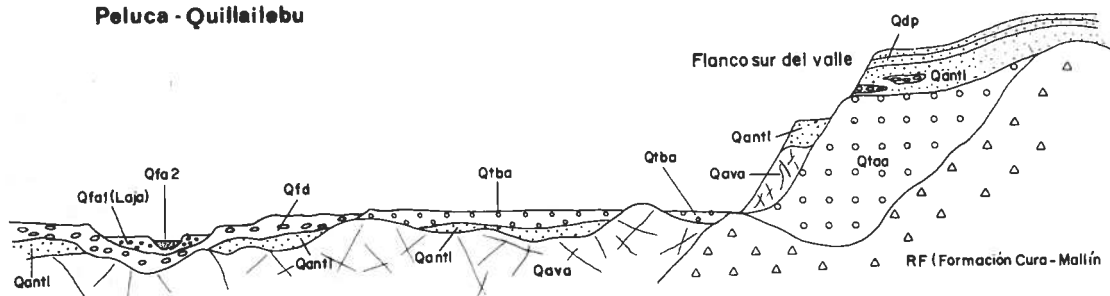
El relleno postglacial de la cuenca del Laja es, en consecuencia, fundamentalmente volcanoclástico, y los bloques y clastos de roca fundamental con estrías glaciales están incorporados a estos depósitos. En el Pleistoceno, el valle del río Laja sirvió de vía de evacuación de los materiales de distinta índole que se originaron por causa-efecto de la actividad del centro volcánico de Antuco, ubicado en su cabecera. En esa época, el sistema sedimentario se vio afectado, sensiblemente, por la presencia simultánea de erupciones, que generaron grandes volúmenes de material piroclástico, y por el crecimiento y posterior erosión de edificios volcánicos.

Los depósitos volcanoclásticos sin-eruptivos originados, se alternan con otros acumulados en períodos inter-eruptivos, durante los cuales el volcanismo tiene poca o ninguna influencia sobre el sistema sedimentario. En muchos episodios, de uno u otro tipo, interactuaron una diversidad de procesos geológicos (sedimentológicos, geomorfológicos y volcánicos que resultan de estas 2 situa-

Sector a
Campamento Viejo - Malalcura



Sector b
Peluca - Quillailebu



Sector c
Las Mercedes - Cerro Llanqui

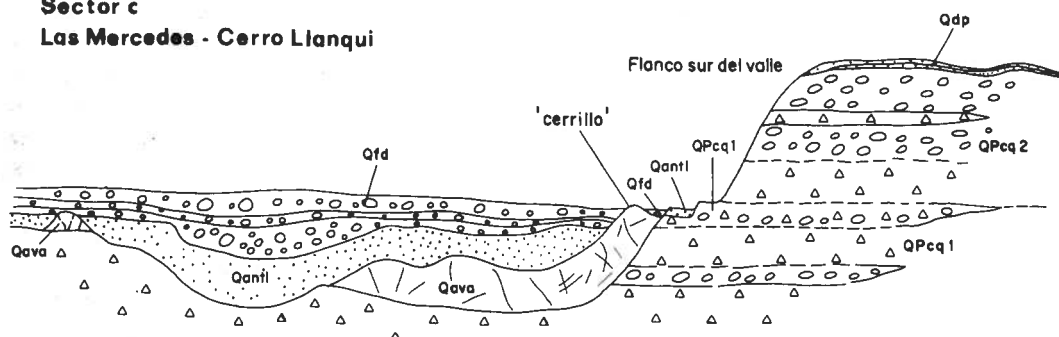


FIG. 6. Perfiles esquemáticos transversales al valle del río Laja, representativos de tres sectores diferentes, que muestran la relación temporal, espacial y morfológica de las principales unidades de depósitos cuaternarios en el tramo superior del valle del río Laja.

ciones distintas), lo que ocasionó una variación compleja en la distribución de litofacies y una dinámica intrincada de la morfología del relleno. Esto último dificulta bastante establecer correlaciones cronoestratigráficas y definir las diversas características que permitan asociar un determinado depósito a un ambiente deposicional o a otro.

En la actualidad, es posible reconocer en la morfología y materiales del área evidencias de avalanchas volcánicas, flujos laháricos y piroclásticos, que eyectaron y/o trasladaron a alta velocidad, con gran energía, los materiales que confor-

man el relleno del valle del Laja y que gran parte de estos materiales fueron, además, removidos y sedimentados mediante procesos de flujos de detritos y fluviales, también, de alta energía.

Para poder apreciar mejor la situación de los diferentes depósitos de relleno cuaternarios, su morfología y relaciones estratigráficas, se presentan en la figura 6 tres perfiles esquemáticos generalizados como representativos de tres sectores del valle del río Laja (a, b, c), cuya ubicación se muestra en la figura 2.

ORDEN SECUENCIAL DE LOS SUCESIVOS EPISODIOS CUATERNARIOS

1- El primer gran episodio volcano aluvio-fluvial conocido en el Cuaternario habría generado el Cono Poligénico de Quilleco (QPcq), asociado con las facies distales volcanoclásticas de la actividad temprana de los complejos volcánicos pleistocenos de Cordillera Lagunillas y Cerro Pan de Azúcar. Sucesivos flujos piroclásticos y laháricos, combinados con procesos sedimentológicos sin-volcánicos, condicionan la acumulación de secuencias volcanoclásticas medias y distales, hoy muy consolidadas (parte inferior del cono; uno o varios 'banco del Laja'; QPcq 1). Flujos de corrientes con un régimen de alta energía, generan depósitos fluviales con intercalaciones volcanoclásticas distales (parte superior del cono; QPcq 2). La parte alta del cono (unidad superior), se mantuvo hasta la actualidad expuesta a la intemperización, provocando una avanzada alteración del material y formando lo que en la literatura geológica se conoce como 'rodados multicolores' (Hauser, 1986).

2- Se desarrolla a continuación un episodio deposicional inter-eruptivo, que genera las terrazas poligénicas de Altos de Antuco (Qtaa), en el que el volcanismo tuvo poca o ninguna influencia sobre el sistema sedimentario. Corresponderían a las terrazas fluviales más altas y antiguas conocidas en el valle del río Laja, compuestas por gravas de bolones, gravas gruesas arenosas, con intercalaciones de arenas moderadamente consolidadas.

3- Asociado a una violenta erupción freato-magmática del volcán Antuco ancestral, se produce el colapso gravitacional del cono del volcán Antuco 1, y la formación de un 'anfiteatro' de 4 km de diámetro abierto hacia el oeste, que provocó una voluminosa avalancha (Qava) que descendió, a lo menos, 40 km por el valle del Laja. Los depósitos de este episodio catastrófico, ocurrido 9.700 ± 600 a.A.P., alcanzan a remontar las terrazas poligénicas de Altos de Antuco. El lago del Laja fue represado por parte del material de la avalancha volcánica y su nivel subió ca. 100 m por sobre su cota actual.

Casi simultáneamente con la avalancha volcánica (Qava), o inmediatamente después de ella, se producen sucesivas descargas de oleadas o flujos piroclásticos turbulentos, de tipo oleadas húmedas, compuestas por cenizas basálticas, confinadas lateralmente, que dieron origen a los horizontes de

Arenas Negras de Trupán-Laja (Qantl). Estas se mezclan con grava fina angulosa y se depositan encima del material de la avalancha y, también, sobre la terraza poligénica de Altos de Antuco, encajada en los flancos del valle.

4- A partir de la evolución del volcán Antuco 2 (actual) se produce la emisión de, a lo menos, tres flujos piroclásticos sucesivos (paleosuelos y depósitos de corrientes de barro locales entre ellos), los que acumularon depósitos de variados espesores encima de las unidades morfológicas pre-existent. Los depósitos de estos flujos piroclásticos son homogéneos, sin ordenamiento interno y con un régimen de tipo flujo laminar. Ellos se reconocen cubriendo tanto a la roca fundamental (Formación Cura-Mallín) como a depósitos del cono poligénico de Quilleco, de la avalancha volcánica Antuco, de las terrazas poligénicas Altos de Antuco y de las Arenas Negras de Trupán-Laja. Actualmente, aparecen muy intemperizados, formando suelos residuales arcillosos tipo 'trumao'.

Sincrónicamente con los últimos flujos piroclásticos, se desarrolla la terraza poligénica baja de Antuco (Qtba), asociada a un sistema deposicional sin-eruptivo, pero con poca influencia del volcanismo (Antuco 2) en el sistema sedimentario.

5- Se produce la ruptura del represamiento primitivo del lago del Laja, que había sido provocado por la avalancha volcánica de Antuco (Antuco 1), y se descarga un torrente que generó, a lo menos, 3 flujos de detritos, que se encauzaron por el valle del río Laja. Estos flujos alcanzaron a remontar la terraza poligénica baja de Antuco (Tba), que tiene ca. 20 m sobre el lecho actual, y a los niveles de Arenas Negras de Trupán-Laja (Qantl) en aquellos lugares más encajonados (Mirrihue y el cementerio de Trupán), pero donde alcanzan desniveles superiores a 30 m sobre el cauce del río. Estos enormes flujos de detritos removieron parte de las Arenas Negras de Trupán-Laja hacia la Depresión Central y, también, la mayor parte del material de la avalancha volcánica; gran parte del sector axial de esta última aparece, hoy, como una superficie aterrazada cubierta con depósitos aluvionales, con varios niveles o gradas, sobre el cual sobresale uno que otro cerrillo (cumbre de algunos 'hummocks').

Algunos flujos de detritos menores también pudieron deberse, al rompimiento de lagos pequeños y aislados formados por los materiales de la avalancha volcánica depositados frente a las que-

bradas afluentes del Laja (río Malalcura y Estero Quillailebu).

6- Finalmente, la constante actividad en el sistema deposicional de la subcuenca superior del Laja en periodos sin-eruptivos posteriores, es la responsa-

ble de las demás unidades cuaternarias observadas en el área, como serían los depósitos de terrazas fluviales recientes y actuales de los ríos Laja, Rucúe y Manco.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al proyecto Fondecyt No. 198-0136 y a la Empresa Eléctrica Colbún-Machicura S.A., la oportunidad de realizar este estudio y el apoyo entregado a través de su desarrollo. Agradecen, también, a los editores Sres. W. Hildreth (U.S. Geological Survey) y A. Hauser (Sernageomin), quienes revisaron críticamente este

trabajo, por sus sugerencias y valioso aporte entregado en beneficio del mismo. Igualmente, los autores desean expresar, su gratitud a V. Pérez (digitación) y a J. Oliva (dibujos) (Universidad de Chile) por su excelente disposición y eficiente colaboración en la confección de las figuras.

REFERENCIAS

- Abele, G. 1981. Trockene Massenbewegungen, Schlammstrome und rasche abflüsse: dominante morphologische vorgänge in den chilenischen Anden. *Mainze Geographisches Institut der Johannes Gutenberg-Universität (Mainzer Geographische Studien)*, No. 23, 102 p.
- Brüggen, J. 1914. Los carbones del Valle Longitudinal i la Zona Carbonífera al Sur de Curanilahue, en la provincia de Arauco. *Sociedad Nacional de Minería, Imprenta Barcelona*, 56 p. Santiago.
- Brüggen, J. 1941. El volcán Antuco y la geología glacial del valle del Laja. *Revista Chilena de Historia y Geografía*, Tomo 91, No. 99, p. 356-385.
- Domeyko, I. 1846. Memoria sobre la Estructura Geológica de Chile en la Latitud de Concepción, desde la Bahía de Talcahuano hasta la Cumbre de la Cordillera de Pichachén y Descripción del Volcán Antuco. *In* Domeyko, I. 1903, Geología, Vol. 5. *Imprenta Cervantes*, p. 123-172. Santiago.
- Empanan, C.; Suárez, M.; Muñoz, J. 1992. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 71, 1:250.000.
- Gajardo, A. 1981. Hojas Concepción-Chillán, Región del Bío-Bío. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares de Chile*, No. 4, escala 1:250.000.
- González, O.; Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación*, No. 24, 121 p.
- Hauser, A. 1986. Los Rodados Multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 27, p. 69-83.
- MacPhail, D. 1966. El gran lahar del Laja. *In* Estudios Geográficos. *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, p. 133-155.
- Moreno, H.; Varela, J. 1985. Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la Región Central y Sur de Chile. *In* Suelos volcánicos de Chile (Tosso, J.; editor). *Instituto de Investigaciones Agropecuarias*, Capítulo 6, p. 491-526. Santiago.
- Moreno, H.; Thiele, R.; Lahsen, A.; Varela, J.; López, L.; Vergara, M. 1985. Geocronología de Rocas Cuaternarias en los Andes del Sur entre las latitudes 37° y 38°S, Chile. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 40, Nos. 3-4, p. 297-299.
- Moreno, H.; Lahsen, A.; Varela, J.; Vergara, M. 1986. Edades K-Ar de rocas volcánicas cuaternarias del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda, Andes del Sur, 37°27'S. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 36, p. 27-32.
- Muñoz-Cristi, J. 1960. Contribución al Conocimiento Geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. *Revista Minerías*, Vol. 15, No. 69, p. 2847.
- Niemeyer, H.; Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío-Bío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 57, 1:250.000.
- Smith, E.R.I. 1855. Los Araucanos. Notas sobre una gira efectuada entre las Tribus Indígenas de Chile Meridional. Traducido al castellano por R.E. Latcham. *In* Colección de Autores Extranjeros relativos a Chile. Segunda serie, 1915, Vol. 5. *Imprenta Universitaria*, 241 p. Santiago.

The Volcano Letter. 1930. Hawaii, U.S.A.

Varela, J.; Moreno, H. 1982. Los Depósitos de Relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Bío-Bío. *In Congreso Geológico de Chile, No. 3, Actas*, Vol. 2, p. F280-F306. Concepción.

Varela, J.; Moreno, H.; Lahsen, A.; Vergara, M. 1988. Los depósitos de relleno cuaternario del curso superior

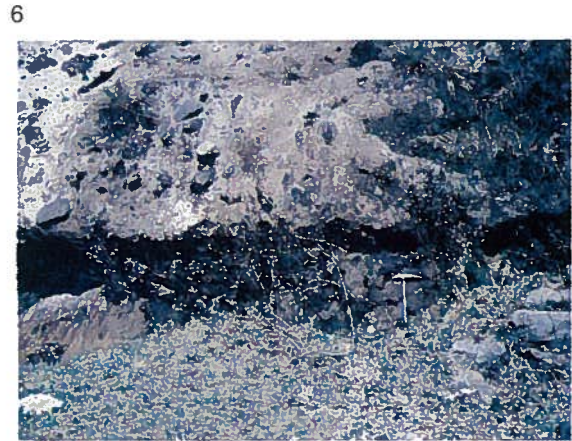
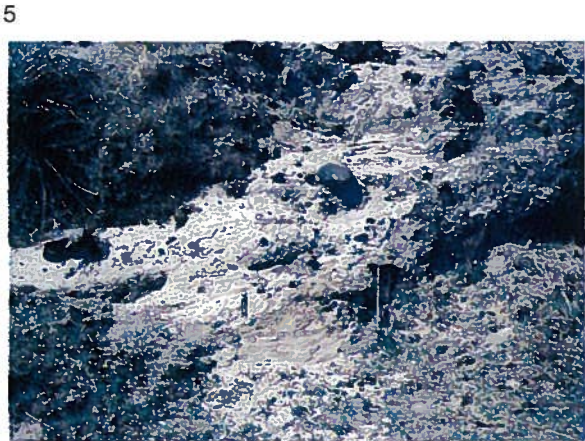
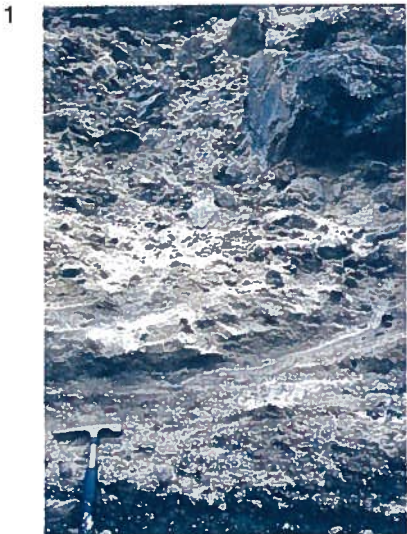
del río Laja (VIII Región). *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 2, p. D159-D177. Santiago.

Vergara, M.; Katsui, Y. 1969. Contribución a la Geología y Petrología del Volcán Antuco, Cordillera de los Andes, Chile Central. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación*, No. 35, p. 25-47.

LAMINA 1**Figuras 1-6**

- 1 Detalle de los bloques y matriz de las brechas volcánicas originadas por flujos piroclásticos turbulentos ('surges' u oleadas) y laminares (coladas) de la unidad inferior del Cono Poligénico de Quilleco (**QPcq1**), en el cerro de Mirrihue.
- 2 Plataforma 'banco del Laja' y niveles superiores, cenizas, tobas, 'surges' y brechas volcánicas consolidadas (**QPcq1**) en el cerro Mirrihue; la flecha indica un molde de árbol tumbado.
- 3 Molde de árbol en posición vertical dentro de los tres niveles brechosos consolidados más altos de la unidad inferior del Cono Poligénico de Quilleco (otros 'bancos del Laja' (**QPcq1**), en el cerro de Mirrihue.
- 4 Detalle de facies volcanoclásticas consolidadas fluviales finos y gruesos (**QPcq1**), en el sector La Meseta, junto al río Rucúe.
- 5 Detalle de depósito glacialacustre lenticular tipo 'varve', bajo los depósitos de flujos piroclásticos consolidados (**QPcq1**), en el sector de La Meseta.
- 6 Detalle de la secuencia del cerro La Meseta (**QPcq1**); paleosuelo con turba desarrollada en una toba de ceniza, donde se sacó la muestra para datación por medio del método C¹⁴ (en el mismo sitio de MacPhail, 1966), bajo un depósito de flujo piroclástico consolidado en el sector de La Meseta.

LAMINA 1



LAMINA 2**Figuras 1-5**

- 1 Terrazas poligénicas de Altos de Antuco (**Qtaa**). Gravas gruesas a media y fina, con intercalaciones de areniscas y limos, en el flanco sur del río Rucúe, en su salida al valle del Laja.
- 2 Arenas basálticas de los depósitos de Arenas Negras de Trupán-Laja (**Qantl**), alternando con flujos de cenizas ocre, en la bajada del camino del cementerio de Trupán.
- 3 Detalle del afloramiento de los depósitos de la unidad superior de las Terrazas Poligénicas de Trupán-Laja (**Qantl**); pulsos con laminación, ondulaciones tipo dunas y niveles con clastos subredondeados, en el sector del camino a Peralillo.
- 4 Depósitos de flujos detríticos del valle del Laja (**Qfd**). 'Aluvión 1', con 2 pulsos, sobre los depósitos de las Arenas Negras de Trupán-Laja (**Qantl**), en el sector del cementerio de Trupán.
- 5 Cantera a 3 km al este de Las Mercedes. De abajo hacia arriba: **Qfd (1)**: depósito del pulso 1 del primer aluvión (flujo de detritos del valle del Laja, de color gris, medio oscuro; **Qfd (1)**: depósito del pulso 2 del primer aluvión (flujo de detritos) del valle del Laja, de color gris amarillento, con desarrollo de paleosuelo.
Qdf (2): depósito del pulso 1 del segundo aluvión (flujo de detritos del Laja, de color gris medio oscuro (más delgado y con imbricación); **Qfd (2)**: depósito del pulso 2 del segundo aluvión (flujo de detritos) del Laja, más grueso y de color gris amarillento, con desarrollo de paleosuelo.; **Qfd (3)**: depósito del tercer aluvión (flujo de detritos) del Laja, de color gris medio oscuro y desarrollo del suelo actual.

