

ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL TRAMO MEDIO E INFERIOR DE LA CUENCA DE DRENAJE DEL RÍO CURRI LEUVÚ, NEUQUÉN

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ¹ y Andrés FOLGUERA^{1,2}

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. E-mail: efgonzalezdiaz@gmail.com

² Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires. E-mail: folguera@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Se describen las geoformas individualizadas en el área de la cuenca de drenaje que tiene como eje el valle del río Curri Leuvú. El estudio ha permitido no sólo explicar las características del relieve de la región, sino también diferenciar algunas formaciones no consideradas en previas investigaciones, demostrando la utilidad de la investigación geomórfica para la distinción de unidades geológicas más jóvenes, en particular aquellas cuaternarias. Se han diferenciado trece grandes unidades geomorfológicas, las que generadas por diversos procesos geomórficos, han determinado el carácter complejo del paisaje regional. Se reconoció una concentración de la morfogénesis glaciaria en la zona occidental correspondiente a la cordillera del Viento; un paisaje volcánico que predomina en los sectores norte y este y un control estructural que ha determinado la morfología que expone el proceso fluvial en el área centro-sur. Un importante deslizamiento es localizado en las cercanías de Tricao Malal. La metodología empleada ha sugerido la incorporación de nuevas formaciones al cuadro geológico regional del área de estudio.

Palabras clave: *Morfogénesis glaciario, control estructural, deslizamiento.*

ABSTRACT

Geomorphologic analysis of the lower and middle section of the drainage basin of the Curri Leuvú river, Neuquén.

The geomorphologic analysis of the study area led to distinguish some formations not considered in previous geological research, as well as to explain the characteristics of the present relief. Thirteen principal geomorphic units produced by different geomorphic processes are recognized. Their variety and incidence through the time are expressed in the glacial morphogenesis concentrated in the western part of the Cordillera del Viento, in the volcanic landscape that predominates in the northern and eastern sectors (calderas, volcanoes, lava flows), in the structural control that defines the morphology of the fluvial process in the central zone and a firstly recognized important landslide to the north of Tricao Malal. As a result of the methodology employed two geological units of different age in the western part of the Tromen-Waile volcanic field were distinguished, which were initially interpreted as a single formation. A limited but consistent structural analysis of the region is also included.

Keywords: *Glacial morphogenesis, structural control, landslide.*

INTRODUCCIÓN

En general, la identificación y consecuente diferenciación de las unidades geomorfológicas y más ocasionalmente de formaciones geológicas del Cuaternario, suele ser deficitaria o hallarse pobremente expresada en las exposiciones y representaciones gráficas de los estudios geológicos.

El área de estudio constituye un buen ejemplo de ello. En esta presentación se analizan los rasgos geomorfológicos de

la cuenca de drenaje del río Curri Leuvú, que constituye el eje central del drenaje de la región. Es tributario del arroyo Chacay Melehue, quien a su vez lo es del río Neuquén. Situado en el noroeste del Neuquén, su tramo superior suele conocerse como río Domuyo, con nacientes en el cerro homónimo.

Un aporte de interés, más allá del carácter esencialmente geomórfico del análisis, ha sido el reconocimiento informal de algunas nuevas unidades geológicas hasta ahora no distinguidas o que mos-

traban cierta confusión en cuanto a su génesis. Han sido provisoriamente asignadas al Cuaternario.

SITUACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Ubicada al norte de Chos Malal (36°38'S) (Fig. 1), su límite septentrional natural componen los valles de los arroyos Covunco (con drenaje al oeste, hacia el río Varvarco) y Chadileo (hacia al este, al río Barrancas). Hacia el sur (37° 22'S), lo de-

termina el curso del arroyo Chacay Melhue. La cordillera del Viento constituye la mayor parte de su borde oeste y al naciente, el meridiano 70°15'S y los tramos distales de las coladas de los cercanos volcanes Tromen y Waile, demarcan su margen oriental.

METODOLOGÍA

Se contó con una excelente cobertura de fotos aéreas e imágenes satelitales Landsat. Estas últimas sirvieron de base para la confección de un mapa geomorfológico a escala 1:100.000, el que posteriormente fue reducido a una escala apta para su publicación.

Antecedentes geológicos tales como aquellos de Groeber (1947), Folguera *et al.* (2007) y Llambías *et al.* (1979), sumados a algunos reconocimientos de campo de los autores, constituyeron un apoyo básico para el entendimiento de la geología regional del sector norte del estudio. Para su tramo austral -al sur de Tricao Malal- se recurrió al antiguo estudio de Zollner y Amos (1973) y la más actualizada información de la Hoja Chos Malal (Leanza 2010).

Se incorporó un mapa esquemático (Fig. 2), que expone en forma aproximada la distribución y los límites de las grandes unidades morfológicas, las que son diferenciadas en forma correlativa con polígonos irregulares identificados con los números del 1 al 13. En las figuras 3a y 3b, se representan las geoformas principales de la carta geomórfica de la región. Las unidades geomorfológicas reconocidas no sólo exponen diferencias genéticas y geomorfológicas, sino también aquellas composicionales y temporales. Se han diferenciado las siguientes unidades geomorfológicas: 1) Campo volcánico noroccidental; 2) Campo de lavas de los cerros de la Pampa de Serranía; 3) Campo volcánico nororiental de los cerros de La Cruzada y Cajón del Norte; 4) Paisaje del exhumado intrusivo del cerro Palao; 5) Paisaje de los complejos *stocks* y filones del límite Cretácico superior-Terciario; 6) Paisaje estructural homoclinal; 7) Paisaje

de la morfogenia glaciaria; 8) Geoformas de la remoción en masa; 9) Paisaje estructural de anticlinales y sinclinales; 10) Paisaje con inversión del relieve; 11) Campo de lavas del cerro Chororal-Loma Fiera; 12a) Flanco occidental del campo lávico Tromen-Waile; 12b) Planicies estructurales lávicas y 13) Escarpa de falla Atreuco-Butaló (tipo *Awatere?*)

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL PAISAJE REGIONAL

Corresponde al tipo complejo, por su morfología genéticamente relacionada con diversos procesos geomorfológicos dominantes. Predominan arealmente los exógenos tales como el fluvial, glaciario o remoción en masa, los que conjuntamente con el endógeno del volcanismo, caracterizan el paisaje actual. También se comprobó su carácter multicíclico, por su evolución durante más de un ciclo de erosión, como se observa en los sistemas de terrazas y en la inversión del relieve.

Se reconoce un marcado control de la red de drenaje principal por lineamientos estructurales de índole regional tales como fallas y fracturas, con predominio de la orientación general N-S, como en el caso del valle del río Curri Leuvú. Éste, analizado en detalle, muestra una disposición espacial controlada por una sucesión de tramos alternados menores dispuestos al NE y NNO.

Otros ejemplos son el tramo superior del curso del Molulco y el del arroyo Mogollillos, de disposición norte-sur. Un lineamiento NNO controla el tramo inferior y medio del Molulco.

La parte norte del valle del Curri Leuvú -entre la caldera de Colimamil (N) y el extremo sur del cerro Coyocho Grande- expone un perfil transversal en V y una reducida planicie aluvial. Más al sur y a partir este último paraje, se amplía alojando una amplia planicie aluvial y varios niveles de terrazas. Explicaría esa disparidad el pasaje de un ambiente de rocas resistentes de volcanitas cenozoicas, al más friable de las sedimentitas mesozoicas.

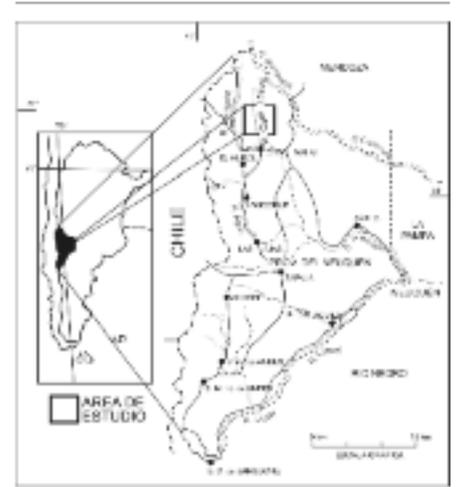


Figura 1: Ubicación del área de estudio.

El régimen de los cursos mayores es del tipo permanente, alimentados por ablación de la nieve invernal y precipitaciones pluviales.

DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOMÓRFICAS (UG)

Diversos episodios de deformación regional del noroeste neuquino, han participado en el desarrollo de la estructura de plegamientos y de corrimientos que caracteriza importantes sectores del área. Se los relaciona con etapas diastóricas del inicio y final del Mesozoico y del Mioceno superior (Folguera *et al.* 2007). El activo magmatismo cenozoico, se manifiesta principalmente mediante un extenso y voluminoso volcanismo. El análisis geomorfológico del relieve regional permitió reconocer una amplia variedad tipológica de geoformas (Figs. 3a y 3b), las que son definidas y descritas teniendo en cuenta la incidencia de la estructura geológica preexistente y el proceso geomórfico generador.

GEOFORMAS MODELADAS POR EL PROCESO FLUVIAL

Se establece en su descripción una distinción entre aquellas donde la estructura preexistente alcanzó importancia decisiva para su caracterización morfológica y

vos de los cerros Palao y Domuyo.

Allí el tramo medio del valle del arroyo Quilmanu, aparece dispuesto transversalmente disectando al cuerpo ígneo, proceso posterior a la previa denudación de su cobertura mesozoica (exhumación).

La zona oriental (UG 9), caracterizada estructuralmente por anticlinales y sinclinales fallados y fuertemente degradados, se extiende aproximadamente desde el sur de la localidad de Tricao Malal, hasta el valle del arroyo Chacay Melchue.

Su paisaje más complejo y variado que el anterior, desaparece hacia el este bajo las coladas distales del sector más oriental del campo volcánico Tromen-Waile. Una estrecha faja de relieve similar, se reconoció inmediatamente al oeste del valle del río Curri Leuvú, al pie de la denominada zona occidental.

Expone reducidos sectores cubiertos por delgadas acumulaciones propias de unos remanentes de pedimentos del tipo cubierto (*concealed pediment*), observados en el tramo sur e inferior del arroyo del cerro Negro o al sur de Tricao Malal. En el sentido de Derruau (1981), los hay del tipo frontal y reverso, según la coincidencia o no de sus superficies de erosión con la inclinación de las capas sedimentarias subyacentes.

Se reconocen amplios valles anticlinales (*breached anticlines*) y sinclinales, complejo morfológico al que se asocian algunos valles homoclinales, al igual que las típicas “narices” y “bateas” de anticlinales y sinclinales, por buzamiento de sus ejes. Se los observa particularmente en el área entre el arroyo Liuco, Tricao Malal, el cerrito de China Muerta y el cerro Negro. Filones-capas del cerro Negro, remarcen esas características estructurales.

Tramos del valle del río Curri Leuvú han sido considerados como ejemplos de valle sinclinal (Folguera *et al.* 2007). Sin embargo en la figura 4 del citado trabajo (perfil Cordillera del Viento-Chos Malal *fold and thrust belt*), grafica una falla inversa coincidente con la posición del valle, que pone en duda aquella consideración.

Resultaría válida su definición como del tipo de falla y longitudinal respecto de la

estructura. Otros valles de similar control estructural, son algunos afluentes del Chacay Melchue. Se hallan en el sector suroeste de esta zona también condicionados por el control que para su localización, ejercieron planos de debilidad correspondientes a diversos sobrecorrimientos (Leanza 2010).

La red de drenaje expone diseños en enrejado y rectangular-angular, hasta rectangular y dendrítico, esto último particularmente en cursos de orden 1. También se observaron tramos cortos del tipo transversal a estructuras menores norteesur, cuyo origen no ha sido analizado.

Paisaje del ambiente mesozoico caracterizado por inversión del relieve: (UG 10) La inversión del relieve resulta ser un fenómeno observado comúnmente al naciente de la zona oriental (9). Su presencia se relacionaría genéticamente con dos situaciones o condicionamientos previos, bien diferentes.

Una de ellas respondería a las instancias propias de la degradación por un ciclo fluvial de una estructura de plegamiento, luego del alcance del estado de madurez. La otra está relacionada con la invasión y colmatación de algunos valles labrados en las sedimentitas mesozoicas, por flujos lávicos distales del cercano campo volcánico Tromen-Waile.

En el primer caso, la inversión del relieve se expresa morfológicamente en forma de bajas serranías sinclinales (*synclinal ridges*). Un excelente ejemplo lo constituye la llamada Pampa Grande, donde el núcleo de un sinclinal compuesto por la Formación Tordillo, compone la cumbre de una ancha divisoria.

Una situación similar se observa en las adyacencias occidentales del valle del río Curri Leuvú, a la latitud del cerrito Cañañan. Depósitos glacioluviales que se corresponden a los rodados ascendidos de Zollner y Amos 1973), constituyen la cobertura de una estrecha y chata divisoria -que aloja al cerrito y a una pequeña laguna- enmascarando un fenómeno de inversión de relieve. El infrayacente es una baja serranía sinclinal, cuyo núcleo tam-

bién remata con la Formación Tordillo.

La segunda alternativa debe su origen a la invasión y encauzamiento de delgados flujos lávicos, a lo largo de cortos tramos de algunos valles fluviales del ámbito del Mesozoico plegado. Sus mejores ejemplos aparecen adosados a las márgenes occidentales del extenso campo volcánico Tromen-Waile, que constituyó la fuente de proveniencia de esas delgadas coladas.

Para ello, el desarrollo de un fenómeno de erosión diferencial fluvial, con participación asociada de la remoción en masa ha sido determinante. La resistencia dispar a la erosión, entre la litología de las coladas y aquella de las sedimentitas mesozoicas, se tradujo en la citada inversión del relieve.

Este proceso se reconoce en un conjunto de chatas, estrechas y continuas divisorias que separan pequeños valles que las marginan. Se las halla en los tramos inferiores de los valles de los arroyos Chapúa y los cercanos Agua de la Piedra, Ciénaga de Reta. Ocasionalmente constituyen remanentes aislados por mayor degradación.

Paisajes de origen similar se observan en las cercanías de la afluencia del arroyo Liuco al río Curri Leuvú. Los representan unas pequeñas mesillas (planicies estructurales lávicas), que se hallan al oeste del pueblo de Tricao Malal y también en el más austral y vecino arroyo Aguada del Rodeo.

Groeber (1946) ha vinculado el desarrollo de este peculiar paisaje, con emisiones postglaciarias y distales occidentales del volcán Waile, a las que asigna a su Basalto VII del Holoceno.

EL PROCESO DE LA REMOCIÓN EN MASA

El fenómeno gravitacional más importante de la región, se ubica al norte de Tricao Malal (UG 8), al pie del flanco suroeste del braquianticlinal generado por el intrusivo del cerro Palao lo representa el extenso deslizamiento de Malal Cura, que se desarrolló al pie del faldeo occi-

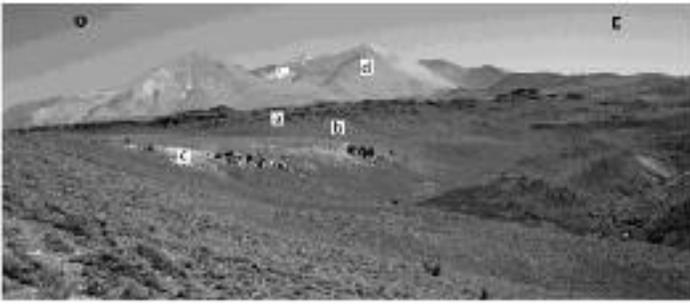


Figura 4: Coladas (a) provenientes del campo lávico basáltico de los cerros Tromen y Waile, que facilitaron los ejemplos de inversión del relieve (b) en la zona del arroyo Casa de Piedra. Afloramientos claros de ignimbritas (c). Al fondo el cerro Palao (d).

dental del pequeño volcán homónimo (González Díaz 2009). Sus acumulaciones alcanzan gran extensión superficial (27 km²).

Expone una escarpa de desprendimiento extensa (15,3 km) y relativamente baja, que configura una amplia concavidad con numerosas irregularidades (senos y salientes menores), que le dan un aspecto dentado. Sus desniveles varían entre los 30-50m.

El deslizamiento involucró prácticamente el colapso de la mitad del volumen del volcán Malal Cura, seccionado por la pérdida total de su lateral oeste. En planta remeda un aportillamiento original en planta, pero ello es un resultado del proceso gravitacional.

Sus acumulaciones están integradas por heterogéneos clastos de sedimentitas mesozoicas de la parte superior de la Formación Agrio, distribuidas marginal y periclinalmente al braquianticlinal del cerro Palao. Hay participación de componentes clásticos pertenecientes a las coladas occidentales suprayacentes del Malal Cura, las que a diferencia de las subyacentes pelitas plásticas de la Formación Agrio, sólo tuvieron una participación pasiva para el desarrollo del movimiento.

El área del deslizamiento muestra un dominante diseño dendrítico y en irregular superficie aparecen pequeñas depresiones, que alojan efímeros cuerpos lagunares.

Se propone que excesivas precipitaciones en tiempos postglaciares fueron la causal del desprendimiento, el que correspondería al tipo rotacional, pero de carácter múltiple, retrógrado y progresivo. Esta propuesta genética general, incluye a todos los deslizamientos y flujos reco-

nocidos en el área de estudio, a los que también se los adjudica una edad postglaciaria, coincidente con el mejoramiento climático cuaternario.

Otro deslizamiento de menor porte es el del arroyo Mogolillo que se halla en el extremo sur del cerro Coyocho, entre los valles del río Curri Leuvú y el arroyo Mogolillo. En el movimiento del tipo rotacional, participaron sedimentitas mesozoicas y volcanitas de la Formación Charilehue.

En la margen derecha del tramo superior del valle del arroyo Colimamil (UG 3) y en las adyacencias a la caldera homónima, se reconoció un deslizamiento rotacional en el ambiente de la Formación Charilehue, el que exhibe varias muescas de desprendimientos adyacentes, coalescentes. Otros menores se observaron en el curso inferior de los arroyos del Cajón del Medio y del Grande (UG 5).

Inmediatamente al norte de la desembocadura del arroyo La Turbia al río Curri Leuvú (UG 5) se distinguió un deslizamiento del tipo flujo, cuyos depósitos conforman una delgada y larga acumulación de detritos (*debris flow*), con desprendimiento en la Formación Charilehue. Esta unidad es muy proclive a este tipo de remoción en masa. Al norte de este deslizamiento y también en el ámbito de dicha formación, aparecen varios deslizamientos del tipo flujo.

La cercana lagunita La Turbia (UG 4), situada en la parte interna y oeste de la depresión marginal del denudado domo del cerro Palao, debe su origen a la obstrucción del arroyo homónimo por las acumulaciones de un deslizamiento de flujo denso.

Pese a que se halla más al norte y fuera de

los límites del estudio, vale mencionar como antecedente, el reconocimiento fotogramétrico de un importante deslizamiento en el valle del arroyo Cobunco - localizado al sur del Cerro Domuyo - entre el faldeo sur del cerro Domo y la colada del Cobunco.

Con escarpa de desprendimiento sobre en el lateral derecho del valle, se desprendieron dos lenguas detríticas alongadas, las que encauzadas en el valle se proyectaron agua abajo y arriba del punto de arranque. De ellas la de mayor longitud (2,5 km), se expandió hacia el oeste. Sus acumulaciones bloquearon el curso del arroyo Cobunco, generando agua arriba de la obstrucción una amplia y efímera laguna.

La velocidad de desplazamiento y el volumen del deslizamiento, sumados a la estrechez del valle, facilitaron el desarrollo de una trepada del lateral opuesto, en forma de un corto *run-up*. Con posterioridad sus depósitos fueron erosionados por el curso y dieron lugar a una terraza de muy irregular relieve compuestas por esas acumulaciones, sobre la que se observa una pequeña laguna.

Otros deslizamientos menores del tipo rotacional, se observan en el borde suroeste de la propuesta planicie estructural lávica extendida entre los arroyos Blanco y Chapúa (UG 12b) y también en las cercanías de la afluencia del arroyo Los Molles, al arroyo Blanco (UG 12b).

No se descarta la correspondencia de estos depósitos de remoción en masa, con los que fueran interpretados por Groeber (1946, página. 201) como morenas provenientes de glaciares del Tromen o por Zollner y Amos (1973: 60-61), como depósitos glaciares y subglaciares.

Los glaciares de rocas son otras de las geofomas vinculadas a este proceso. Se los reconoció en la pampa de Ferranía o de los cerros de la Pampa (UG 2). Uno de ellos se dispone en la cavidad aportillada de uno de los volcanes monogénicos ácidos que caracterizan ese paraje. Otro se halla sobre el flanco sur del cerro Cobunco. Por su tonalidad y configuración de sus laterales, aparentemente ambos

aún son activos.

En la parte superior de la depresión que corona el cerro Palao también se individualizaron glaciares de rocas. Inactivos, pertenecen al tipo lenguado. Su constitución proviene de depósitos glaciarios previos.

En las vecindades septentrionales del estudio, en el área noroccidental de los cerros de las Papas, Puelches y más al norte en el domo del Domuyo, González Díaz *et al.* (2003) han señalado un amplio y común desarrollo de estas geoformas, que responderían a condiciones de *permafrost* discontinuo que primaron y priman en la región. La ocurrencia de estos fenómenos, al igual que estructuras menores del *permafrost* como polígonos y terrazas de geliflucción, son asignados a tiempos postglaciarios.

Zollner y Amos (1973) han distinguido más al oeste, en “toda la cumbre de la Cordillera del Viento” (2700-2800 m s.n.m.), una cubierta de 20-30m de escombros provenientes de las rocas adyacentes los que “están aplanados por soliflucción” (geliflucción). Estos autores parecen referirse a una geoforma afín a la resultante del fenómeno de la altiplanación (Eakin 1916) o equiplanación (Bryan 1946). Los primeros han denominado este rasgo fisiográfico, como “nivel de cumbres”.

EL PAISAJE VOLCÁNICO

Sus geoformas aparecen dominantes en la integración del relieve de la parte norte y este del estudio. Entre ellas se han reconocido:

El campo volcánico noroccidental (UG 1)

De composición predominantemente ácida, está ubicado en la porción noroeste y más superior de la región. Según Lambías *et al.* (1979) se distinguen dos asociaciones: una calco-alcalina y otra de carácter shoshonítica (Brousse y Pesce 1982).

Se han diferenciado tres geoformas principales: la colada del cerro Covunco, un probable tholoide y aquella más regular -cuya extensión supera los límites hacia el

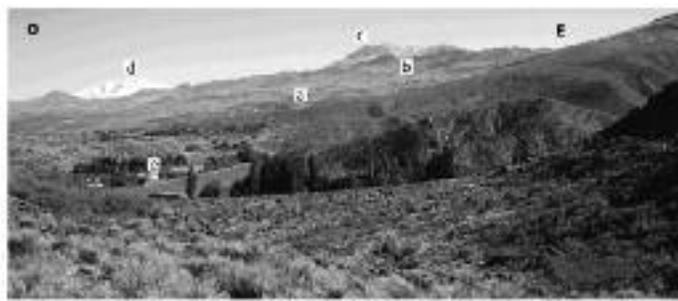


Figura 5: El deslizamiento de Tricao Malal (a) y el cerro Manal Cura (b). A la Derecha el cerro Palao (c) y al fondo (nevado) el cerro Tromen. En primer plano, el poblado de Tricao Malal.

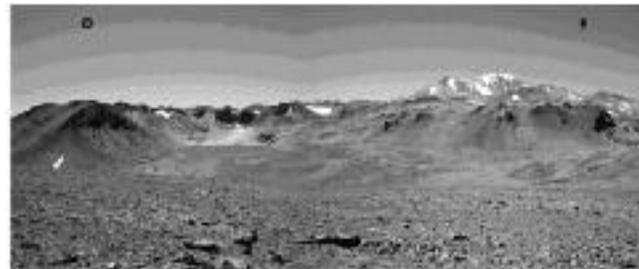


Figura 6: Abruptos ásperos laterales de la colada del Covunco. En segundo plano el cerro Domuyo.

oeste- correspondiente a una planicie ignimbrítica.

La colada del cerro Covunco, alargada y estrecha y de laterales abruptos, determina la elevada y plana divisoria existente entre los valles de los arroyos Cobunco (N) y Totora (S), situados al norte de este estudio. Tiene una longitud de unos 9 km y una altura que suele superar los 400 metros. Su boca de emisión, coincidente con una chata, baja y circular elevación afín a un bulbo lávico (González Díaz 1970), se hallaría en su extremo oriental.

En general sus rasgos son compatibles con una *conlée*, pero su superficie carece de las típicas crestas de presión (*ribs*), convexas pendiente abajo, que fueran gráficamente expresadas por Llambías *et al.* (1979). En cambio, expone un áspero y duro “caparacho”, irregular y discontinuo. En su sector basal -unos 200 m de espesor- aparecen unas piroclastitas (ignimbritas?) de colores blanquecinos, que subyacen a coladas riolíticas (Brousse y Pesce 1982), las que alcanzan unos 350 m de potencia. Inmediato a la base del abrupto frente de esta colada, se halla un reducido cuerpo extrusivo, a partir del que agua abajo se extiende una planicie ignimbrítica.

En su empinado flanco sur, se observa una amplia concavidad desde cuya base se proyectan dos cortas lenguas. Éstas

han sido interpretadas como deslizamientos (González Díaz y Folguera 2006). Entre la colada del cerro Covunco y el campo lávico de los cerros de la Pampa, se interpone un flujo lávico de forma triangular en planta, de superficie baja, pero irregular. Su emisión se vincula a uno de los volcanes del noroeste de la pampa.

Al poniente de la colada del cerro Covunco se extiende una geoforma de superficie regular que compone una divisoria ancha y muy baja disectada por varios cañadones poco profundos pero de laterales empinados con desniveles entre 15-20 m, es definida como planicie ignimbrítica. La componen piroclastitas de la Formación Manchana Covunco (Miranda 1996), con gran contenido de litoclastos y materiales derivados de erupciones explosivas (flujos piroclásticos?).

De acuerdo a Miranda (1996) y Llambías *et al.* (1979), su centro de emisión se hallaría en el cerro Domuyo. Brousse y Pesce (1982), rechazan esa vinculación. Por su distribución y situación, podría relacionarse con los cuerpos dómicos del campo de lavas de los cerros de la Pampa.

Campo de lavas de los cerros de la Pampa o de Ferranía (UG 2)

Se destaca un conjunto (*cluster*) de volcanes monogénicos. El campo volcánico abarca buena parte de la pampa de Ferranía.

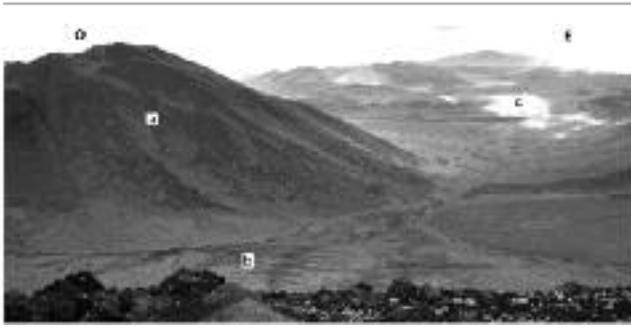


Figura 7: Paisaje interno de la caldera del cajón del Norte (ó de la Cruzada) Aparece un cono anidado (a) ó *nested cone* y parte del *somma* (b).



Figura 8: Vista del áspero relieve de un cuerpo intrusivo del conjunto de *stocks* y filones del límite K/Tc.

sionales de orientación general este-oeste.

Campo volcánico nororiental de los cerros de la Cruzada y del Cajón del Norte (UG 3)

No sólo se diferencia del anterior por su dominante composición básica, sino también por sus rasgos geomórficos. Las calderas volcánicas y cráteres constituyen los elementos más sobresalientes de su paisaje. En Llambías *et al.* (1979), buena parte de sus afloramientos han sido distinguidos como Formación Ponchue.

Sobresale la caldera del complejo efusivo del cerro Cajón del Norte (o del Boliviano). Es de forma ovalada en planta, con un diámetro este-oeste de unos 5,5 km y norte-sur de 4 km.

En el interior de su amplio *somma* y con cierta excentricidad, se aloja un gran cono volcánico (cono anidado) -cuyo sureste ha sido desmantelado por aportillamiento- el que a su vez alberga un pequeño aparato, que remata con un cráter de 1 km de diámetro. Marginalmente a la caldera se disponen varios volcanes menores basálticos y algunos *necks* (tholoides?), de composición ácida.

El drenaje local de la caldera es centrífugo exteriormente y centrífugo internamente. El diseño circular del arroyo Ponchue (O) y de otro innominado (E) determinarían un límite interno entre el ámbito de la caldera y el del gran cono interior. Ambos cursos evacuan sus aguas hacia la laguna Huaraco, una depresión que localizada en medio de distintas coladas, aparenta alojarse en una ventana lávica cóncava previa.

Inmediatamente al norte de la caldera del Cajón del Norte, se halla otra depresión caldérica de menor extensión (unos 3 km de diámetro), aquí distinguida como de los Piojos, por su proximidad a la laguna homónima. También alberga un volcán interior del tipo aportillado y marginalmente se asocian algunos volcancitos básicos.

Una enorme caldera -hasta ahora no reconocida y nominada como del Cerro Colimamil- fue interpretada sobre la margen izquierda del tramo superior del

nía y se proyecta al norte -ya fuera del ámbito de este estudio- hacia el área del cercano cerro Domo.

Su regular relieve ha sido generado por un grupo de volcanes del tipo aportillado, los que aparecen concentrados (no menos de seis) en su sector norte. Otros aislados se distribuyen sobre la pampa interrumpiendo su regularidad. El apilamiento de sus flujos se extiende desde el valle del arroyo Covunco (N), hasta al sur de la laguna La Aurora. Su límite este es el valle del río Curri Leuvú y al oeste el arroyo Atrreuco.

Salvo en su borde oriental y adyacente al río Curri Leuvú, el paisaje del campo expone escasa disección cuando es comparada con la del área marginal a los cercanos cerros Covunco y Domo. Se observó que en su margen oeste, sus flujos cubren una porción del relieve que genéricamente es adjudicado al ambiente de la colada del Covunco. Es una consideración que permitiría proponer la falta de contemporaneidad entre ambos episodios.

Algunos volcanes con cráteres aportillados, han alojado durante el período del englazamiento pleistoceno centros de alimentación glaciaria (circos), favorecidos por la orientación de sus aberturas mirando al sur o sureste (zona del *ubac*). Suele verse en ellos pequeños glaciares de

rocas, cuya presencia aparentemente se relacionaría con la movilización de detritos previos de till, bajo condiciones climáticas me nos severas (*permafrost*).

La edad isotópica de una colada del vecino y más septentrional cerro Domo, arrojó una edad de $0,72 \pm 0,10$ Ma (Brousse y Pesce 1982). Otras dataciones del campo noroccidental (JICA 1983 y Pesce 1981, en Miranda 1996), brindan edades pleistocenas: entre 0,55 y 0,29 Ma (trazas de fisión en circón) y 0,501 (K-Ar) a 0,5 Ma (roca total) para el cerro Domo. Para el cerro Covunco, 0,41 a 0,24 Ma (K-Ar) y 0,227 Ma (roca total); en los cerros de la Pampa 0,317 (K/Ar) a 0,273 Ma (roca total). Estos valores descartarían aquella propuesta de Groeber (1947), de asignarlos a su Matrutlense postglacial.

Se interpretó una sugestiva coincidencia entre la situación de varias bocas de emisión del área de los cerros de la Pampa y de otras más al norte de la laguna La Aurora, con el aquí propuesto lineamiento del Mogolillo, de dirección norte-sur. La sugerencia puede tener validez, para su probable extensión hacia los cerros Domo y Cobunco y hasta el mismo intrusivo del cerro Domuyo. Sin embargo esta propuesta colisiona con aquella de Brousse y Pesce (1982), que relacionan esas erupciones ácidas con fracturas ten-

río Curri Leuvú. Extensa y circular en planta (unos 4,5 km de diámetro), tiene varios aparatos volcánicos secundarios internos y otros marginales.

Su rasgo morfológico más destacable es una consecuencia del colapso de su borde sur. Se supone que el mismo está vinculado a la presión de sus lavas internas. A través de la enorme abra así generada, se derramaron extensas coladas (4,5 km), que en su proyección hacia el sur alcanzaron las proximidades del valle del Curri Leuvú. La posterior disección fluvial ha excavado un valle en ellas.

Otros importantes volcanes basálticos (hasta andesíticos), con destacables conos piroclásticos, se distribuyen en este paisaje. Se destaca el de los Riscos Negros. Algunos están desmantelados por la erosión y otros son del tipo aportillado.

Otros aparatos más pequeños -prácticamente carentes de degradación- y de tonos claros y composición ácida (liparitas, dacitas; Groeber 1947), aparecen dispersos en el campo volcánico en forma de aislados *necks* ó tholoides. Ocasionalmente están asociados a las calderas descritas. Los mayores se hallan en las cercanías de la laguna Huaraco.

Los cerros Bayo, el Atravesado en las cabeceras del arroyo Los Vilos, y las citadas manifestaciones ácidas menores, son asignados por Groeber (1947) al período postglacial bajo la informal denominación de Matrutitense. Narciso (2001) propicia su relación temporal con los intrusivos del Palao y el Domuyo, incorporándolos al Mioceno medio.

Por su cercanía al englazamiento del cerro Domuyo, resulta llamativa la ausencia en la unidad geomórfica 3 de rasgos propios de morfogenia glaciaria. Las bajas alturas del área y su posición tan oriental, podrían explicar tal circunstancia.

El paisaje de la estructura dómica desmantelada y del intrusivo exhumado del cerro Palao (UG 4)

Esencialmente lo compone un braquianticlinal, que aparece aportillado por posterior erosión de su flanco sur. Fue reconocido por Groeber (1947). Su núcleo lo

integra un *stock* compuesto por una roca ácida felsítica a microgranosa que se eleva abruptamente alcanzando los 3.583 m s.n.m.. Algo excéntrico al NE, el núcleo está rodeado por un halo de sedimentitas mesozoicas y otro más externo de volcanitas miocenas de la Formación Charilehue. En oportunidades ha sido definido como una caldera, un concepto que no concuerda con el propuesto origen estructural.

El intrusivo remata en una amplia depresión de incierto origen (volcánico o circo glaciario?), la que en tiempos del englazamiento cuaternario constituyó la cuenca de alimentación de un glaciar del tipo alpino. Sus acumulaciones (*till*), correspondientes a morenas laterales se hallan muy degradadas. Son reemplazadas en la parte más superior de la concavidad por dos pequeños glaciares de rocas activos. La intrusión generó la disposición periclinal de esas sedimentitas y volcanitas. Su erosión ha originado un paisaje de crestas homoclinales marginales.

Asociadas a esta estructura homoclinal general, suelen verse sectores de plegamiento menores (anticlinales, sinclinales) en la zona adyacente al intrusivo, particularmente sobre sus flancos este y sur. A ello ha contribuido la intrusión de un conjunto de filones y diques, que exponen su característico paisaje de abruptas paredes del diablo (*devil's walls*).

La exhumación del intrusivo, el aportillamiento del braquianticlinal y la dominante degradación posterior fluvial, ha determinado un variado diseño de drenaje local. Según una transecta este-oeste desde el núcleo interno a su borde exterior, se hallan el tipo radial divergente, el circular, propio de estas estructuras en el estado de madurez de una estructura dómica, un limitado diseño en enrejado en la base de las pendientes del núcleo intrusivo, un radial convergente interno y finalmente el radial divergente exterior. En las cabeceras los cursos de menor orden se impone el dendrítico. Su drenaje tiene como colectores principales al río Curri Leuvú por el oeste y a la laguna del Palao y el arroyo Liuco, al este.

Un paisaje similar pero más reducido, se observa en las cabeceras del arroyo Los Filos y en el cerro Bayo (UG 3), con inclinaciones que se reducen en forma progresiva hacia el norte.

Paisaje de los complejos *stocks* y filones del límite Cretácico Superior-Paleoceno (UG 5)

Lo componen una sucesión de cuerpos subvolcánicos hasta volcánicos, asociados a un subordinado séquito de filones-capas y de diques (Franchini y Schalamuk 1999, Franchini *et al.* 2003). Localmente se destacan entre otros, los cerros Colloco Grande, Nevazón y Quebrada Mala.

Integran una discontinua faja norte-sur de cerros aislados dispuesta entre el valle del río Curri Leuvú y la cordillera del Viento. Desaparece al sur del cerro Coyocho Grande, cerca de la zona de afluencia del arroyo Mogolillo al Molulco. Hacia el norte, se interrumpe a la latitud de las coladas distales del campo lávico de los cerros de la Pampa.

Aparentemente, la distribución de la faja de intrusivos, respondería a la influencia de un marco estructural constituido por dos lineamientos regionales de similar orientación, que coinciden con el valle del arroyo Mogolillo y el tramo superior del Molulco.

Ambos, localizados respectivamente al oeste del valle del Curri Lauvú, tienen una orientación similar al extenso lineamiento que controla la disposición del extenso valle del cercano arroyo Butalón situado al este de la cordillera del Viento, y además muy probablemente tramos del valle del río Curri Leuvú.

Franchini *et al.* (2003) han analizado y descrito este magmatismo calco-alcalino con facies de diorita- granodiorita y gabro-diorita. Determinaron su ocurrencia durante el lapso cretácico tardío-eo-terciario (66,1 - 56,0 Ma).

Su escabroso relieve se destaca nítidamente sobre el paisaje circundante. Estos ásperos cerros deben su morfología abrupta a la mayor tenacidad que tienen algunos tipos de sus rocas componentes, en particular sus diques y filones, frente a

la mayor erodabilidad natural de la litología de las sedimentitas mesozoicas que los albergan. Los filones-capas y diques asociados sobresalen como escarpados cornisones o paredes del diablo, geofor-mas derivadas del fenómeno de la erosión diferencial.

En el área de la faja se reconoce en esos cerros un individual y local diseño de drenaje radial centrífugo, adaptado a la configuración dominante de sus elevaciones aisladas.

En sus nacientes predomina el dendrítico y con relación a la estructura se ha interpretado la presencia entre cerro y cerro de valles transversales provisoriamente considerados como del tipo sobreimpuesto? (Cajón Grande, Cajón del Medio). Otros como el de Mogolillo son valles longitudinales, controlados por un lineamiento regional norte-sur, cuyo origen no es analizado aquí.

La serranía del cerro Colloco Grande expone una particular morfología en planta. El corto y amplio valle central del arroyo Mogolillo la divide en dos ramas o cordones norte-sur al cerro, lo que le imprime una configuración muy similar al de una depresión caldérica apuntillada.

En las cabeceras del valle se emplazan un par de intrusivos menores. El ubicado a mayor altura muestra una pequeña cavidad central (colapso?). Tales rasgos llevan a la confusión y una probable y ambigua definición de cráter.

El análisis de fotogramas e imágenes induce a pensar que los citados lineamientos regionales norte-sur, explicarían la localización de algunos cuerpos magmáticos, como por ejemplo el volcanismo del cerro Butalón y la intrusión granitoide del más austral cerro Bayo (UG 6).

El campo de lavas del cerro Chororal-Loma Fiera (UG 11)

Se extiende entre el cerro Palao y la laguna de Polco. Un lineamiento estructural (falla directa?) de rumbo NNE constituye su límite oeste. Se proyecta por el norte hasta el valle del arroyo Ponchucú. Su punto más elevado es el cerro Chororal (2.726 m s.n.m.), ubicado en su sector sur.



Figura 9: Estructura dómica exhumada del cerro Palao (a), que deformó homoclinamente a sedimentitas cretácicas y terciarias adyacentes (b). En primer plano, coladas basálticas orientadas hacia el río Curri Leuvú.

El análisis fotogeológico de su límite oriental entre el arroyo Ponchucú (N) y el cerro Chororal (S) con orientación nort-sur, condujo a la diferenciación de dos tramos, para los que se ha interpretado orígenes dispares. Uno de los autores (Folguera *com. pers.*), lo define como correspondiendo a una escarpa de falla.

En el tramo septentrional, se observa una rectilínea y delgada depresión que se extiende entre el citado arroyo y el borde norte de la laguna Polco, situada adyacente al volcán homónimo. Reconocible a lo largo de unos 5 km, corresponde a una fisura de erupción. Su consideración como tal se ve reforzada por unas cortas coladas -de tonos oscuros e irregulares en las imágenes- que se expanden marginalmente a partir de la depresión.

El tramo austral es provisoriamente relacionado con una escarpa de erosión muy empinada, que culmina contra la falla norte del graben de Los Colorados, cuyo paisaje se caracteriza por suaves y bajas lomadas de contornos redondeados, compuestas por volcanitas, asimilables a los cuerpos ácidos de las vecindades de la laguna Huaraco.

La interpretación geomórfica sugiere la ocurrencia de dos episodios volcánicos para la integración de este campo de lavas: uno austral y extenso generado por las emisiones del cerro Chororal y otro menor, que abarca la zona norte relacionado con la interpretada fisura de erupción.

El paisaje del campo de lavas corresponde a un *plateau* de bajas alturas o planicie lávica de irregular y reducido relieve relativo, en la que se destacan el aparato y el cráter del cerro Chororal. Lo drena una desorganizada red fluvial con numerosas lagunas, rasgo que sumado a su escasa

degradación, expresan lo reciente de su creación.

Varias lagunitas y vegas se disponen a lo largo de su margen occidental y en el interior de este campo de lavas. Su origen es relacionado con obstrucciones locales entre las coladas y la consecuente formación de ventanas lávicas cóncavas. Narciso (2001) refiere sus acumulaciones a la Formación El Puente, asignada al postglacial (Puentelicense de Groeber 1947).

Paisaje del flanco occidental del Campo lávico del Tromen-Waile (UG 12a - 12b)

Sólo un reducido tramo occidental y distal del mismo, aparece en el área de estudio. Abarcando una zona limitada al norte por las cabeceras del arroyo Liuco y al sur por el arroyo Blanco, compone un amplio campo lávico, de dominante composición basáltica.

El análisis fotogeológico permite el reconocimiento de los límites precisos de las coladas generadas por los episodios de las sucesivas erupciones cuaternarias, una tarea que no ha sido expresado gráficamente aquí por razones de escala.

Los autores atribuyen a sus flujos distales y delgados, un rol importante para el desarrollo del ya descrito fenómeno de la inversión del relieve (UG 10).

El análisis geomórfico del paisaje llevó a identificar dos ambientes morfológicos notoriamente diferenciables: el del campo lávico integrado por las coladas occidentales provenientes del complejo volcánico Tromen-Waile (12a). Se hallan superpuestas parcialmente a otro más antiguo (12b), el que localmente es considerado como el sustrato del anterior. Ambos están dispuestos a mayor altura con respec-

to a la estructura sedimentaria mesozoica, extendida inmediatamente al oeste.

El primero se caracteriza por un relieve bastante regular aunque áspero en detalle y también por una no menos regular y suave pendiente al este. A veces esa regularidad es interrumpida por los frentes de las escarpas de acumulación de distintos pulsos lávicos superpuestos, e márgenes suaves y bien definidas. Se observaron ocasionales casos de ventanas lávicas cóncavas, cuyo sustrato corresponde a coladas más antiguas.

La disección fluvial de su relieve es escasa. Alcanza su mayor expresión en su contacto con las formaciones mesozoicas. Se reconoce en la mayoría de las coladas una general lineación superficial - aunque irregular - en el sentido de la pendiente.

El segundo ambiente está compuesto por tramos reducidos y desconectados de planicies lávicas degradadas y situadas a menor altura respecto de las lavas pleistocenas del primer ambiente.

La consideración de las edades radimétricas disponibles de la zona, tiende a complementar y reforzar la precedente diferenciación geomorfológica de los dos paisajes citados.

En Zollner y Amos (1973), todo el campo lávico occidental del complejo volcánico Tromen-Waile, es adjudicado al llamado Basalto IV y III de Groeber (1946) o Formación Chapúa (Stipanovic 1965), asignada a una edad general pleistocena. Tal asignación temporal aparece posteriormente avalada por distintas dataciones: (K/Ar $1,44 \pm 0,08$ Ma; Kay *et al.* 2006), realizada sobre una roca basáltica, que fuera extraída sobre la ruta Chos Malal-Tricao Malal en el tramo inferior del arroyo Chapúa, en una situación adyacente a la zona del paisaje de inversión del relieve. Por su parte Valencio *et al.* (1970), citan una edad de $1,0 \pm 0,2$ Ma, para un basalto en Tricao Malal, de imprecisa ubicación. Otras dataciones sobre basaltos aflorantes a lo largo de dicha ruta, alcanzaron edades mayores (Linares y González 1990: $2,5 \pm 0,3$ Ma, $2,3 \pm 0,3$ Ma, $2,2 \pm 0,1$ Ma y $2,1 \pm 0,5$ Ma), faci-

tando así la consiguiente asignación al Plioceno (Basalto II ó Formación Coyocho). Lamentablemente, también sus muestras carecen de una adecuada localización, simplemente han sido extraídas de la ruta Chos Malal-Tricao Malal.

La evidente discrepancia temporal emergente de esos datos, conduce a la aceptación provisoria de las conclusiones antedichas del análisis geomórfico en el tramo o sector de la ruta Chos Malal-Tricao Malal, entre los arroyos Blanco y Chapúa. En conclusión, se puede afirmar que en esta compleja unidad geomórfica y a partir de los análisis isotópicos, además del campo lávico pleistoceno distal del complejo Tromen-Waile (12a) y a lo largo de dicha ruta, las rocas más antiguas del propuesto segundo ambiente (12b), corresponden a aislados restos de una planicie estructural lávica, cuyas exposiciones determinan un límite aceptable entre el campo volcánico Tromen-Waile y el ambiente mesozoico de la cuenca del río Curri Leuvú.

La planicie se caracteriza por una abrupta escarpa de erosión (100-130 m de desnivel), cuya generación se debe fundamentalmente al retroceso sus márgenes a favor de deslizamientos rotacionales. Esta planicie estructural se dispone prácticamente horizontal con fuertes evidencias degradacionales, rasgos éstos que contrastan con la mayor pendiente y escasa o nula erosión de las coladas pleistocenas. Las dispares características geomórficas de ambos ambientes, coinciden y avalarían la discrepancia temporal que muestran las dataciones disponibles.

Llamativamente Zollner y Amos (1976: 61) hablan de “la altiplanicie que se extiende a ambos lados del camino de Chos Malal a Tricao Malal”. La única porción que esa ruta atraviesa con tales rasgos fisiográficos, coincide con la aquí propuesta planicie estructural lávica.

Un apoyo a ésta sugerencia es la mención de Groeber (1946), acerca de asomos aislados de Basalto II (Plioceno) al pie del flanco oeste del Tromen, entre los arroyos Rodeo (N) y Blanco (S), cubiertos por los rodados y morenas de la glacia-

ción cuaternaria.

Groeber (1946) también reitera esa consideración cuando sostiene que “la planicie basáltica” de las cabeceras del arroyo Tricao Malal, corresponde a su Basalto II. Los conceptos expuestos coinciden con la interpretación de una planicie estructural lávica, componiendo el sustrato de las efusiones cuaternarias.

PAISAJE DE LA MORFOGENIA GLACIARIA

Sus principales evidencias morfológicas se concentran a lo largo del elevado margen oeste del área de estudio, la cordillera del Viento (UG 7). Tienen directa relación genética con el cambio climático acaecido durante el Pleistoceno y con las elevadas alturas del relieve de la cordillera. Su desarrollo aparece exclusivamente localizado a lo largo de la parte superior de su faldeo oriental cordillerano, a favor de su menor insolación (*ubai*).

La morfología del englazamiento responde al tipo alpino o de valle, con alimentación en circos individuales. Actualmente es inactivo y en sus circos y cuencas (*basins*), sólo se observan acumulaciones de nieve invernal que merman o desaparecen durante el estío. También alojan mallines y pequeñas lagunas.

Entre las geoformas de erosión glaciaria, son predominantes los circos glaciarios. Están dispuestos en una sucesión nortesur prácticamente continua en la parte superior del flanco oriental de la cordillera del Viento. Suelen aparecer escalonados con dispar situación altimétrica en las cabeceras de un mismo valle glaciario, en respuesta a sucesivas variaciones en la altura de la línea de nevée a lo largo de los tiempos de la glaciación pleistocena.

Algunos alojan pequeñas lagunas, debido a la obstrucción de las aguas de derretimiento nival por un umbral rocoso (*threshold*) o por el terraplén de una morena frontal.

Generalmente sus artesas son de corta extensión. Las mayores se han hallado en una posición topográfica más baja, en las cabeceras de los valles de los arroyos

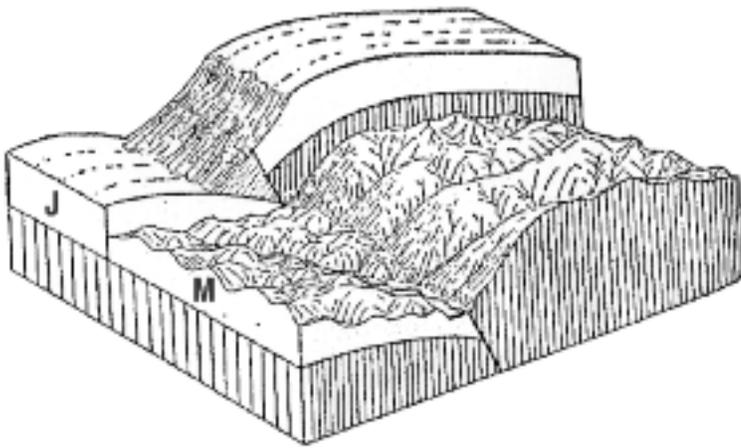


Figura 10: Esquema de la escarpa de falla tipo *Awatere* (Cotton 1950). J, forma potencial juvenil; M, forma madura.

centamiento de los caudales de la red troncal por la contemporánea ablación de las masas glaciarias occidentales, se tradujo en un incremento de la erosión fluvial (profundización) y el desarrollo de estas terrazas.

El origen del disectado sistema de terrazas aluviales más inferiores que aparece alojado en el anterior, estaría vinculado cambios en el nivel de base, el que a nivel local está representado por el río Chacay Melehue y tal vez a nivel regional -abarcando el sector NO de la provincia- por el río Neuquén.

Con fuertes gradientes, las superficies de las planicies glaci-fluviales descienden progresivamente hacia el sur: 1.470 m s.n.m. en la afluencia del arroyo Molulco al Curri Leuvú y 1.145 m s.n.m., en el ingreso del arroyo Acequia al Chacay Melehue. Esas diferencias derivarían del relieve relativo del paisaje previo.

Las terrazas se extienden en los tramos inferiores de los arroyos Tocuyo, Quilmanu, Menucos, Acequia y otros tributarios. En ocasiones se han diferenciado dos niveles principales: uno superior de carácter agradacional y otro inferior de erosión, por la degradación del anterior. Este aspecto se hace más evidente al sur del arroyo Menucos.

Las acumulaciones de rodados y arenas que cubren y enmascaran el sinclinal de la meseta del cerro Cañañan, fueron definidas por Zollner y Amos (1973) como Rodados Ascendidos. Guardan estrecha correspondencia con la fase glaci-fluvial pleistocena aquí mencionada. Se hallan unos 300 m por sobre el nivel de la planicie aluvial del río Curri Leuvú.

Con anterioridad Groeber (1946) identificó en la zona de estudio -probablemente sin diferenciar por razones de escalas- niveles de rodados y morenas y consideró probable que las morenas que él observara entre Chos Malal y el arroyo Blanco, sean anteriores a sus conos de deyección ascendidos que reconociera en las vecindades del arroyo Chacay Melehue.

Los niveles corresponden por situación y consideración geomórfica, a las acumulaciones glaci-fluviales aquí reconocidas. De

Cajón del Medio (cercañas de la laguna Aurora) y del Cajón Grande (UG 2).

El centro de alimentación del desaparecido glaciar del valle del Molulco estaba situado en el volcán Butalón. Su desarrollo en niveles inferiores a la cordillera del Viento, tiene su origen en el amparo o reparo climático que representó dicha elevación y al hecho de que sus varios cráteres apuntillados, hayan sido excelentes receptáculos para una gruesa acumulación de nieve y generación del hielo glaciario. La laguna de Atruco, está alojada en una cuenca del tramo superior de una artesa glaciaria, que se extiende unos 5-6 km agua abajo de ella. El origen de la laguna respondería a la obstrucción de su drenaje por un umbral rocoso (*riegel*). Sus laterales labrados en forma de una cerrada U, han sido excavados en rocas del Grupo Choiyoi y la Formación Charilehue.

Entre las geoformas de acumulación glaciaria, sobresalen tramos de algunas morenas terminales y laterales de corta extensión, que han sido observadas agua abajo de algunos circos de la vertiente este de la cordillera del Viento.

Entre ellas, las más importantes se hallan en las cabeceras de los arroyos Tocuyo, del Cajón de Anta, de Aquí Hueco, en el arroyo Molulco (cerro Butalón) y el curso medio del Cajón Grande. Los terraplenes morénicos del Cajón de la Acequia, se ubican en el extremo sur del estudio.

Es característica la reiteración del reconocimiento de un solo terraplén morénico, el correspondiente a la margen dere-

cha (norte) de las artesas de general orientación al este. Se interpreta que ello está determinado por la mayor insolación del lateral izquierdo y la consiguiente mayor acción erosiva de la remoción en masa. Este hecho ya fue observado en otros ambientes glaciarios cordilleranos del Neuquén (González Díaz y Folguera 2005, González Díaz *et al.* 2005).

También han sido reconocidas tales características marginando la laguna Aurora y al pie de las bocas apuntilladas de algunos volcanes, situados inmediatamente al sur del campo volcánico de los cerros de la Pampa.

Relacionados con las masas glaciarias de la cordillera del Viento, los depósitos glaci-fluviales compuestos por conglomerados, gravas y arenas, alcanzan buena expresión al pie del lateral oeste del valle del Curri Leuvú, a partir de la afluencia del arroyo Molulco.

Ocasionalmente se distinguen dos niveles, uno superior y principal mejor conservado y otro inferior. Ambos son el resultado de la degradación fluvial de sectores distales de amplias planicies glaci-fluviales. Muy disectadas, no han sido diferenciadas gráficamente. Marginan al río Curri Leuvú, con frentes erosivos abruptos, que sobresalen dispuestos a un mayor nivel respecto de las reducidas terrazas fluviales, más inferiores.

La génesis de estos elevados niveles aterrazados en el valle del río Curri Leuvú, es relacionada con una mejoría o cambio climático (ameliorización) ocurrido a fines del Pleistoceno. El consiguiente acre-

forma similar se interpreta el mencionado complejo de morenas y rodados, cuya distribución abarca una amplia zona al oeste del valle del río Curri Leuvú.

En el borde sur del estudio e inmediatamente al norte de la afluencia del arroyo Blanco al arroyo Chacay Melehue, Zollner y Amos (1973) reiteran la presencia de depósitos glaciarios sobre la altiplanicie que se extiende a ambos lados del camino de Chos Malal a Tricao Malal. Los relacionan con el glaciar que descendió del macizo de Tromen.

A lo largo de ambas márgenes del valle de Curri Leuvú y a un nivel inferior al de las terrazas glaciófluviales, se ha reconocido un conjunto de pequeñas y aisladas mesillas, que son consideradas remanentes de planicies cuya génesis -fluvial ó glaciófluvial- no ha sido determinada.

La relación de sus acumulaciones con el englazamiento cuaternario no ha sido establecida. No se descarta su correspondencia con un sistema de terrazas, derivadas de una previa planicie de agradación fluvial hoy prácticamente destruida. Se elevan unos 50-60 m sobre la planicie aluvial actual del río. La sugerencia hace probable su degradación extrema, esté relacionada con modificaciones de la posición del nivel de base del arroyo Chacay Melehue o a un incremento de la descarga con mayor energía y erosión, durante el mejoramiento climático de los tiempos postglaciarios.

LA ESCARPA DE FALLA DE LA FALLA ATREUCO-BUTALÓN (UG13)

Las escarpas de falla son rasgos morfológicos sobresalientes en amplios tramos del territorio argentino, que alcanzan en las Sierras Pampeanas su principal expresión. El valle de Butalón es un valle de falla consecuente, que durante el englazamiento pleistoceno, alojó un glaciar.

Davis (1954) distingue dos tipos de paisajes en la tectónica de bloques fallados: a) el tipo *Oregon* originalmente desarrollado en estructuras de rocas horizontales y fallas normales, con formas originales ge-

neralmente bien conservadas y b) tipo *Utah* o *Basin and Range*, caracterizado por bloques elevados, volcados o hundidos en un ambiente de rocas complejamente deformadas. Las formas originales saben ser reconocidas por remanentes de una antigua superficie de erosión dislocada (Davis 1954).

Las escarpas de falla del tipo *Utah* son dominantes en las estructuras de bloques tectónicos locales, con un sistema de drenaje característicamente dispuesto perpendicularmente a las escarpas de falla que marginan los bloques. La evacuación de los detritos del área de erosión (los bloques elevados), genera un piedemonte agradacional a partir del pie de la escarpa. Cotton (1950, 1968) y Bloom (1991), mantienen esa denominación para este tipo de escarpa de fallas.

Posteriormente Cotton (1950, 1968) distinguió un nuevo tipo de escarpa de falla a la que denominó tipo *Anatere* (Figura 10). Por su relación genética con la falla homónima, es considerada el modelo de este tipo de escarpa de falla. Puede responder a fallas inversas o normales.

La escarpa de falla tipo *Anatere* expone marcadas diferencia: muestra un curso fluvial consecuente con la falla, el que dispuesto paralelamente a la escarpa de falla, tiene suficiente energía para evacuar los sedimentos suministrados por erosión de los cursos tributarios que disectan la escarpa (Cotton 1950).

Otra notoria distinción entre este tipo de escarpa y la *Basin and Range* está determinada por la ausencia de un piedemonte agradacional (bajada) marginal al frente de falla. Inicialmente, Cotton (1950) lo definió como *New Zealand type*. También lo ha observado en cortos tramos de la falla *Wellington*. Bloom (1994) lo ha reconocido en Venezuela, Japón y otras regiones húmedas.

El valle del río Butalón es un típico valle de falla o longitudinal, genéticamente relacionado una extensa falla inversa de alto ángulo (falla Atreuco-Butalón ó de Atreuco; Folguera *et al.* 2007). Con orientación norte-sur, separa la cordillera del Viento, de la adyacente serranía situada al

oeste del área de estudio.

Su escarpa de falla muestra gran similitud en sus características geomorfológicas y estructurales con aquellas que han definido el tipo *Anatere*: falla inversa de alto ángulo, valle de falla y consecuente, la disposición de su drenaje paralelo a la escarpa de falla, el aporte de detritos por los pequeños tributarios que la disectan, la activa evacuación de los mismos y la ausencia de un piedemonte o bajada marginal al pie de la escarpa.

Sólo diferencias climáticas pueden descartar la analogía tipológica aquí sugerida. La presencia de este tipo de escarpa de falla en un paisaje local de bloques fallados, es planteada aquí.

GEOFORMAS FLUVIALES MODERNAS

Además de las planicies aluviales de los principales cursos, se observan algunos niveles discontinuos de terrazas fluviales, particularmente en el valle del Curri Leuvú. Un extenso abanico aluvial ha desarrollado el arroyo Liuco, en la zona de su afluencia al Curri Leuvú.

En el área del ingreso del río Curri Leuvú al ambiente mesozoico y en las desembocaduras de los arroyos Molulco, Mogolillos y Tocuyo se encuentran extensas superficies agradacionales aterrazadas, las que han sido interpretadas como abanicos aluviales.

CONCLUSIONES

En el área de estudio se halla tal variedad de geoformas, que los rasgos disímiles del actual paisaje, sólo son explicables por la intervención de diversos procesos geomórficos (fluvial, glaciario, remoción en masa y volcánico), condición que conduce a su interpretación como paisaje compuesto.

Predominan aquellas geoformas modeladas por la erosión fluvial, particularmente en el ambiente sedimentario mesozoico, el que muestra un marcado control estructural en su evolución (homoclinales, anticlinales, sinclinales), entre los que

se destaca el braquianticlinal del cerro Palao. Se reconocieron interesantes casos de inversión del relieve.

El drenaje principal de régimen permanente, muestra un marcado control estructural norte-sur (Curri Leuvú, Molulco, Mogolillos) y otro este-oeste (Covunco, Chadileo, Chacal Melehue) cuyo origen aún no ha sido dilucidado. Otras variedades menores alcanzan diseños propios del ámbito de las estructuras plegadas mesozoicas que drenan (enrejado, rectangular-angular, rectangular).

Importantes son las geoformas generadas por el proceso endógeno del volcanismo cenozoico (calderas, cráteres y campos de lavas), predominantes en el norte y este del estudio.

La remoción en masa alcanza su mayor expresión en el deslizamiento del Malal Cura, que provocó la destrucción de la parte occidental del homónimo volcán monogénico. Algunos deslizamientos han provocado endicamientos y generación de lagunas (La Turbia). La promoción del proceso es relacionada con intensas precipitaciones y un condicionamiento inicial litológico y estructural.

Una faja de aisladas y escabrosas elevaciones integradas por aparatos subvolcánicos y filones, con disposición norte-sur entre el valle del río Curri Leuvú y la Cordillera del Viento, constituye un singular ejemplo local del fenómeno de erosión diferencial.

La morfogenia glaciaria (circos, artesas, morenas marginales), se concentra en el límite oeste sobre el flanco oriental de la elevada cordillera del Viento, en tanto que las acumulaciones de consecuentes planicies glaciófluviales, se distribuyen a menor altura hacia el eje del valle del Curri Leuvú.

Se plantea la alternativa acerca de la presencia en el área de una escarpa de falla tipo *Avatere*, cuyas características morfológicas y de drenaje se apartan del tipo *Basin and Range*, típico para el ambiente local de las Sierras Pampeanas.

Finalmente, el presente análisis geomórfico ha permitido el reconocimiento de algunas nuevas unidades geológicas, las

que informalmente definidas han sido tentativamente asignadas al Cuaternario.

AGRADECIMIENTOS

Particularmente al Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR), por haber facilitado el material necesario para el análisis de la región, como fotogramas e imágenes satelitales de sus Departamentos de Fototeca y de Sensores Remotos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bloom, A.L. 1991. *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 2da. Edición, 531 p. New York.
- Brousse, R. y Pesce, A.H. 1982. Cerro Domo: un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, Provincia del Neuquén. 9º Congreso Latinoamericano de Geología (Buenos Aires), Actas 4: 197-208, Buenos Aires.
- Bryan, K. 1946. Cryopedology. The study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions of nomenclature. *American Journal of Sciences* 244: 622-642.
- Cotton, C.A. 1950. Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America, Bulletin* 61: 717-758.
- Cotton, C.A. 1968. Tectonic landscapes. En Fairbridge, R.W. (ed.) *Encyclopedia of Geomorphology*, Reinhold Book Corp., 1109-1116, New Jersey.
- Davis, W.M. 1954. The mountain ranges of the Great Basin. Reeditado en Johnson D.W. (ed.), en *Geographical Essays*: 725-772, New York.
- Derruau, M. 1981. *Geomorfologie*, Ed. Ariel, 8: 261-269, París.
- Eakin, H.M. 1916. The Yukon-Kovukuk region, Alaska. *Bulletin U.S. Geological Survey* 631: 67-82.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T. y Spagnuolo, M.G. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal Fold and Thrust belts. (36° 30' - 37°S). *Journal of Geodynamics* 44: 129-148.
- Franchini, M. y Schalamuk, I.B. 1999. Los cuerpos ígneos localizados entre los arroyos Tábanos y Cajón Grande, NO del Neuquén: características geoquímicas e implicaciones metalogénicas. 14º Congreso Geológico Ar-

gentino (Salta), Actas 2: 218-221.

- Franchini, M., López-Escobar, L., Schalamuk, I. B. y Meinert, L. 2003. Magmatic characteristics of the Paleozoic Cerro Nevazón region and other Late Cretaceous and Early Tertiary calc-alkaline subvolcanic and plutonic units in the Neuquén Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-421.
- González Díaz, E.F. 1970. Rasgos geomorfológicos del área volcánica del cerro volcán Payun Matru (Provincia de Mendoza). Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, *Opera Lilloana* 20: 1-102, San Miguel de Tucumán.
- González Díaz, E.F. 2009. Deslizamientos al norte de la población de Tricao Malal, noroeste del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(3): 545-550.
- González Díaz, E.F. y Folguera, A. 2005 Reconocimiento y descripción de avalanchas de rocas prehistóricas en el área neuquina delimitada por los paralelos 37°15' y 37°05'S y los meridianos 70°55' y 71°05'O. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (3): 446-460, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Folguera, A. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38°S: una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 197-217, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Costa, C.H. y Giaccardi, A.D. 2003. El complejo deslizamiento de Ailincó-Cerro Las Papas-Las Olletas (Departamento Minas, norte del Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(2): 194-200, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Folguera, A. y Hermanns, R.L. 2005. La avalancha de rocas del Cerro Los Cardos (37°10'S y 70°53'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 207-220, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 177-208, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao Maipú. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. 4. Hojas Barda Blanca y los Molles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2): 141- 499, Bue-

- nos Aires.
- JICA 1983. Interim Report on the Northern Neuquén: Geothermal Development Project. Japan International Cooperation Agency, Open File, Tokyo.
- Kay, S.M., Burns, M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S). Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Leanza, H.A. 2007. Hoja Geológica 3769, Chos Malal, Provincia del Neuquén. Carta Geológica de la República Argentina a escala 1:250.000. SEGEMAR. en prensa.
- Linares, E., y González, R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, Años 1957-1988. Publicaciones Especiales de la Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 19, 628 p., Buenos Aires
- Llambías, E.J., Danderfer, J.C., Palacios, M. y Brogioni, N. 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 569-584, Buenos Aires.
- Miranda, F., 1996. Características petrográficas y secuencia del cerro Domuyo, Provincia del Neuquén.. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura 664, (inédito), 118 p., Buenos Aires.
- Narciso, V. 2001. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas, Provincias del Neuquén y Mendoza. Carta Geológica de la República Argentina a escala 1:250.000, SEGEMAR, 49 p., Buenos Aires.
- Palacios, M. y Danderfer, J.C. 1980. El *stock* del Cerro Bayo, Cordillera del Viento (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología 11(3-4): 39-45, Buenos Aires.
- Pesce, A.H. 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 439-455, Buenos Aires.
- Stipanovic, P. 1965. El Jurásico en la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(4): 403-478, Buenos Aires.
- Valencio, D.A., Linares, E. y Creer, K.M. 1970. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y Neuquén. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 397-415, Buenos Aires.
- Zollner, W. y Amos, A. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero-Geológico, Boletín 143, 89 p., Buenos Aires.

Recibido: 4 de febrero, 2009.

Aceptado: 27 de diciembre, 2010.