

tomos  
**I**

**RAÚL  
MIKKAN**

# **Atlas** geomorfológico de la provincia de Mendoza

RAÚL  
MIKKAN

# Atlas geomorfológico de la provincia de Mendoza

Tomo I



UNCUYO  
UNIVERSIDAD  
NACIONAL DE CUYO



FACULTAD DE  
FILOSOFÍA Y LETRAS



Mikkan, Raúl Alejandro

Atlas geomorfológico de la Provincia de Mendoza. -1ª ed. – EDIFYL, Mendoza : Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad Nacional de Cuyo, 2014.

126 p. : il. ; 21x14 cm.

ISBN 978-950-774-247-7

1. Geografía. Investigación. 2. Geomorfología.  
I. Título

CDD 912

**ATLAS GEOMORFOLÓGICO DE LA  
PROVINCIA DE MENDOZA  
TOMO I. Raúl Mikkan**

Diseño gráfico, maquetación: Clara Luz Muñiz  
Impresión: Talleres Gráficos de la Facultad de Filosofía y Letras, UNCUIYO, Argentina.

El original virtual de este libro está alojado en el micrositio de libros de la Facultad de Filosofía y Letras en acceso abierto, en el repositorio institucional de la UNCUIYO:

<https://librosffyl.bdigital.uncu.edu.ar/>



Se permite la reproducción de los textos siempre y cuando se cite la fuente. Esta obra está bajo una Licencia Atribución-NoComercial-CompartirIgual 2.5 Argentina (CC BY-NC-SA 2.5 AR). Usted es libre de: copiar y redistribuir el material en cualquier medio o formato; adaptar, transformar y construir a partir del material citando la fuente. Bajo los siguientes términos: Atribución —debe dar crédito de manera adecuada, brindar un enlace a la licencia, e indicar si se han realizado cambios. Puede hacerlo en cualquier forma razonable, pero no de forma tal que sugiera que usted o su uso tienen el apoyo de la licenciante. NoComercial —no puede hacer uso del material con propósitos comerciales. CompartirIgual — Si remezcla, transforma o crea a partir del material, debe distribuir su contribución bajo la misma licencia del original. No hay restricciones adicionales — No puede aplicar términos legales ni medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otras a hacer cualquier uso permitido por la licencia. <https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/2.5/ar/>.

Este trabajo se publica digitalmente a través del SID (Sistema Integrado de Documentación), que constituye el repositorio digital de la Universidad Nacional de Cuyo (Mendoza): <http://bdigital.uncu.edu.ar/>.

Nuestro Repositorio Digital Institucional forma parte del SNRD (Sistema Nacional de Repositorios Digitales) <http://repositorios.mincyt.gob.ar/>, enmarcado en las leyes argentinas: Ley N° 25.467, Ley N° 26.899, Resolución N° 253 del 27 de diciembre de 2002 de la entonces Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva, Resoluciones del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva N° 545 del 10 de septiembre del 2008, N° 469 del 17 de mayo de 2011, N° 622 del 14 de septiembre de 2010 y N° 438 del 29 de junio de 2010, que en conjunto establecen y regulan el acceso abierto (libre y gratuito) a la literatura científica, fomentando su libre disponibilidad en Internet y permitiendo a cualquier usuario su lectura, descarga, copia, impresión, distribución u otro uso legal de la misma, sin barrera financiera [de cualquier tipo]. De la misma manera, los editores no tendrán derecho a cobrar por la distribución del material. La única restricción sobre la distribución y reproducción es dar al autor el control moral sobre la integridad de su trabajo y el derecho a ser adecuadamente reconocido y citado.

# INDICE

<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>11</b>
<b>CAPÍTULO I. El modelado volcánico</b>	<b>15</b>
I - LOS VOLCANES DE ARCO	<b>16</b>
<b>A. Geomorfología del volcán Maipo</b>	<b>17</b>
<b>1. El modelado volcánico</b>	<b>17</b>
— La caldera	17
— Domo dacítico	18
— Cono del Maipo	18
— Cono monogénético adventicio	18
— Campo de escorias	21
— La laguna	21
<b>2. Modelado glaciar y periglaciario</b>	<b>21</b>
— Formas glaciarias	21
— Formas periglaciares	21
<b>3. Otros modelados</b>	<b>22</b>
<b>B. Geomorfología del complejo volcánico Azufre-Planchón-Peteroa</b>	<b>26</b>
<b>1. Modelado volcánico del complejo</b>	<b>26</b>
— El volcán Azufre	26
— El volcán Planchón	26
— El volcán Peteroa	28
<b>2. Otras formas de modelado</b>	<b>34</b>

— Formas de origen glaciar	34
<b>Formas kársticas</b>	<b>34</b>
— Modelado fluvial	34
— Modelado de laderas	35
<b>II - LOS VOLCANES DE RETROARCO</b>	<b>36</b>
<b>A. El modelado volcánico del campo del volcán Payún Matrú</b>	<b>36</b>
— Macizo Antiguo	37
— Sustrato basculado	38
— Estratovolcán terciario erosionado	38
— El domo primitivo del volcán Payún Matrú	42
— Estratovolcán Payún Liso	42
— Coladas lávicas cubiertas por sedimentos eólicos y fluviales	43
— Primer campo lávico del Payún Matrú	44
— Caldera del Payún Matrú	44
— Segundo campo lávico del Payún Matrú	46
— Primeras formas derivadas de erupciones ácidas	49
• Coladas	49
• Campo de pómez	49
• Bombas	50
— Tercer campo lávico del Payún Matrú	50
— Segundas formas derivadas de erupciones ácidas	55
• Bulbos lávicos	55
• Coladas dómicas	55
— Campo de lapillis “Pampas Negras”	56
<b>B. El modelado volcánico de Llancanelo</b>	<b>57</b>
<b>1. Geomorfología de Llancanelo Occidental</b>	<b>57</b>
— Formas volcánicas	57

— Formas climáticas	62
<b>2. Geomorfología de LLancanelo Oriental</b>	<b>62</b>
— Modelado volcánico	66
• <b>Conos volcánicos</b>	66
• <b>Coladas de lava</b>	67
— Modelado hídrico y fluvial	67
• <b>Bañados</b>	68
• <b>Planicie salina</b>	68
• <b>Planicie aluvial</b>	68
• <b>Bajada aluvial</b>	68
— Modelado eólico	69
• <b>Planicie de inundación con médanos</b>	69
• <b>Campo de dunas</b>	69
<b>CAPÍTULO II. El relieve kárstico</b>	<b>73</b>
<b>Geomorfología del área de la Caverna de las Brujas</b>	<b>73</b>
— Modelado exokárstico	79
— Modelado nival y periglaciario	80
— Modelado endokárstico: La Caverna de las Brujas	82
• <b>Rasgos morfológicos del sistema kárstico de la Caverna de las Brujas</b>	87
• <b>Depósitos asociados con la actividad kárstica de la Caverna de las Brujas</b>	88
<b>a) Depósitos internos autóctonos</b>	<b>88</b>
<b>b) Depósitos internos alóctonos</b>	<b>93</b>
<b>c) Depósitos kársticos externos</b>	<b>93</b>
• <b>Datos cronológicos y paleoambientales</b>	93
• <b>Evolución geomorfológica de la Caverna de las Brujas</b>	96
<b>Bibliografía</b>	<b>99</b>

<b>CAPÍTULO III. Relieves estructurales en depresiones intermontanas</b>	<b>101</b>
<b>Geomorfología de la depresión de Potrerillos</b>	<b>101</b>
— Formas estructurales dominan el paisaje	102
• <b>Macizos Antiguos</b>	102
<b>a) Precordillera</b>	<b>102</b>
<b>b) Cordillera Frontal</b>	<b>107</b>
• <b>Crestas en materiales triásicos</b>	108
<b>Cuestas y <i>hog-back</i> en areniscas terciarias</b>	<b>109</b>
• <b>Cerrilladas compuestas por materiales pliocénicos</b>	110
— Formas climáticas típicas de ambientes áridos	113
• <b>Los Glacis</b>	113
<b>a) Glacis superior</b>	<b>113</b>
<b>b) Glacis principal</b>	<b>114</b>
<b>c) El problema de las rocas verdes</b>	<b>115</b>
— Otras formas climáticas	119
• <b>Torrente de barro</b>	119
• <b>Médanos</b>	120
— Formas estructurales	121
• <b>Cordillera Frontal</b>	121
• <b>Precordillera</b>	121
• <b>Crestas y <i>hog - back</i></b>	122
• <b>Cuestas</b>	128
• <b>Cerrilladas</b>	128
— Otros modelados	128
• <b>Glacis</b>	128
• <b>Modelado fluvial</b>	128
<b>Bibliografía</b>	<b>129</b>

<b>CAPÍTULO IV. Modelado glaciar y periglaciar</b>	<b>133</b>
<b>A. El valle del río de Las Cuevas</b>	<b>133</b>
<b>1. Geomorfología de la Quebrada Benjamín Matienzo</b>	<b>134</b>
— Modelado glaciar	137
• <b>Eventos glaciares</b>	137
• <b>Glaciares actuales</b>	138
• <b>Formas de modelado glaciar</b>	138
<b>a) Circos</b>	<b>138</b>
<b>b) Artesa y valles colgantes</b>	<b>141</b>
<b>c) Rocas aborregadas y estriadas</b>	<b>141</b>
<b>d) Morenas</b>	<b>141</b>
— Modelado periglaciar	141
— Formas periglaciares	142
<b>a) Glaciares rocosos</b>	<b>142</b>
<b>b) Nichos de Nivación</b>	<b>142</b>
<b>c) Suelos estructurados</b>	<b>143</b>
— Modelado de laderas	143
<b>2. Valle inferior del río Las Cuevas</b>	<b>146</b>
<b>a) Geomorfología del tramo Las Cuevas - Puente del Inca</b>	<b>147</b>
— Formas litológicas	147
— Modelado glaciar	148
• <b>Glaciares actuales</b>	148
— Formas glaciogénicas	148
— Modelado periglaciar	149
— Formas de remoción en masa	149
— Formas fluviales	153
— Otras formas del relieve	154
• <b>El Puente del Inca</b>	154
<b>b) Geomorfología entre Puente del Inca y Punta de Vacas</b>	<b>155</b>



— Depósitos glaciarios	155
— Dinámica de vertientes	157
<b>B. El modelado glaciar y periglaciar de Vallecitos</b>	<b>157</b>
<b>1- Geomorfología de la cuenca Vallecitos</b>	<b>158</b>
— Modelado glaciar	158
• <b>Glaciares actuales</b>	158
<b>Relieves generados por erosión glaciar</b>	<b>158</b>
• <b>Depósitos glaciarios</b>	163
— El ambiente periglaciar	163
• <b>Los glaciares rocosos</b>	164
• <b>Modelado de laderas</b>	165
<b>2- Geomorfología de la Quebrada de los Vallecitos</b>	<b>165</b>
— Modelado glaciar	165
— Modelado periglaciar	166
• <b>Glaciares rocosos</b>	166
a) <b>Glaciares rocosos inactivos o fósiles</b>	<b>169</b>
b) <b>Glaciares rocosos activos de valle</b>	<b>169</b>
c) <b>Glaciares rocosos activos de ladera</b>	<b>169</b>
— Modelado de laderas	170
<b>Bibliografía</b>	<b>170</b>
<b>CAPÍTULO V. Los glaciares de piedemonte</b>	<b>173</b>
<b>A. Los glaciares del piedemonte oeste de la Ciudad de Mendoza</b>	<b>174</b>
— Formas estructurales	174
• <b>Precordillera</b>	174
• <b>Crestas de materiales triásicos</b>	177
• <b>Cerrilladas de piedemonte</b>	177
• <b>Hog - back en areniscas terciarias</b>	178
<b>Sedimentos lacustres mesetiformes</b>	<b>179</b>

— Formas climáticas	179
• <b>Los Glacis</b>	179
<b>Glacis superior</b>	<b>179</b>
• <b>Glacis Principal</b>	180
• <b>Terrazas fluviales</b>	180
• <b>Playa</b>	181
• <b>Sedimentos aluviales modernos</b>	181
<b>B. Piedemonte oeste de la Ciudad de Malargüe</b>	<b>181</b>
— Los glacis	181
• <b>Glacis Superior</b>	182
• <b>Glacis Principal</b>	182
— Formas estructurales	187
• <b>Cordillera Principal</b>	187
• <b>Coladas y mesas lávicas</b>	187
• <b>Crestas y cuevas</b>	187
• <b>Mesas ignimbríticas</b>	188
<b>Bibliografía</b>	<b>190</b>
<b>GLOSARIO</b>	<b>193</b>
<b>DATOS DEL AUTOR</b>	<b>201</b>
<b>OTRAS PUBLICACIONES DEL AUTOR</b>	<b>202</b>
— Libros	202
— Capítulos de libro	202



# INTRODUCCIÓN

La Provincia de Mendoza, en la República Argentina, fue considerada, por estudiosos que la transitaron, como un “paraíso geomorfológico” (Viers, 1966) debido a la variedad de formas del relieve que alberga en sus 148.827 km<sup>2</sup> de superficie comprendidos entre los 32° y 37° de latitud sur. Efectivamente, secas y templadas planicies “sembradas” de dunas al este, contrastan con altos y fríos cordones montañosos del oeste. Interpuestos entre ambos ambientes, dilatados glaciares, cerrilladas, depresiones tectónicas, gran número de volcanes, extensas mesetas, completan el nutrido mosaico de modelados terrestres (Figura N° 1). Sin embargo, frente a esta diversidad, no existen suficientes estudios geomorfológicos y más aún, numerosos sectores no cuentan con trabajos a pesar de ser verdaderos “libros abiertos” en lo que se refiere a tipos de geoformas.

Por otra parte, no existe una obra bibliográfica que permita reunir los relieves de Mendoza, ya que la totalidad de los ensayos están repartidos en libros dedicados a un relieve en particular, separatas, capítulos de libros, actas de congresos, etc., a veces de difícil acceso o publicados en otros países y en otros idiomas. Por otra parte, si bien existen mapas sobre la geomorfología de Mendoza (Capitanelli, 1967, González Díaz y Fauqué, 1993, Abraham, 1996), en ellos se ha puesto énfasis en la delimitación de grandes unidades del relieve.

El Atlas Geomorfológico de la Provincia de Mendoza tiene por objetivo superar algunos de los aspectos planteados al estudiar y cartografiar en detalle relieves característicos de Mendoza para publicarlos en un volumen que sirva como consulta de base para diferentes finalidades (planificación, evaluación de recursos naturales, ordenamiento territorial, riesgos, etc.). También tiene como meta ser una referencia para alumnos y profesionales de diferentes niveles

educativos, investigadores de disciplinas afines o para quien simplemente busque satisfacer una curiosidad personal.

Es indudable que el interés por la Geomorfología en Mendoza va en incremento y significa un notable avance cultural que enriquece a la sociedad y revierte en un mayor cuidado del territorio en razón de su eficacia explicativa de los diferentes procesos que generan formas. Por otra parte, la enseñanza de los relieves reclama de estudios geomorfológicos específicos como uno de los fundamentos en la articulación y el dinamismo del paisaje, lo que amplía el campo de interés del estudio de los modelados y obliga a un creciente rigor en su transferencia.

La existencia de manuales y tratados extranjeros ha permitido dar solución a parte del problema. Sin embargo, los ejemplos geomorfológicos concretos están referidos mayormente a localizaciones lejanas. Por ello, ha parecido muy necesario hacer un trabajo que cubra esta carencia, complementando la formación adquirida en los tratados generales con ejemplos propios, accesibles, expresivos, ordenados, documentados y especialmente cartografiados.

Se pretende dar a conocer diferentes relieves provinciales ya sean estructurales o climáticos. Los ejemplos se han seleccionado y dispuesto por modelados característicos (volcánicos, kársticos, estructurales, climatogenéticos) (Figura N° 2) con su correspondiente cartografía geomorfológica respetando las cualidades básicas que debe reunir un mapa de este tipo (morfográfico, morfodinámico, morfoestructural, morfocronológico, morfogenético y morfométrico). Para la simbología se utilizaron mayormente símbolos geomorfológicos convencionales y los colores elegidos se acercan a los sugeridos por el ITC (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences) de Holanda, aunque con algunas modificaciones en beneficio de una mejor representación e interpretación cartográfica.

Se espera en el futuro realizar otras entregas del Atlas para caracterizar un mayor número de modelados mendocinos y contribuir, de esta manera, al acercamiento del profesional, del estudiante y del público en general a los relieves, fomentando la necesidad fundamental de un análisis del paisaje geomorfológico para comprender la articulación y dinámica del espacio natural.

## RELIEVE DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

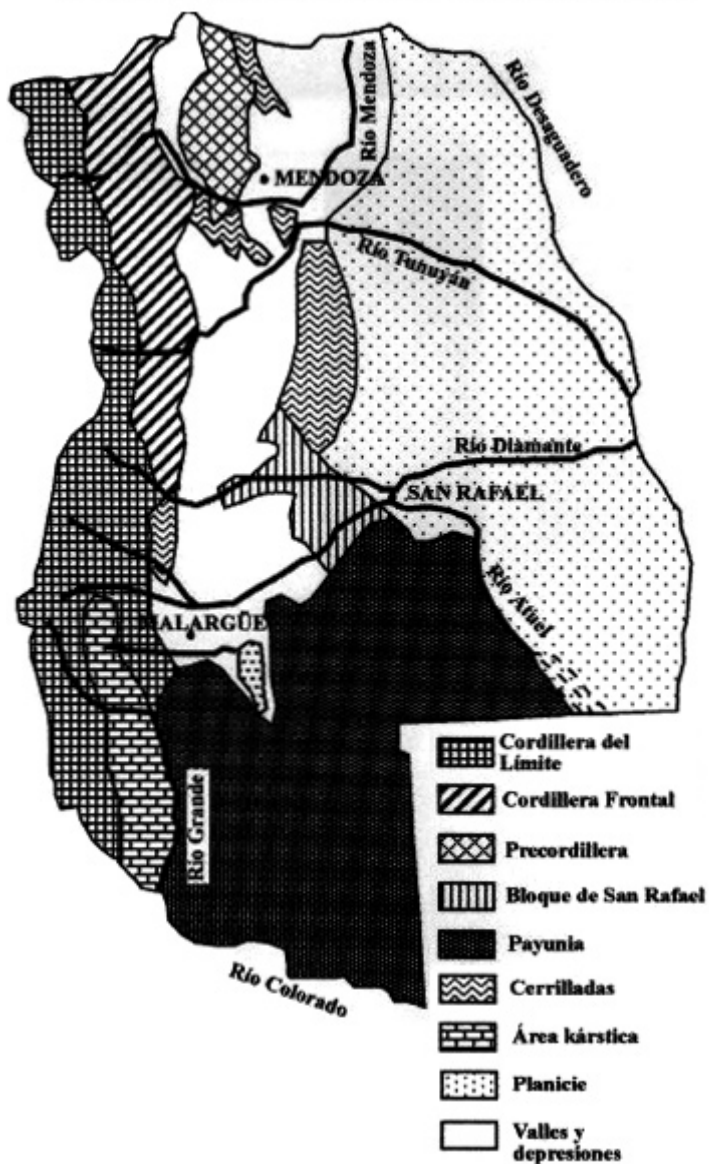


Figura N° 1

### UBICACIÓN DE LOS RELIEVES ESTUDIADOS

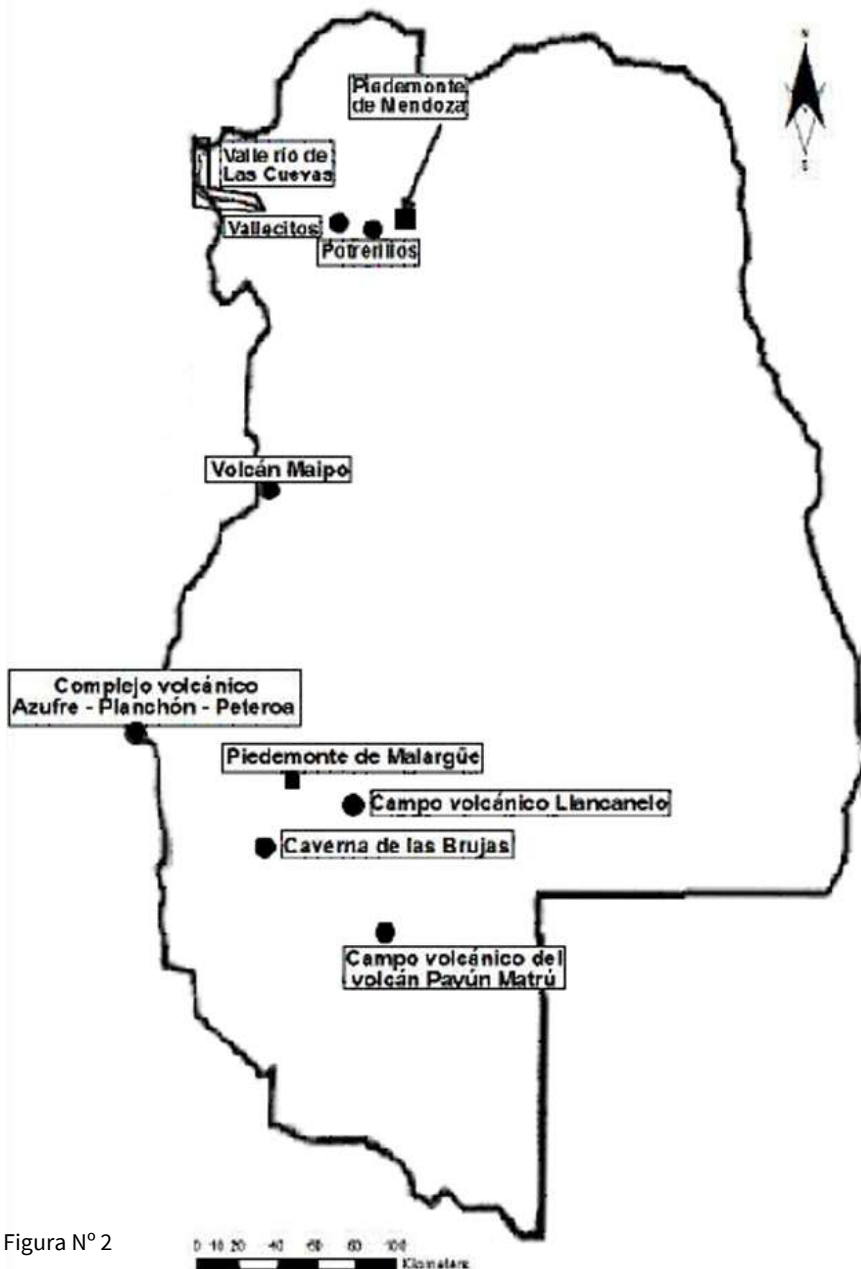


Figura N° 2

# CAPÍTULO I

## **El modelado volcánico**

En la Provincia de Mendoza los volcanes se encuentran emplazados en la Cordillera Principal de los Andes (volcanes de arco) o en la región extra-andina oriental (volcanes de retroarco) vinculados todos, a la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana en América del Sur.

El vulcanismo de arco se caracteriza por la predominancia de eventos de alta explosividad por sobre las manifestaciones efusivas durante el Cuaternario. Dentro de los eventos explosivos de gran magnitud, se puede mencionar la formación de la Caldera Diamante mientras que procesos de menor intensidad, se encuentran asociados a estratovolcanes activos con erupciones históricas como se puede reconocer en los volcanes Peteroa- Planchón, Maipo y San José, todos compartidos con Chile por ser limítrofes.

Es necesario aclarar que entre los 28° y 33° latitud sur (norte de Mendoza), se intercala lo que se conoce como la “zona de silencio volcánico o inactividad magmática”. El último registro de vulcanismo en la misma fue en el Mioceno superior cuando comenzó el proceso de horizontalización de la placa de Nazca (5 a 10°). Hacia el sur, desde la latitud del volcán Tupungato, Nazca presenta nuevamente mayor empinamiento (25° aproximadamente) y por lo tanto mayor posibilidad de generación de material fundido bajo el macizo andino.

El vulcanismo de retroarco se localiza principalmente en la zona sur de la provincia en la región extra-andina y su dominante, contrariamente, es la emisión de lavas básicas sin estar ausentes algunos importantes estratovolcanes. A la actividad de retroarco se le asigna un rango temporal que va desde el Plioceno hasta tiempos históricos y el ejemplo más representativo



de este tipo de volcanismo es La Payunia en el Departamento de Malargüe, considerado uno de los campos volcánicos más importantes del planeta.

## **I - LOS VOLCANES DE ARCO**

Los conos volcánicos activos de mayor envergadura en la cordillera mendocina son extratovolcanes entre los que se destacan, de norte a sur, el magnífico volcán San José de 5880 m de altura que se sitúa a 33° 48' S y 69° 55' W a lo largo de la frontera de Argentina y Chile. Al sur de éste se encuentra, en el Departamento de San Carlos, el volcán Maipo de 5323 m de altitud, desarrollado sobre la Caldera Diamante y localizado entre Argentina y Chile a 34° 10' S y 69° 49' W y, adentrado en el Departamento de Malargüe, se recorta el imponente conjunto de los volcanes Peteroa–Planchón–Azufre a 35° 15' S y 70° 34' W.

Estos volcanes se encuentran acompañados de otros estratovolcanes ubicados íntegramente en suelo mendocino y considerados latentes como son el volcán Risco Plateado de 4999 m de altitud y situado a 34 ° 56' S y 70° W, el volcán Overo (4750 m) a 34° 36' S y 70° W y el volcán Sosneado de 5189 m a 34° 45' S y 70° W. El conjunto de volcanes de arco se completa con volcanes inactivos como son el volcán Campanario de 4020 m de altura e hito natural en la divisoria continental de Chile y Argentina a 35° 55' S y 70° 22' W, el volcán Piuquenes de 6019 m, en el límite de Argentina y Chile a 33° 32' S y 69° 49', el cerro Negro de 6152 m de altitud que se ubica a 33° 28' S y 69° 42' W, el volcán La Engorda a 33° 46' S y 69° 56' W con 5692 m de altura, el Marmolejo (compartido con Chile) de 6109 m a 33° 43' S y 69° 52' W y por último, el imponente Tupungato de 6550 m de altitud a 33° 22' S y 69° 47' W.

De los volcanes citados, el complejo Peteroa–Planchón–Azufre y el volcán Maipo se destacan por ser regularmente visitados por turistas, científicos, deportistas, etc. debido a la facilidad de acceso que presentan al encontrarse en un paso internacional los tres primeros, y ser punto final de una ruta provincial el último. Por tal motivo, el conocimiento de las formas del relieve que los componen y rodean, es fundamental para su mejor valoración paisajística y para el conocimiento de su historia eruptiva ya que son muy buenos exponentes de las diferentes magnitudes eruptivas desarrolladas en el arco andino a través del tiempo.

---

## **A. Geomorfología del volcán Maipo**

El volcán Maipo de 5323 m.s.n.m., es un estratovolcán activo desarrollado en la Cordillera Principal dentro de la Caldera Diamante y localizado en la frontera entre Argentina y Chile en el Departamento de San Carlos de la Provincia de Mendoza. Tanto el volcán, como la caldera y su laguna, constituyen actualmente un área provincial protegida. Su registro como centro volcánico activo aparece mencionado por primera vez en la Geografía Histórica de las Indias Occidentales o América, publicada en Madrid por Antonio de Alcedo en 1788 y su última manifestación fue la posible erupción del año 1912.

### **1. El modelado volcánico**

#### **— La caldera**

Las formas del relieve más destacadas en el paisaje del área son las originadas por la actividad magmática. Entre éstas, se destaca la importante Caldera del Diamante (Mapa N° 1) que acuna al volcán Maipo y abarca una superficie aproximada de 500 km<sup>2</sup> atravesada de norte a sur por la línea limítrofe con Chile (Foto N° 1). Su origen está vinculado a dos eventos plinianos consecutivos y el volumen de material piroclástico eruptado fue aproximadamente de 450 km<sup>3</sup>. Este valor representa el 70 a 80 % del volumen de magma emitido por ese centro volcánico en su historia y aproximadamente el 50 % del generado por el vulcanismo de arco durante el Cuaternario entre los 33° y 35° S en la Cordillera de Los Andes (Guerstein, 1993).

Las evacuaciones catastróficas de la porción superior de la cámara magmática silíceo de un antiguo volcán que González Ferrán (1985) denominó “Diamante”, habrían generado erupciones riolíticas altamente explosivas, ocurridas en un corto período causando el truncamiento del volcán, vaciamiento de la cámara magmática y la formación de la caldera de subsidencia cuyas paredes alcanzan un desnivel que oscila entre 900 y 1.500 m. El material evacuado en forma de flujos de cenizas y piroclastos a alta velocidad, alcanzaron una dispersión radial

a más de 100 km de distancia desde el centro emisor, cubriendo gran parte de la cordillera del sector y del piedemonte al este. Este fenómeno se habría registrado hace 0.5 Ma. AP (Stern, 1984)

#### — **Domo dacítico**

La actividad volcánica post-caldérica se inició en el Pleistoceno sup. con la intrusión de un domo dacítico de 1 km de diámetro y unos 150 m de altura en la zona de fractura de la periferia norte del anillo de la caldera (Foto N° 2) (Mapa N° 1).

#### — **Cono del Maipo**

La actividad volcánica central que origina el volcán Maipo habría comenzado hace 100.000 años con características básicas (andesita basáltica) para, posteriormente, producirse una acidificación de las erupciones (Sruoga, 2002). Los sucesivos flujos de lavas y piroclastos estructuraron el estratovolcán sobre la mitad occidental de la caldera (Mapa N° 1) con un desnivel relativo de 1900 m (Foto N° 3).

Los rasgos morfológicos de sus lavas y depósitos de tefra reflejan una actividad de tipo estromboliano-vulcaniano y las efusiones lávicas corresponden a una serie de coladas aa y en bloques que se desparraman en diferentes direcciones por las faldas del volcán (Mapa N° 1) durante el Pleistoceno y Holoceno. En este último, hace su aparición una colada bilobulada en bloques donde su parte inferior se separa en dos lóbulos con laterales empinados y canal central por diferencias de velocidad en el desplazamiento de la misma. Luego una colada aa se derramó desde el cráter principal y se encauzó por el canal central de la colada bilobulada cuyo frente se encuentra a 4150 m de altura y se destaca en el paisaje por su color gris oscuro.

#### — **Cono monogenético adventicio**

A finales del Pleistoceno se estructura un cono monogenético denominado volcán Nicanor de 3458 m (Foto N° 4), ubicado al pie del Maipo en su sector oriental a 34° 10' 41" S y 69° 44' 34" W (Mapa N° 1). Este es un centro eruptivo adventicio monogenético con una edad de 28 a 17.000 años AP (Sruoga, 2002) y actividad estromboliana.



Foto N° 1: Caldera del Diamante y la laguna homónima



Foto N° 2: Domo dacítico



Foto N° 3: Volcán Maipo y Laguna del Diamante



Foto N° 4: Volcán Nicanor

### — **Campo de escorias**

Como consecuencia de la erosión fluvial en las laderas del Maipo y el posterior arrastre y depositación de los piroclastos del cono en partes inferiores de menor pendiente, se ha formado un pequeño campo de escorias conocido como “Cancha de Tenis” en la base oriental del volcán, destacándose en el paisaje por su coloración rojiza y escasa inclinación (Foto N° 5) (Mapa N° 1).

### — **La laguna**

La emisión de flujos de lava andesítico-basáltica a fines del Pleistoceno, localizados tanto en el pie suroeste del volcán Maipo como en su base oriental, fue la causa que una colada de este conjunto generara un embalse que dio origen a la Laguna del Diamante de 1.400 has de superficie, motivo por el cual se incluye este espejo de agua dentro de los modelados generados por eventos volcánicos (Foto N° 3) (Mapa N° 1).

## **2. Modelado glaciar y periglaciar**

### — **Formas glaciarias**

Si bien actualmente los glaciares descubiertos del Maipo se presentan por sobre los 3600 m de altura, la actividad glaciar en el Pleistoceno fue muy importante en las laderas del volcán y en el fondo y paredes de la caldera.

Como consecuencia de ello, circos de erosión generados por el hielo en las vertientes de la caldera, se destacan conjuntamente a una amplia artesa glaciar al norte del volcán con dirección oeste–este que contiene un importante campo de morenas a 3648 m.s.n.m. Otros frentes morénicos se ubican a 3619 m, 3574 m, 3557 m y 3300 m respectivamente, flanqueados por morenas laterales y a veces relacionados con la formación de vegas (Foto N° 6) (Mapa N° 1).

### — **Formas periglaciares**

En el área del volcán Maipo y su caldera, la acción de la nieve, el congelamiento y descongelamiento de suelos, la criofracción y el termoclastismo en las laderas son intensos. No es de extrañar entonces la formación de glaciares rocosos

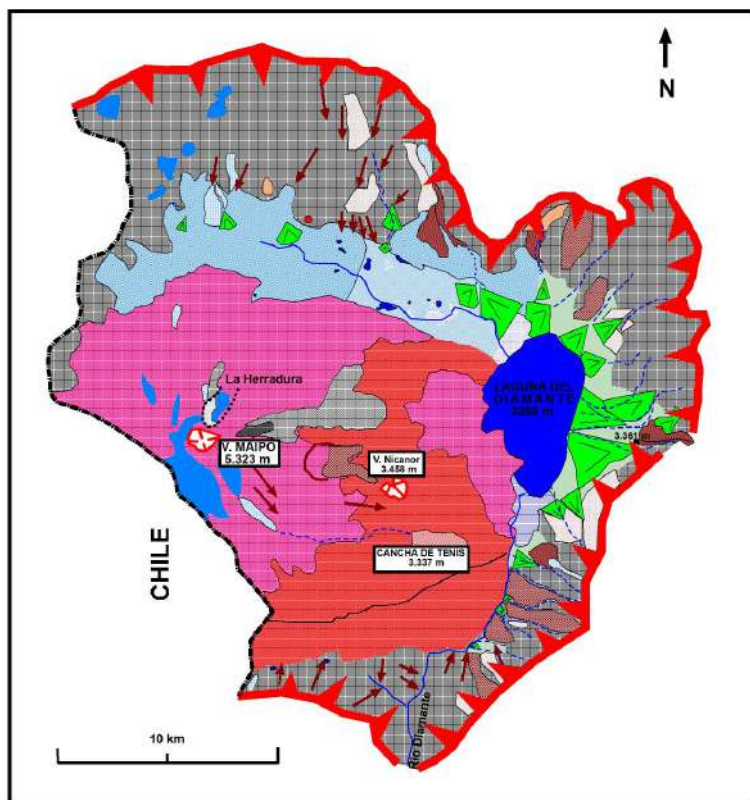
activos en las paredes de la caldera (Foto N° 7) (Mapa N° 1) donde se aprecian sus ondulaciones, grietas de tensión, etc. Las coloraciones de los estos cuerpos están en relación con los materiales que transportan y que proceden de la alimentación de detritos y nieve de las laderas. En muchos de ellos es visible su permafrost que alimenta cursos de agua.

También son de importantes dimensiones algunos debris flow extendidos en el cono del Maipo y en los muros de la caldera como el denominado “La Avalancha” fácilmente reconocible por el gran tamaño de los bloques que ha transportado demostrando la elevada energía interviniente en su desarrollo (Foto N° 8). Por último, deslizamientos con sus correspondientes cicatrices de despegue y derrubios gravitatorios, denotan la gran intensidad funcional del sistema periglaciario reinante en la zona (Mapa N° 1).

### **3. Otros modelados**

El modelado de la zona se completa con formas de kársticas (rillen karren) en yesos del Mioceno que afloran al pie de pared norte de la caldera. Por otra parte, la acción fluvial también deja su impronta a través de la formación de conos aluviales elaborados tanto por cursos permanentes alimentados por glaciares descubiertos y cubiertos, como por escurrimientos esporádicos. Por último, en los alrededores de la Laguna del Diamante, se observan depósitos lacustres formando pequeñas planicies posiblemente relacionados con momentos de mayor extensión de la misma (Mapa N° 1).

GEOMORFOLOGÍA DEL VOLCÁN MAIPO Y CALDERA DEL DIAMANTE






LEYENDA


RELIEVES LITOLÓGICOS

MODELADO VOLCÁNICO

-  Caldera de subsidencia (450.000 años AP)
-  Domo dacítico intrusivo (Pleistoceno sup.)
-  Cráter
-  Colada de lava AA (Pleistoceno sup.)
-  Colada de lava en bloques (Pleistoceno sup.)
-  Cono monogenético (Pleistoceno sup.)

-  Colada de lava en bloques (Holoceno)
-  Colada de lava AA (Holoceno)
-  Campo de escorias

MODELADO KÁRSTICO

-  Rillen karren en yesos

FORMAS ESTRUCTURALES

-  Cordillera Principal





MODELADO GLACIAR

-  Glaciar
-  Morenas Pleistocénicas
-  Fondo de artesa

MODELADO PERIGLACIAR

-  Glaciar rocoso

MODELADO HIDRICO Y FLUVIAL

-  Curso permanente
-  Curso temporario
-  Laguna
-  Planicie lacustre

-  Vega




-  Cono aluvial

-  Sedimentos aluviales modernos

MODELADO DE LADERAS

-  Derrumbios gravitatorios
-  Cárcava
-  Debris flood
-  Cicatriz de despegue
-  Deslizamiento

INSTALACIONES HUMANAS

-  Refugio Guardaparques
-  Ruta o Picada
-  Limite Internacional

Mapa N° 1





Foto N° 5: Campo de escorias denominado “Cancha de Tenis”



Foto N° 6: Artesa glacial, morenas y vegas al norte del volcán Maipo



Foto N° 7: Glaciar rocoso en la pared norte de la Caldera del Diamante



Foto N° 8: Debris flow conocido como “La Avalancha”

---

## **B. Geomorfología del complejo volcánico Azufre–Planchón–Peteroa**

El conjunto de los estratovolcanes Azufre–Planchón–Peteroa se ubica dentro de la Cordillera Principal de Los Andes en Mendoza a 110 km al occidente de la ciudad de Malargüe, sirviendo como límite entre Argentina y Chile. Corresponde a un macizo volcánico cuya base cubre unos 130 km<sup>2</sup> y sus centros eruptivos se suceden por 6 km a lo largo de una fractura de rumbo norte–sur (Mapa N° 2). Este conjunto está activo siendo sus últimas manifestaciones en el año 2010 producidas por el volcán Peteroa (Foto N° 9).

### **1. Modelado volcánico del complejo**

#### **— El volcán Azufre**

El volcán Azufre (4100 m.s.n.m.) es la unidad más antigua y está formado por dos conjuntos de coladas de lava pleistocénicas superpuestas. El primero está compuesto por potentes flujos de lavas andesíticas-basálticas que se extendieron hacia el suroeste del complejo. En uno de estos flujos se determinó una edad potasio-argón de 0,55 Ma AP (Tormey, 1989). Sobre esta estructura continuó la actividad efusiva con alternancia de lavas y piroclastos basálticos-andesíticos que terminaron de edificar el estratovolcán. El Azufre presenta erosión glaciaria (circos) y actualmente un 60% de su estructura está cubierta por hielos que alcanzan una superficie de 58 km<sup>2</sup> (González Ferrán, 1985) (Mapa N°2).

#### **— El volcán Planchón**

El volcán Planchón (4090 m) está emplazado 6 km al noreste del Azufre (Mapa N°2) y está edificado por flujos lavas de basaltos y andesitas basálticas muy fluidas y piroclastos. Es un volcán de larga evolución que se extiende desde el Pleistoceno superior al Holoceno. Un rápido crecimiento inicial del volcán fue

posiblemente la causa del colapso de su sector occidental que generó, durante el Pleistoceno tardío, una violenta avalancha que alcanzó 95 km hacia el territorio chileno (Naranjo, 1999) originado una caldera de colapso de unos 3 km de diámetro (Mapa N°2).

Otros investigadores afirman que dicho colapso se habría producido durante los últimos 5.000 años (Tormey, 1989), produciendo la avalancha de detritos cuyo volumen se estima en unos 6 km<sup>3</sup> y se desplazó a gran velocidad por el curso de los ríos Claro y Teno en Chile. Es muy probable que el colapso haya sido causado por una violenta erupción de piroclastos pumíceos riódacíticos cuyos depósitos se encuentran esparcidos hacia el noreste (González Ferrán, 1985). Incluso, es probable que la formación de la caldera ocurriera durante una erupción del 13 de diciembre de 1762, la cual habría destruido un cono emplazado dentro de la caldera en formación y cuya violencia arrojó una potente lluvia de tefras hacia Argentina y lahares hacia Chile. Esta erupción es descrita por el Abate Juan Ignacio Molina (González Ferrán, 1985).

La actividad eruptiva holocénica del Planchón es explosiva. La zona de cráteres activos abarca una superficie de 0,80 km<sup>2</sup> (Mapa N° 2) y los modelados causados por erupciones violentas se iniciaron con el emplazamiento de una oleada piroclástica (Foto N° 10) que se caracteriza por ser un depósito gris oscuro a medio, de cenizas finamente laminadas, que aflora sobre el flanco oriental de los volcanes Planchón y Peteroa, y en los valles de los ríos Los Ciegos y Valenzuela. El volumen total del depósito se estima en 0,07 km<sup>3</sup> y arrojó una edad de 7.030 y 7.020 años AP, a través de mediciones de AMS (Accelerator Mass Spectrometry) (Naranjo y Haller, 2002).

Durante este mismo evento se produjo un flujo pirocástico que generó un depósito de bombas de escorias y materiales de diferente granulometría (lapillis, cenizas) que se observa sobre el faldeo oriental y en la base del volcán Planchón llegando hasta el río Los Ciegos (Foto N° 11) (Mapa N°2). El flujo es delgado sobre el flanco oriental del Planchón pero sobre el llano alcanza un espesor superior a 2 m. Ocupa una superficie aproximada de 6 km<sup>2</sup> y su volumen total se estima en 0,005 km<sup>3</sup>, destacándose en el paisaje por su aspecto ennegrecido y la presencia de bombas en superficie (Naranjo y Haller, 2002).

Un depósito de lapillis pumíceos blancos a grises se distribuye hacia el sureste del Planchón y en sus faldas (Foto N° 12). Sus componentes básicos corresponden a andesitas basálticas y andesitas y los ácidos son dacitas. La

edad de esta erupción se ha determinado mediante dataciones de C14 que arrojaron resultados de 1.400 a 1.050 años AP (Naranjo y Haller, 2002). La erupción pudo haber sido pliniana y el volumen total de la pómez emitida fue de aproximadamente de 0,05 km<sup>3</sup> generando extensos campos de escorias (Mapa N°2).

Por último, en la parte superior del Planchón, se produjo una erupción en febrero de 1837 (Bustillos, 1850) elaborando un cono de escorias monogenético de 150 m de diámetro y 60 m de alto con una colada de lava en bloques y aa, única emisión de lava holocena del volcán (Mapa N° 2) ya que las demás erupciones, inclusive las recientes (1991, 1998), arrojaron sólo cenizas.

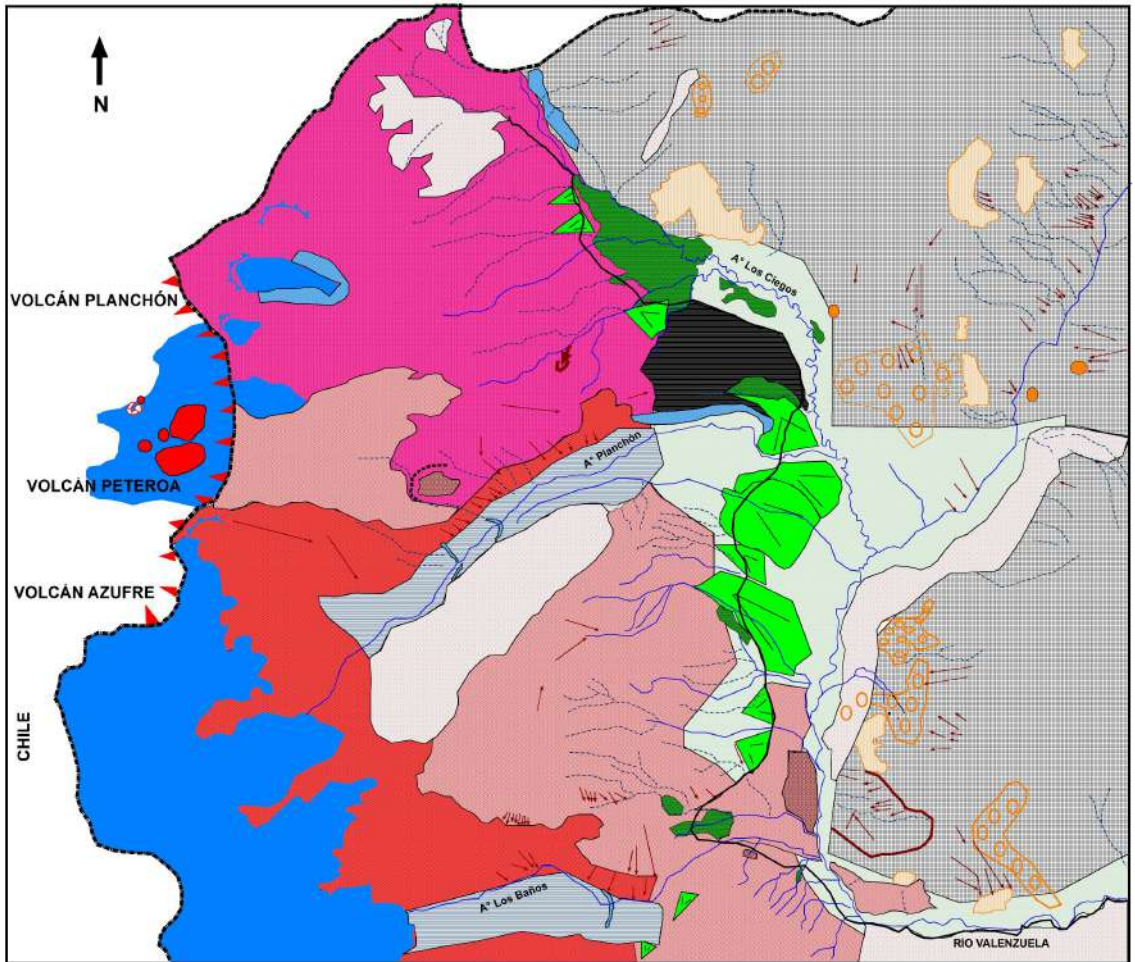
### — El volcán Peteroa

El volcán Peteroa (3603 m) es un estartovolcán compuesto por piroclastos y lavas básicas pleistocénicas y holocénicas que se edificó sobre la caldera de colapso abierta hacia el sector occidental. González Ferrán (1985) afirma que si se analiza el primer mapa volcanológico de Chile del padre Bernardo Harvestadt (1751-52), el Peteroa aparece en plena actividad como un cono central entre el Planchón y el Azufre.

La actividad eruptiva reciente del Peteroa ha alcanzado fases reflejadas por relatos y antecedentes históricos citados por González Ferrán (1985) como ocurrió en 1660, 1716, 1751, 1762, 1835, 1837 (no coincide con Naranjo (2002) quién adjudica este evento al Planchón), 1860, 1869, 1878, 1889, 1894, 1937 (formación de un cono monogenético asociado por Naranjo (2002) al evento de 1837), 1959, 1960, 1962, 1985, 1991 (Haller (1991) lo adjudica al Planchón) y 2010.

La parte superior del volcán presenta hielo rodeando sus cráteres (Foto N° 13) y parte de las laderas están cubiertas de piroclastos holocénicos provenientes de erupciones propias y de su vecino Planchón. En los alrededores del volcán actualmente se observa actividad termal con vertientes de aguas a temperaturas que van entre los 25° y los 70° C. y por otro lado, diferentes fumarolas coronan el cono que según la intensidad y dirección del viento, se percibe un penetrante olor a azufre proveniente de las mismas (Foto N° 14).

# GEOMORFOLOGÍA DEL COMPLEJO PETEROA - PLANCHÓN - AZUFRE



## LEYENDA

### MODELADO VOLCÁNICO

- Cráter
- Cono monogenético
- Caldera de desplome
- Colada de lava (Pleistoceno inf. - medio)
- Colada de lava (Pleistoceno sup.)
- Flujo piroclástico (7.000 años AP)
- Campo de lapillis (1.400 - 1.000 años AP)

### MODELADO KÁRSTICO

- Rillen karren en yeso
- Campo de dolinas
- Dolina en cubeta

### FORMAS ESTRUCTURALES

- Cordillera Principal

### MODELADO GLACIAR

- Glaciar
- Artesa
- Circo

- Morena

### MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL

- Río
- Curso temporario

- Cono aluvial
- Sedimentos aluviales modernos
- Vega

### MODELADO DE LADERAS

- Erosión lineal
- Cabecera de retroceso
- Talud de derrubios
- Cicatriz de despegue
- Deslizamiento

### INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta

### ELEMENTOS TOPOGRÁFICOS

- Limite Internacional

6.5 km



Foto N° 9: Complejo volcánico Azufre – Planchón - Peteroa



Foto N° 10: Oleada piroclástica



Foto N° 11: Flujo pirocástico con bombas en su superficie



Foto N° 12: Campo de pómez





Foto N° 13: Cráteres del volcán Peteroa



Foto N° 14: Fumarolas del volcán Peteroa



Foto N° 15: Artea glacial y morenas en el valle del Peñón



Foto N° 16: Volcán Payún Matrú al fondo y campo de lapillis o “Pampas Negras” en primer término

## 2. Otras formas de modelado

### — Formas de origen glaciario

El complejo volcánico fue afectado por las glaciaciones cuaternarias permitiendo la elaboración de circos en las laderas de los volcanes y la erosión de valles inferiores originando artesas glaciarias como ocurre en los valles del Peñón y de los Baños que presentan amplios fondos y típicas formas en U (Foto N° 15) (Mapa N°2). En estos valles y escalonadamente, aparecen arcos de morenas que reflejan el máximo avance de los glaciares como sus etapas de retroceso. En las laderas del complejo y ocupando la parte inferior de los circos, se reconocen morenas rodeadas de rocas volcánicas aborregadas, estriadas y pulidas que generan brillosos colores oscuros cuando son iluminadas por el sol.

### Formas kársticas

En el valle del río Los Ciegos (afluente del Valenzuela), desarrollado paralelamente al frente oriental del complejo volcánico y en su margen izquierda, se encuentran importantes afloramientos de calizas y yesos del Jurásico sup. con formas kársticas como dolinas que, generalmente, se encuentran alineadas por fracturas o, en ocasiones, se agrupan en campos. Las laderas con afloramientos de yesos a su vez están modeladas por cursos de agua que generan rillen karren (Mapa N°2).

### — Modelado fluvial

Los valles que acompañan al complejo volcánico con direcciones predominantes oeste-este y norte-sur, son recorridos por ríos permanentes alimentados por los glaciares que ocupan las partes más elevadas de los volcanes. Estos ríos (Los Baños, Los Ciegos, Peñón) son tributarios de los ríos Valenzuela y Grande y, en algunos casos, al igual que cursos temporarios (nivo-torrenciales), han dado forma a conos aluviales en sus partes distales o al pie de las laderas. A su vez, el cauce del río Los Ciegos presenta vegas, algunas de grandes dimensiones, que sirven para pasturas del ganado caprino y ovino durante las llamadas “veranadas” desarrolladas bajo un sistema de transumancia.

— **Modelado de laderas**

Las laderas del complejo, como de cordones montañosos vecinos pertenecientes a la Cordillera Principal (Mapa N°2), son intensamente modeladas por erosión lineal producto de aguas procedentes de lluvias intensas estivales o del derretimiento de la nieve en primavera que, en ocasiones, generan cabeceras de retroceso a favor de la poca consistencia de los materiales que forman laderas. La acción del crío y termoclastismo dentro de un ambiente periglaciario, ha elaborado extensos conos y taludes de derrubios y se pueden identificar también, algunos procesos de remoción en masa (deslizamientos) como el ocurrido en la unión de los ríos Los Ciegos y Baños que ha dejado una cicatriz de despegue y un voluminoso depósito en el valle que es sorteado por el río Los Ciegos por la margen izquierda del mismo.

## **II - LOS VOLCANES DE RETROARCO**

Al pie de la Cordillera de los Andes, en el sur de la provincia de Mendoza, existe una importante zona volcánica denominada Payunia (Figura N° 1) de unos 25.000 km<sup>2</sup>, producto de un intenso vulcanismo de retroarco desde comienzos del Plioceno hasta tiempos históricos. En ella se destacan, entre otros, dos importantes campos volcánicos: el de Llancanelo de 5.900 km<sup>2</sup> al norte de la región y a unos 40 km de la ciudad de Malargüe, y el campo del volcán Payún Matrú de 8.000 km<sup>2</sup> situado inmediatamente al sur del anterior y a unos 100 km de la ciudad cabecera del Departamento de Malargüe. El paisaje de ambos está modelado por alrededor de 800 conos volcánicos, en su mayoría monogenéticos, acompañados por dilatadas coladas de lavas y extensos campos de escorias, características que convierten a la zona en uno de los espacios volcánicos más importante del planeta.

---

### **A. El modelado volcánico del campo del volcán Payún Matrú**

Este campo debe su nombre a uno de los volcanes de mayor envergadura del área, el Payún Matrú, volcán de extensa evolución en el tiempo (Foto N° 16). La mayor parte del modelado del área se debe a un vulcanismo de retroarco y actualmente 450.000 has. son protegidas bajo el nombre “Reserva Payunia”, no solamente por sus riquezas geomorfológicas y geológicas, sino también por su especial flora y fauna, los restos arqueológicos que atesora y la particular forma de ocupación humana dentro de un ambiente agreste, con dificultades de acceso y de complicada supervivencia para el hombre por la lejanía a centros urbanos con servicios básicos. Su densidad de ocupación es baja (inferior a 0 habitante / km<sup>2</sup>), que justifica considerarla un “desierto volcánico”.

Las unidades del relieve de este campo, ordenadas en función de su antigüedad, responden a las siguientes características (Mapa N° 3):

— **Macizo Antiguo**

Es parte del denominado Macizo de San Rafael (Mapa N° 3), rejuvenecido durante los movimientos orogénicos andinos del Terciario y ocupa el extremo noreste del campo. Se destaca la uniformidad de sus cumbres por ser una vieja penillanura sobreelevada, quedando gran parte de sus materiales paleozoicos bajo espesos mantos de basaltos posteriores. Los bloques elevados se encuentran disectados por cursos de agua temporarios que han generado importantes acumulaciones de sedimentos aluviales (conos) al pie del macizo, con aparición de algunas zonas deprimidas con depósitos de arcillas, localmente conocidos como “barreales”. Este relieve se labra en afloramientos de rocas efusivas e hipabisales pérmicas (González Díaz, 1972) que se caracterizan por su color rojizo y en las laderas se pueden encontrar formas cristalinas típicas como taffonis, bolos, etc. En las cumbres, se intercalan, a veces y a favor de fracturas, efusiones básicas que recubren la roca.



Figura N° 1

### — **Sustrato basculado**

Esta unidad corresponde a un tramo del denominado Bordo Alto del Payún, escarpe formado como consecuencia de una extensa falla regional que se desarrolla con dirección norte-sur. Se ubica al suroeste del campo y su morfología se debe a la inclinación del sustrato basáltico miocénico, generando una especie de relieve de cresta y observándose en el reverso, intensos procesos de erosión lineal.

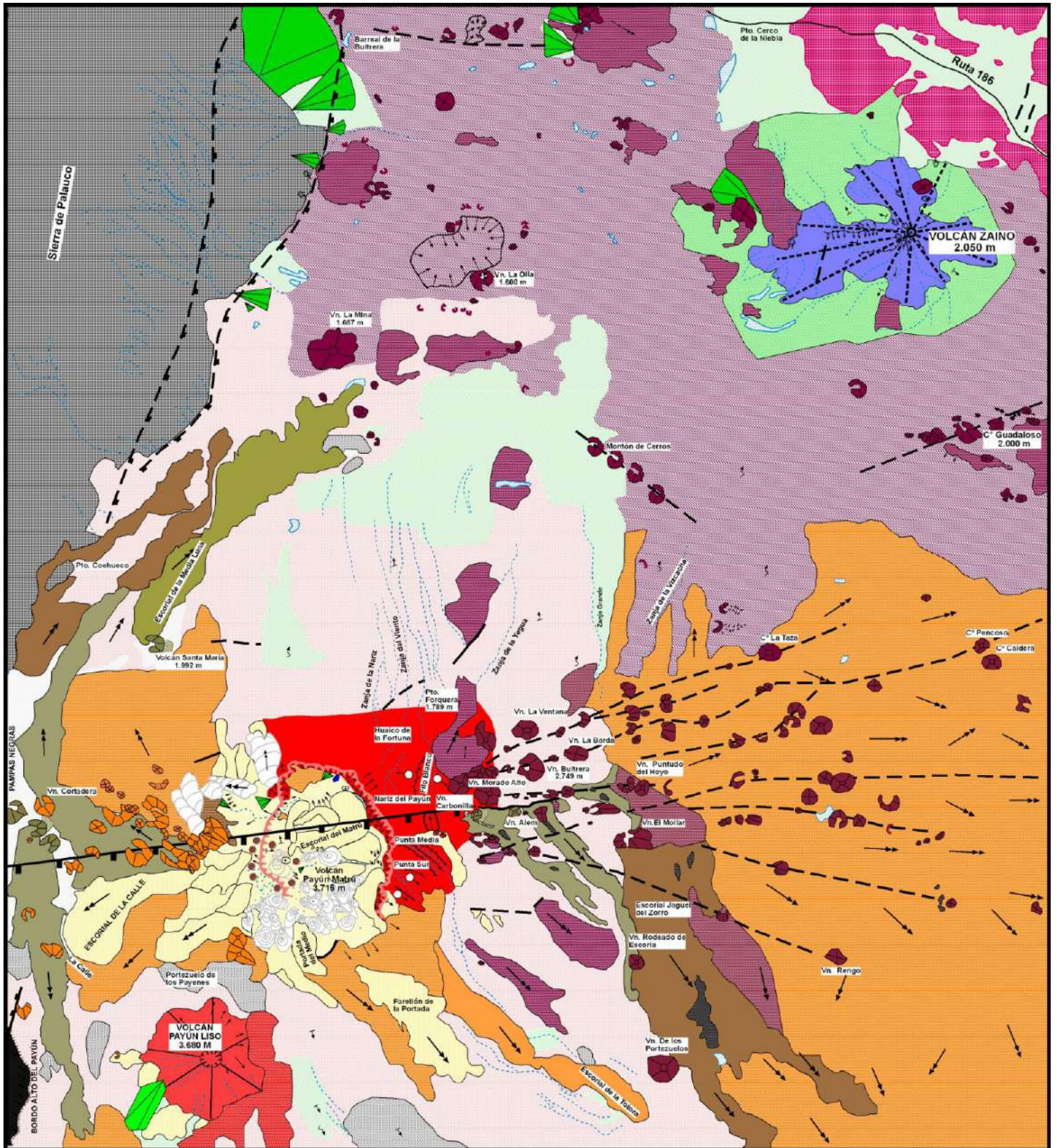
### — **Estratovolcán terciario erosionado**

El volcán Zaino de 2050 m.s.n.m. y con 35 km<sup>2</sup> de superficie, es un estratovolcán andesítico terciario, posiblemente del Plioceno (González Díaz, 1972), cuyas vertientes se levantan bruscas sobre el paisaje que lo rodea. La erosión fluvial ha labrado cauces cortos y profundos, con divisorias de aguas agudas y escurrimientos esporádicos, que debido a fondos planos y rocosos, incrementan su poder erosivo y de transporte. Se distinguen dos ciclos de construcción del volcán: El primero se inició con un episodio explosivo representado por gruesos conglomerados grises claros para que, posteriormente, lavas andesíticas de color gris claro o rosado claro hicieran su aparición (González Díaz, 1972).

En general presenta un grado de erosión avanzado que en sectores ha generado una verdadera inversión del relieve con generación de mesas, diques, etc. La roca no permite una densidad de cobertura vegetal importante en las laderas y en un gran porcentaje la roca aparece totalmente desnuda. Esto facilita la aparición de cabeceras con erosión retrocedente y la formación de cárcavas en las faldas de este antiguo aparato volcánico.

A su pie, se desarrolla una amplia bajada aluvial formada por la coalescencia de conos que se han elaborado en la parte distal de los cursos que descienden de las partes altas. Estas acumulaciones generan una planicie amarillenta al estar recubierta de coirón y salpicada de arbustos verdes, que dan al paisaje una gran belleza. La capa sedimentaria cubre coladas básicas que en, algunos casos, junto a conos monogenéticos logran aflorar como “islas”. Por último y dentro de la bajada aluvial, al suroeste del Zaino se pueden observar algunos barreales generados por los cursos que mueren allí luego de desgastar el longevo volcán (Mapa N° 3).

# MODELADO VOLCÁNICO DEL CAMPO DEL VOLCÁN MATRÚ



## LEYENDA

- |  |  |   |   |   |
|--|--|---|---|---|
| <p><b>ELEMENTOS ANTROPICOS</b></p> <p>RUTA</p> <p><b>HIDROGRAFIA</b></p> <p>CURSO DE AGUA TEMPORARIO</p> <p>ACUMULACION DE ARCILLAS ("BARRIAL")</p> <p>ACUMULACION DE SALES ("SALITRAL")</p> <p><b>FORMAS ESTRUCTURALES</b></p> <p><b>VOLCANICAS</b></p> <p>SUSTRATO MIOCENO BASCULADO</p> <p>SIERRA VOLCANICA (Mioceno - Pleistoceno)</p> <p>ESTRATOVOLCAN EROSIONADO (Plioceno)</p> <p>BOWO LAVICO DEL VOLCAN "PAYUN MATRU" (Paleoplioceno)</p> <p>ESTRATOVOLCAN "PAYUN LISO" (Plioceno)</p> <p>COLADAS CUBIERTAS POR SEDIMENTOS EOLICOS Y FLUVIALES (Holoceno)</p> <p>CONO DE ESCORIA (6.700 años B.P.)</p> | <p>CONCHETE DE ESCORIA</p> <p>COLADA PINOHEHOE (6.700 años B.P.)</p> <p>BORDE DE LA CALDERA DEL VOLCAN PAYUN MATRU (4.500 años B.P.)</p> <p>CAMPO DE IGIMBRITAS (4.850 años B.P.)</p> <p>CONO DE ESCORIA (4.870 años B.P.)</p> <p>COLADA AA (4.870 años B.P.)</p> <p>COLADA PINOHEHOE (4.870 años B.P.)</p> <p>COLADA EN BLOQUES (3.700 años B.P.)</p> <p>CAMPO DE POMEZ (3.700 años B.P.)</p> <p>BOMBAS (1.700 años B.P.)</p> <p>COLADA AA (941 datación)</p> | <p>CONO DE ESCORIA (1.500 - 1.470 años B.P.)</p> <p>CAMPO DE BOMBAS (1.000 - 1.470 años B.P.)</p> <p>COLADA DE BLOQUES (1.500 - 1.470 años B.P.)</p> <p>COLADA AA (1.500 - 1.470 años B.P.)</p> <p>COLADA DÓMICA (1.500 años B.P.)</p> <p>RUBLO LAVICO (500 años B.P.)</p> <p>CAMPO DE LAPILLUS (500 años B.P.)</p> <p>CONO DE ESCORIA EN HERRADURA</p> <p>CONO DE ESCORIA MEJLAR</p> <p>CONO DE ESCORIA SIN GRATER</p> <p>GRATER DE EXPLOSION</p> <p>GALDERA</p> | <p>DEPRESION</p> <p>DIRECCION DEL FLUJO LAVICO</p> <p>CAMPO DE ESCORIAS HETEROMETRICAS</p> <p>VENTANA LAVICA</p> <p><b>OTRAS FORMAS ESTRUCTURALES</b></p> <p>MAGLZO ANTIGUO</p> <p><b>FORMAS CLIMATICAS FLUVIALES</b></p> <p>CONO ALUVIAL</p> <p>BAJADA ALUVIAL</p> <p>SEDIMENTOS ALUVIALES MODERNOS</p> <p><b>EOLICAS</b></p> <p>YARDANG</p> <p><b>DINAMICA DE VERTIENTES</b></p> <p>CABECERA DE RETROCESO</p> | <p>EROSION LINEAL</p> <p>DERRUBIO DE GRAVEDAD</p> <p>"CRESPING"</p> <p>ARROYADA DIFUSA</p> <p><b>ELEMENTOS ESTRUCTURALES</b></p> <p>FALLA</p> <p>FRACTURA</p> <p>FRACTURA INFERIDA</p> <p>RUMBO Y BUZAMIENTO</p> <p>DIVISORIA DE AGUA</p> |
|--|--|---|---|---|

0 4.5 Km

Figura 4

N







Foto N° 17: Nariz del volcán Payún Matrú y su caldera rellena por un escorial ácido, piroclastos y bombas traquíticas

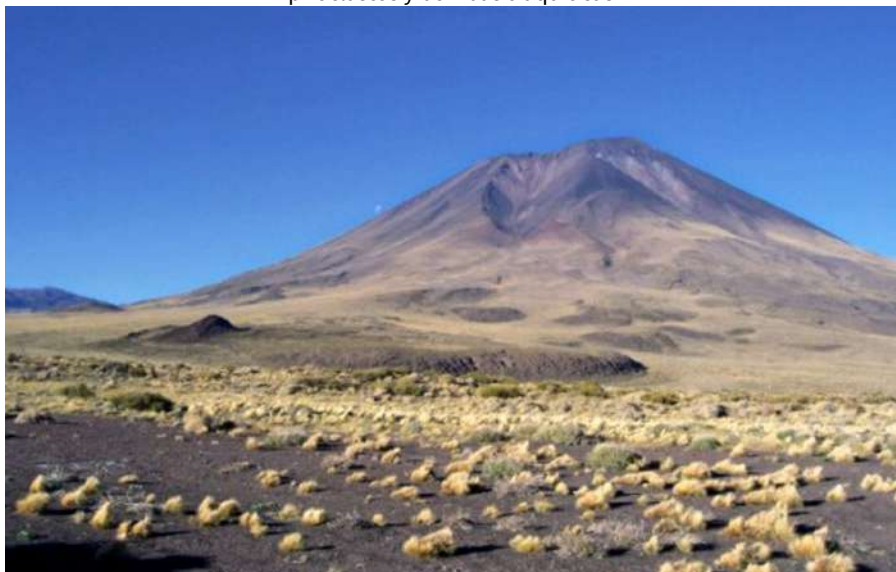


Foto N° 18: Volcán Payún Liso con sus laderas erosionadas por la acción del agua y coladas traquíticas en su base

### — El domo primitivo del volcán Payún Matrú

El volcán Payún Matrú (3715 m.s.n.m.) es un volcán complejo de notable recurrencia en el tiempo, con emisiones lávicas y piroclásticas de gran envergadura. Su domo primitivo está expuesto en la denominada Nariz del Payún (Mapa N° 3), talud de más de 200 m de desnivel (Foto N° 17). En esta pared se advierte en los niveles inferiores, mantos basálticos que pasan, a medida que se asciende, a andesitas, traquiandesitas y traquitas en la parte superior donde finalizaría el cono inicial. Es evidente que la acidez en la actividad del volcán se fue incrementando con el transcurso del tiempo (González Díaz, 1972).

Otros sectores donde afloran restos del domo original son el denominado Filo Blanco y en las designadas puntas Media y Sur que ostentan una dinámica de laderas donde predomina la reptación y la erosión lineal en menor medida. La edad de este domo se remontaría al paleopleistoceno según González Díaz (1966). De acuerdo a este autor, los materiales del sustrato sobre el que se edificó el volcán son predominantemente basálticos y les adjudica una edad neoterciaria (Mioceno con reservas).

### — Estratovolcán Payún Liso

El solitario volcán Payún Liso se levanta sobre una altiplanicie basáltica que fue sobreelevada 200 a 300 m por los movimientos de la orogénesis Quechua a fines del Mioceno. Es un estratovolcán de 3680 m.s.n.m. cuyas rocas predominantes son traquitas con algo hialotraquitas y andesitas (González Díaz, 1972). Su construcción se habría producido durante el Pleistoceno asentándose el cono sobre basaltos terciarios (Mapa N° 3).

En las laderas orientales se observan largas y delgadas coladas de basaltos pleistocénicos que, según una medición radimétrica (Ar/K), su edad sería de 0,8 Ma. (González Díaz, 1972) y cuyos focos de emisión se ubicarían a la mitad del cono y reconocibles por una visible ruptura de pendiente. Sin embargo Groeber (1933), afirma que “los basaltos llegan a la cumbre”, aspecto que fue confirmado al ascender a la cima. Al pie del volcán se aprecian cortas coladas traquíticas que a pesar de no contar con dataciones de las mismas, parecerían, por su morfología, ser contemporáneas a coladas traquíticas de su vecino Payún Matrú.

Su actividad ha sido estromboliana con predominio de emisión de piroclastos sobre lavas. El cono está erosionado por la acción de la arroyada concentrada originando profundos cortes y en algunos casos verdaderas “torrenteras” (Foto N° 18). También son comunes procesos de remoción en masa con pequeñas coladas fangosas con su cicatriz de desprendimiento visible. Las vertientes van siendo colonizadas por la vegetación hasta la altitud de 3000 m.s.n.m., luego hacia arriba, piroclastos desnudos e inestables dominan el cono. El cráter está abierto al este, tiene un diámetro norte - sur de 1 km, una circunferencia de 4 km y una profundidad aproximada de 50 m, relleno por piroclastos que forman taludes de escombros en las paredes del mismo.

#### — **Coladas lávicas cubiertas por sedimentos eólicos y fluviales**

En el sector central y norte del campo volcánico (Mapa N° 3), se aprecia una extensa área que se caracteriza por conos monogénicos basálticos y extensas coladas básicas cubiertas por sedimentos eólicos (arenas) en su mayoría y fluviales modernos. Dichos sedimentos están colonizados por una estepa arbustiva - herbácea bastante densa. En general, las lavas que se han desparramado desde los conos son de tipo pahoehoe con la presencia de túneles y túmulos característicos.

Los conos generalmente están alineados siguiendo fracturas y presentando formas en herradura o “aportillados”. Los conos más importantes de la zona son los llamados Guadalosos en el este de esta unidad con formas de herradura o anular y emisión de coladas basálticas. El de mayor altitud es el Guadaloso Grande con 2000 m cuyos materiales fueron datados con Termoluminiscencia arrojando una edad de 6.700 años AP, asociado, posiblemente, a una actividad relacionada con fracturas que parten del volcán Payún Matrú hacia el oriente. Similar situación se da en un conjunto de conos en herradura conocidos como Montón de Cerros que resaltan por el alineamiento que poseen al respetar una línea de fractura que emitió los piroclastos que se acumularon a sus lados. Es interesante destacar que desde un cono de mayor altura en un extremo, la altitud de los mismos disminuye hacia el oeste, dejando en evidencia el sector de la fractura que tuvo mayor o menor energía en el momento de la erupción.

### — Primer campo lávico del Payún Matrú

Se desarrolla por el oriente del Payún Matrú (Mapa N° 3). La lava es basáltica y aflora a través de varios sistemas de fisuras identificadas, en la mayor parte de los casos, por la alineación de conos escoriáceos. La principal boca de este episodio se identifica en el volcán Morado Alto y en una serie de volcanes adventicios diseminados por el flanco oriental del viejo domo (González Díaz, 1970). La edad del conjunto de conos monogenéticos y coladas asociadas, parecería ser posterior al registrado en el Guadaloso Grande al norte.

Según González Díaz (1972), la evolución del campo se inició con una fase algo explosiva que posteriormente, menguó paulatinamente, caracterizándose por una emisión tranquila de lava básica tipo pahoehoe por las bocas alineadas. Sin embargo culminó con una fase más rica en gases con acontecimientos explosivos de la que derivaron cráteres de explosión.

Los sistemas de fisuras parecen converger en el área del volcán Morado Alto y se pueden diferenciar tres probables sistemas de fisuras principales, a las que se agregarían otras secundarias con una orientación general oeste – este. Los conos son de escorias (cinder cones) erigidos en un único episodio (monogenéticos) como por ejemplo los volcanes La Barda, Ventana, Buitrera, Morado Alto, etc. Predominan conos con formas anulares y en herradura o “aportillados”. Los conos fueron generados por una acción explosiva que no diseminó muy lejos el material eyectado lo que explicaría el grosor de los piroclastos representados por escorias, lapillis y bombas en forma de “bosta de vaca” y de “almendra” (González Díaz, 1972).

Los basaltos emitidos desde los conos o a través de fisuras, son olivínicos de color oscuro y forman coladas tipo pahoehoe que se han extendido principalmente hacia el este y sureste. Otras fluyeron hacia noreste llegando casi al Montón de Cerros y finalmente, una deslizó al norte entre el Filo Blanco y el Morado Alto.

### — Caldera del Payún Matrú

Su forma circular y amplitud inicial se vio reducida por el posterior sepultamiento y rellenamiento de la misma por emisiones lávicas y de piroclastos subsiguientes (Llambías, 1966) (Figura N° 2). Se encuentra confinada, lateralmente por alturas irregulares, sobresaliendo algunas elevaciones como la Naríz del Payún y las Puntas Media y Sur, restos del domo

primitivo que superan los 3500 m.s.n.m. Presenta 8,5 km en su eje este – oeste y 9 km de norte-sur (Mapa N° 3). Si bien su borde esta desdibujado por coladas de lavas posteriores a su formación, se le ha calculado unos 27,5 km de circunferencia (Foto N° 19).

La Nariz del Payún (Foto N° 16) con un desnivel superior a 200 m y una pendiente casi vertical, estaría relacionada con el desarrollo de una fractura circular que se produjo previo al colapso del ápice del antiguo domo. Representaría, entonces, un abrupto escarpe de falla que circunda la caldera (González Díaz, 1972). Las laderas de la Nariz y algunas vertientes vecinas, presentan un gran dinamismo con desprendimiento de bloques (algunos de grandes dimensiones), procesos de reptación y remoción en masa, como lo atestiguan dos derrumbes visibles al pie de la Nariz. El termo y crioclastismo son los responsables de la fragmentación de las rocas ya que se está en un ambiente periglacial.

Dentro de la caldera y hacia el norte, existe una laguna de origen nivo - pluvial, claro ejemplo de un drenaje centrípeto. La laguna está rodeada de escoriales traquíticos y basálticos, disímiles por su coloración blanquecina - grisácea los primeros y oscuros los segundos. Estos escoriales han fluido hacia el interior de la caldera siendo también notorios depósitos superficiales de pómez (Foto N° 16).

La caldera se formó por un proceso de “explosión – colapso” o de “vaciamiento”, acompañado por una violenta expulsión de material ignimbrítico. Es probable que las voluminosas erupciones que causaron el colapso de la caldera se hayan originado por el ingreso de magma basáltico en una cámara traquítica (mezcla de magmas).

Las rocas volcánicas de las que se proyectan las ignimbitas estaban conectadas en profundidad, con un reservorio magmático superficial, de tal modo que al aumentar la salida de este material, se produjo un descenso del nivel del magma en la cámara principal (González Díaz, 1972). Groeber (1937) afirma que la posible altura inicial del volcán habría sido de 4200 m y expulsándose 350 km<sup>3</sup> de material. Evidentemente la formación de la caldera y la consecuente emisión de ignimbitas es el evento más importante en la evolución del Payún Matrú.

Las ignimbitas en el Payún Matrú tienen una amplia distribución areal que circunda al volcán, alcanzando hasta 40 km de distancia desde el borde de la caldera originando importantes campos que nivelan superficies y rellenan valles

y depresiones. Se estima que la nube ardiente producida durante la generación de la caldera fue de importancia media, dejando un volumen de sedimentos de 40 km<sup>3</sup> (Serris de Canosa, 1948). Dataciones realizadas en las ignimbritas con TL arrojaron una edad de 4.860 años A.P.

En la cubierta ignimbrítica se han elaborado modelados muy interesantes que no son resultado de la actividad volcánica, sino productos de agentes erosivos como por ejemplo toscales, consistentes en depresiones de tamaños pequeños en donde suele acumularse agua de origen pluvial o nival, convirtiéndose en reservas muy apreciadas para la vida animal y antrópica. Su origen se debe a que la capa superior, de escasa aglutinación y fuertemente diaclasada, se meteoriza por termoclastismo, crioclastismo o haloclastismo, provocando el desprendimiento de granos que son removidos por el viento y agua.

Otra forma derivada de las condiciones climáticas del lugar son los yardang. Éstos han sido generados por meteorización mecánica y deflación eólica fundamentalmente. Adquieren grandes proporciones en el Portezuelo de los Payenes (Mapa N° 3) y se pueden observar también en bordes de algunos escoriales como el de la Media Luna, sector que los lugareños denominan Ciudad Encantada y al oeste del volcán Payún Liso. Las ignimbritas ocupan también vastas superficies en las vertientes del volcán Payún Matrú y son disectadas por las aguas de lluvias y deshielo que han originado las llamadas zanjas; profundos cortes, a veces de más de 20 m de profundidad, que se convierten, en ocasiones, en una trampa mortal para animales desprevenidos o en fuga al caer en ellas.

#### — Segundo campo lávico del Payún Matrú

Nuevamente coladas de basaltos olivínicos o traquibasaltos (Llambías, 1966) se hacen presentes en el área del Payún Matrú, escalonándose sobre las lavas anteriormente depositadas en el sector oriental a partir de fracturas y originando conos monogenéticos con coladas asociadas por el occidente del volcán. Al oeste del Matrú se extiende un espacio compuesto por un grupo de conos monogenéticos que estarían asociados a la falla con dirección predominante este – oeste que, al parecer, atraviesa al volcán por su parte central.

## GEOMORFOLOGÍA DE LA CALDERA DEL VOLCÁN PAYÚN MATRÚ

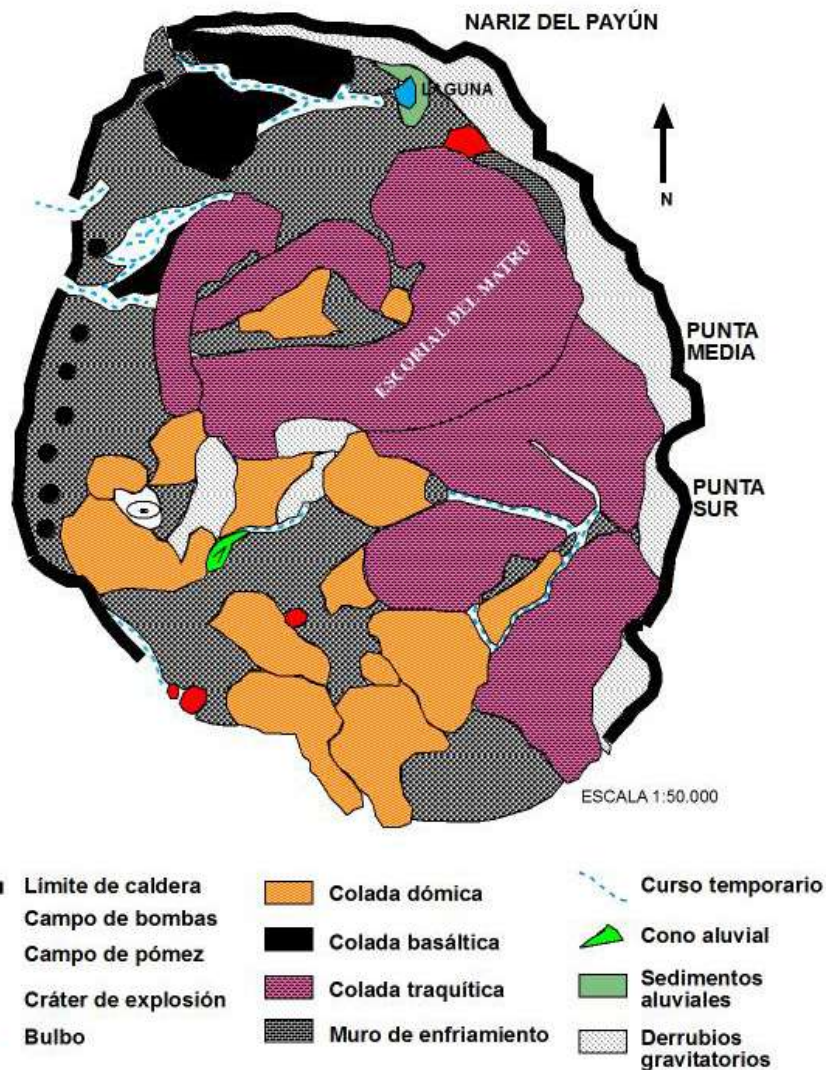


Figura N° 2



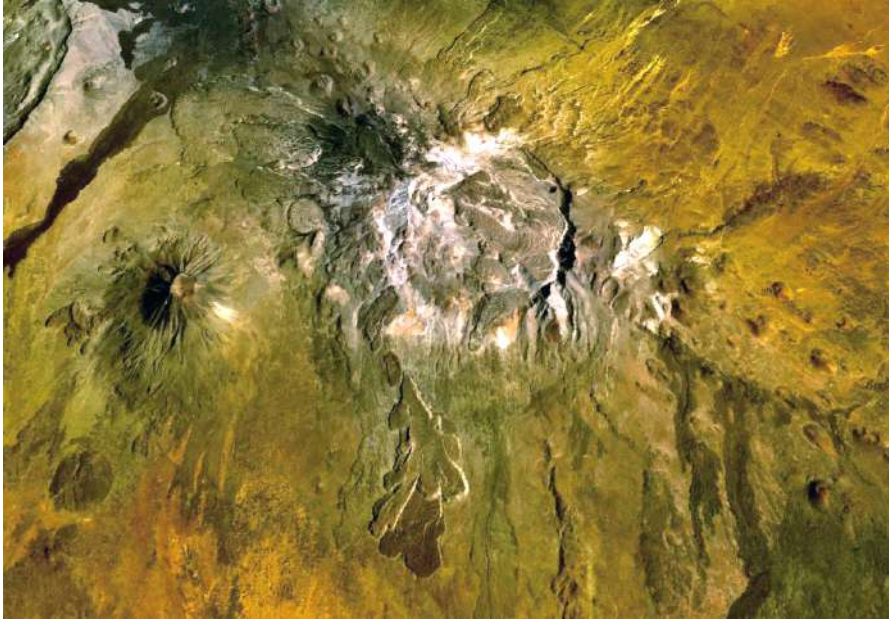


Foto N° 19: Caldera del volcán Payún Matrú (Fuente: NASA)



Foto N° 20: Coladas adventicias de lava traquítica (fotografía Plan Cordillerano).

Los conos son monogenéticos basálticos y en algunos casos sólo han eruptado piroclastos generando conos anulares. En otras ocasiones, la eyección de piroclastos y el derrame de coladas de manera conjunta han elaborado conos con forma de herradura, observándose algunas bombas con diferentes morfologías. Las lavas son de tipo pahoehoe, reconocibles algunos túneles y túmulos y asoman en este sector occidental, por debajo de escoriales traquíticos y basálticos posteriores. Esta actividad se produjo hace 4.670 años A.P según dataciones efectuadas con TL en escorias. Por el oriente y sur del Payún Matrú, coladas de la misma edad han cubierto extensas superficies, enmascarando relieves preexistentes. Las emisiones básicas han rodeado conos más antiguos, son de tipo pahoehoe, en algunas oportunidades convirtiéndose en aa como en el escorial de La Totorá y contribuyen a la formación de un relieve escalonado.

### — Primeras formas derivadas de erupciones ácidas

#### • Coladas

Son coladas traquíticas de bloques, forman los elementos ácidos más extensos y sus rocas fueron datadas por TL registrando una edad de 3.700 años A.P. Entre éstas se destacan el Escorial de La Calle con 10 km de longitud y 200 m de altura (Mapa N° 3) y, posiblemente, el Escorial del Matrú que con 6 km de longitud y 200 m de altura, se origina en la fractura anular de la caldera y la ocupa en gran parte (Foto N° 16). En este caso la morfología de la colada plantea algunas dudas respecto a su edad debido al tipo de material, su pobre cobertura vegetal y lo neto de sus crestas de presión y ombligos.

Existen otras que se ubicaron, en las laderas del aparato volcánico y dieron origen a coladas como la de La Calle o los Farellones de la Portada, las que se podrían considerar como adventicias. Su morfología se caracteriza por bordes abruptos, superficie irregular y considerable espesor, destacables en el paisaje por su coloración clara a causa de las traquitas que las componen (Foto N° 20).

#### • Campo de pómez

Gran cantidad de pumitas se muestran esparcidas por la caldera y en las vertientes del Matrú dando la impresión de provenir de un cráter de explosión ubicado dentro de la caldera en el punto donde comienza a fluir el escorial traquítico del Matrú (Figura N° 2). Dicho cráter es visible a 3200 m. s. n. m. por su

contorno elíptico, circunferencia entre 300 a 500 m, laterales acusados (50°), fondo plano, cubierto de pómez y con una profundidad de 50 a 60 m (González Díaz, 1968).

Las pómez se esparcen dentro de la caldera, cubren diferentes coladas, alcanzan los faldeos occidentales del Matrú, especialmente en el sector denominado La Planchada, y son visibles sobre algunos volcanes adventicios. Generan campos donde son comunes procesos de remoción en masa como pequeños debris flows y formación de conos de derrubios y aluviales, todo favorecido por una escasa o nula vegetación y el derretimiento de nieve. La edad de las mismas a través de mediciones con TL, arrojó una antigüedad de 3.700 años A.P., lo que demuestra que serían contemporáneas a las coladas traquíticas descritas anteriormente. Ambas manifestaciones ocurrieron durante un evento mesosilíceo en el núcleo mismo del Matrú.

- **Bombas**

Una vez depositadas las pumitas, otro acontecimiento eruptivo se manifiesta a través de la emisión de bombas traquíticas de variadas dimensiones, alcanzando algunas considerables tamaño. Exteriormente muestran una superficie vítrea negra con típicas grietas de enfriamiento o contracción, siendo su parte interna muy vesicular. Las mismas fueron datadas por TL arrojando una edad de 1.700 años A.P. que confirma su posterioridad respecto de las pómez, “salpicando” con sus tonos oscuros las dilatadas superficies blanquecinas por éstas elaboradas. En ellas, sus caras expuestas a las direcciones predominantes del viento están pulimentadas y la corrosión ha generado, en algunos casos, oquedades de considerable tamaño.

### — Tercer campo lávico del Payún Matrú

Por tercera vez, en la evolución del volcán Payún Matrú y sus relieves asociados, se produce la emisión de basaltos acompañados de piroclastos. Al parecer se generan en dos episodios: uno inicial donde se encuentran coladas tipo aa con erupciones fisurales al pie del Payún Matrú en su sector oriental. Los basaltos poseen piroxeno y algo de olivino y la acción eólica ha pulimentado gran parte de su superficie (Llambías, 1966). González Díaz (1970) ubica a estos basaltos en el Holoceno y las coladas más importantes son las generadas por el Cerro Mollar al este, separadas en los escoriales Jagüel del Zorro de 13 km de extensión y Jagüel de los Castaños de 17 km (Mapa N° 3). De este evento no se cuenta con

dataciones absolutas pero se las ubica por su morfología con una edad inferior con respecto a las bombas traquíticas.

Un segundo evento (Foto N° 21) (Figura N° 3) hace su aparición a través fisuras con conos monogenéticos y lavas aa y en bloque en sectores orientales y occidentales del Matrú (Mapa N° 3). Al oriente son características las lavas aa, fisurales y acompañadas con la edificación de los conos adventicios Alem (en parte) y Carbonilla. Éste es un cono en herradura cuyos piroclastos son escorias de diversos tamaños y a sus pies se ha formado un bello campo de bombas. La emisión de lavas de este volcán fue de tipo aa y las coladas más tienen una superficie escabrosa, erizada, áspera y poseen espesores de 6 a 8 m y divididas en un escorial occidental de 10 km de largo, otro central de 17 km y uno oriental de 6 km. En ellos se ve la presencia de muros de enfriamiento y de ventanas lávicas, presentando también, resaltos bruscos que pueden ser irregularidades del terreno o indicios de antiguas posiciones alcanzadas por los frentes de las coladas en su avance (González Díaz, 1970).

A su vez, al occidente del Matrú se edifica el volcán Santa María (Foto N° 22) y otros conos monogenéticos menores en forma de herradura. En el Santa María, la salida de piroclastos, entre los cuales se precia una gran cantidad de bombas que han formado un campo denominado “El Sandial” al pie de su ladera oriental, estuvo acompañada de una colada tipo aa denominada Escorial de la Media Luna con una extensión de 16, 5 km. En las laderas del volcán, es común avistar guanacos y la vegetación lo ha colonizado en muy baja densidad, predominando escorias descubiertas que fueron datadas con TL que arrojaron una edad de 1.470 años A.P.

Debido a la similitud geomorfológica de conos monogenéticos ubicados en el extremo occidental de la gran falla del Matrú al sur del Santa María, se les adjudica la misma edad. Estos volcanes expulsaron también gran cantidad de bombas formando el campo conocido como Las Lágrimas dentro del circuito turístico que recorre el sector. Sus coladas aa presentan superficies muy irregulares, de difícil tránsito, con materiales muy heterométricos, sobresaliendo algunos bloques de gran tamaño colocados a veces casi verticales. La cubierta vegetal es pobre, limitándose a coirones o arbustos ralos y se detecta la presencia de lapillis negros sobre la colada, posiblemente provenientes de erupciones históricas. Por las características en cuanto a tipo de erupción, morfologías de las coladas, abundante cantidad de bombas, grado de erosión y densidad de cobertura vegetal, se ha considerado oportuno asignar

también a las efusiones del sector oriental, la misma edad que las correspondientes al sector occidental.

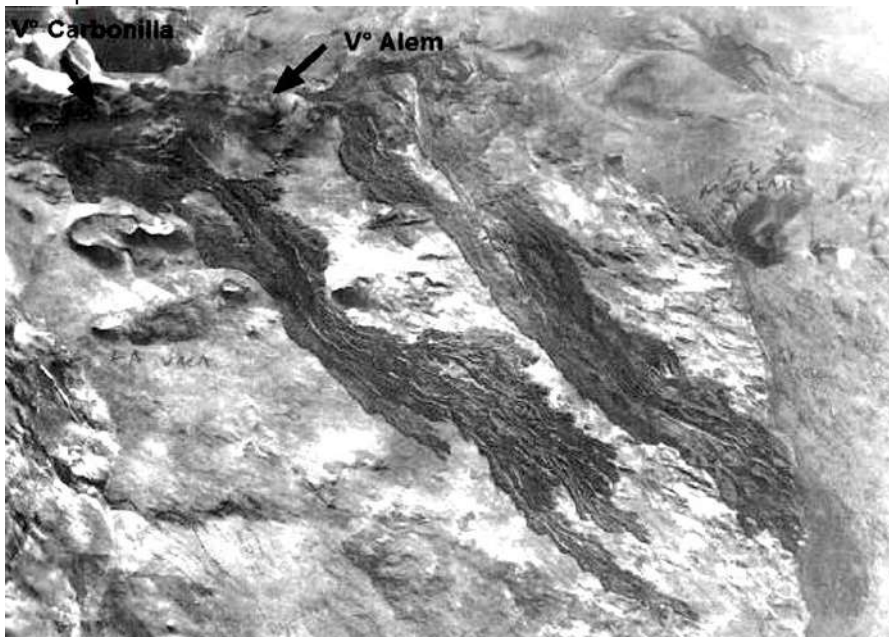


Foto N° 21: Coladas de lava fisurales aa (fotografía del Plan Cordillerano)  
COLADAS GENERADAS POR FISURAS EXPLOSIVAS

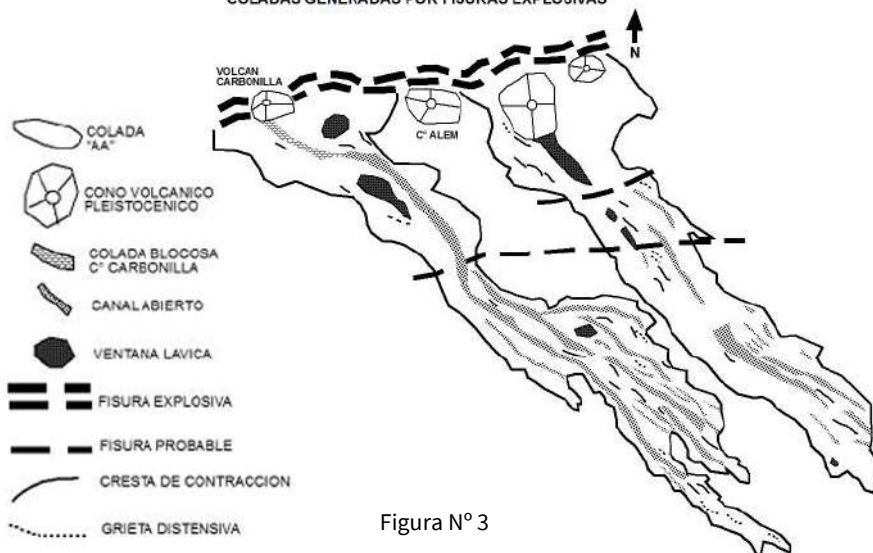


Figura N° 3



Foto N° 22: Volcán Santa María



Foto N° 23: Bulbos lávicos



Foto N° 24: Colada dómica



Foto N° 25: Volcanes pleistocénicos en Llanquihue occidental

## — **Segundas formas derivadas de erupciones ácidas**

Después de un periodo de quietud, se establece un nuevo ciclo magmático, preferentemente en las proximidades de los bordes de la caldera, como adaptándose a la fractura circular (González Díaz, 1972). Esto explicaría la gran cantidad de coladas dómicas y bulbos que marginan la caldera por el oeste y sur ya que durante las erupciones, sus chimeneas se implantaron a lo largo de fracturas que dieron origen a la caldera. Entre las formas construidas a partir de los materiales ácidos emitidos durante este proceso, se encuentran:

- **Bulbos lávicos**

Han sido detalladamente descritos por González Díaz (1970) quién afirma que en planta dan una configuración circular, son abruptos, ásperos e integrados por enormes bloques (Foto 23). Transversalmente son convexos con un leve achatamiento de la parte superior y una pequeña depresión en la cima, casi siempre suavizada por la presencia de una delgada cubierta de material meteorizado y con un punto prominente desplazado hacia las márgenes. Han sido originados por el exudado de magma sumamente viscoso (traquíctico) y la ausencia de cualquier colada, a partir del bulbo, es una característica sobresaliente. La formación de estos cuerpos resultaría de la emisión de magma a temperatura más bien baja, con un tenor de gases pobre, bajo una cubierta parcialmente rígida y enfriada y que es paulatinamente elevado o exudado dentro de un cráter.

- **Coladas dómicas**

Están compuestas por lavas viscosas, traquícticas o hialotraquitas, que desarrollan formas más extensas que los bulbos. El punto más elevado de las coladas indicaría la localización de la abertura responsable de la emisión lávica que en muchos casos, coincide con la implantación de un bulbo que emerge sobre el cuerpo de la colada (González Díaz, 1970).

Están ubicadas al sur de la caldera (Mapa N° 3), sobre la supuesta fractura circular y en las faldas occidentales del Payún Matrú. Su forma exterior es convexa y pueden tener una elongación según las pendientes y el terreno que recubren con espesores van entre 20 a 70 m (Foto N° 24). Presentan, en superficie, una marcada rugosidad consistente en sucesivas crestas de presión y



senos dispuestos de forma arqueada perpendicularmente a la dirección del flujo. El lado convexo de estos arcos apunta hacia el sentido de avance de la colada. (Llambías, 1966). Cada cresta está formada por bloques soldados que varían desde vítreos hasta pumíticos. Entre cresta y cresta hay una distancia de 8 a 9 m y la altura de unos 5 m en algunos casos. Los senos por su parte se encuentran cubiertos por material suelto producto de la meteorización de la cresta con una cubierta vegetal prácticamente nula. El origen de las crestas de presión se debe a que la capa superior era más viscosa debido al enfriamiento más rápido y el interior, más fluido, arrastraba la parte superior, presionándola y generando crestas.

La lava, muy viscosa y emitida a través de un orificio central, fue forzada a extenderse en diferentes direcciones. A raíz de la afluencia de nuevas cantidades de lava a través del conducto central, la emisión primaria se vio sobrepasada por la nueva avenida generando apilamientos. El peso de esta última encimada sobre la primera, provoca el fluir lateral hacia los sectores basales que sufren un progresivo adelgazamiento. Esta situación se acentúa a medida que se producen nuevas y alternadas afluencias de lavas (González Díaz, 1972). Traquitas pertenecientes a las coladas dómicas fueron datadas por TL, dando como resultado una antigüedad de solamente 500 años A.P. La misma edad se interpreta para los bulbos.

#### — **Campo de lapillis “Pampas Negras”**

Se relacionan con erupciones históricas. Son lapillis negros (Foto N° 15) que fueron eyectados desde el volcán Morado Sur, fuera de los límites cartografiados. Su distribución de suroeste a noreste, fue condicionada por el viento en el momento de la erupción y el espesor varía desde centímetros a metros según la topografía y la cercanía al aparato emisor. En la superficie de los lapillis son observables ripples eólicos o pequeñas dunas incipientes favorecidas por una cubierta vegetal (coirones) pobre y a veces nula. Los materiales tienen forma irregular, escoriáceos, vítreos o microcristalinos. Los tamaños más frecuentes varían entre 3 y 8 mm (Bermúdez, 1993) y en ellos se realizaron dataciones con TL arrojando una edad de 515 años A.P.

---

## **B. El modelado volcánico de Llacanelo**

El campo volcánico de Llacanelo tiene como elemento destacado del paisaje una cuenca hídrica endorreica: la Laguna de Llacanelo. Es una laguna de aguas someras que se alimenta de deshielos cordilleranos a través del río Malargüe principalmente. Desde 1995 es considerada entre los Humedales de Importancia Internacional (Convención Ramsar) y se encuentra ubicada en el Departamento de Malargüe entre los 35° 30' y 36° latitud sur y 69° 15' longitud oeste. El espejo de agua presenta una extensión variable de acuerdo al año hidrológico y puede superar los 40 km en sentido norte-sur y su profundidad es menor a 1 m. Para la caracterización geomorfológica de este campo se lo dividió en dos sectores, uno occidental y otro oriental que se corresponde con la laguna y su periferia.

### **1. Geomorfología de Llacanelo Occidental**

En este sector, 40.200 has. se encuentran preservadas por el Parque Científico Municipal de Observación del Espacio Malargüe y su relieve es volcánico en su mayor parte, encontrándose formas aluviales y eólicas que ocupan reducidos espacios configurando en conjunto un relieve agreste pero de singular belleza.

#### **— Formas volcánicas**

Las formas de modelado volcánico están representadas por conos monogenéticos pleistocénicos y holocénicos y extensos campos de coladas basálticas provenientes de reservorios magmáticos profundos. En general, los edificios volcánicos se caracterizan por una elevada proporción de lavas respecto a los materiales fragmentarios (Mapa N° 4).

Los conos monogenéticos más antiguos, escoriáceos y de colores rojizos o negruzcos con emisión de lavas de básicas, pertenecen al Pleistoceno inferior (Foto N° 25) y se asientan sobre otro campo basáltico más antiguo correspondiente al Plioceno (Bermúdez, 1993), cuyos conos se encuentran desmantelados por la erosión. Se destacan cuatro centros eruptivos

importantes, el volcán Patahuilloso (1996 m) al este, muy cercanos a este cono y al sur y norte respectivamente, los volcanes Real del Zaino (1863 m) y Morado Norte (1732 m) y, en el sector sur del campo, el volcán Morado del Medio (1888 m) con su característica colada en forma de “abanico”. Algunos de estos conos están alineados por fracturas con dirección predominante este – oeste y norte – sur con intersección en el Patahuilloso lo que explicaría su mayor altitud (Mapa N° 4).

Las lavas emitidas en ambos periodos de tiempo (Plioceno – Pleistoceno), han sido de tipo pahoehoe y cubrieron importantes extensiones de la superficie escalonándose unas con otras. Algunas coladas tipo aa son reconocibles a la salida de algunos cráteres que, por una mayor pendiente, lograron formar un canal central a causa de la mayor velocidad, rasgo que desaparece al alcanzar planos con menor inclinación.

Las coladas pahoehoe presentan superficies de fácil tránsito, interrumpidas a veces por algunos túmulos, hornitos, tubos como la conocida Cueva del Tigre o depresiones de hundimiento causadas por el colapso del techo de la colada. Las lavas del nivel inferior (Plioceno) están cubiertas por sedimentos eólicos en su mayoría, lo que ha permitido la radicación de una vegetación arbustiva y herbácea. En el nivel superior (Pleistoceno), la cubierta vegetal es más rala, encontrándose una buena cantidad de superficies basálticas libres de sedimentos en su superficie (Foto N° 26).

Otros conos, pero de edad pleistocénica superior, se ubican al norte del área y son anulares o aportillados y están acompañados por extensas coladas de lava basáltica estratificadas de coloración negruzca. Sin embargo muchos de los centros eruptivos que han originado estos dilatados escoriales, yacen sepultados bajo productos efusivos de volcanes holocénicos. Las coladas de lava del Pleistoceno superior son pahoehoe y presentan, en sus partes distales, interesantes campos de túmulos (Foto N° 27).

Los conos monogenéticos más modernos corresponden al Holoceno (Foto N° 28) y se agrupan en torno al volcán Piedras Blancas (cono en herradura con un cono anidado anular en su interior) al norte de la Ruta Provincial N° 186 (Mapa N° 4). Los conos de esta edad, compuestos de escoria y lapillis, presentan erupciones basálticas y se caracterizan por sus formas intactas de herradura. De éstos han salido coladas de lavas predominantemente en bloques con escaso desgaste erosivo.



Foto N° 26: Lavas básicas en Llancanelo occidental



Foto N° 27: Campo de túmulos

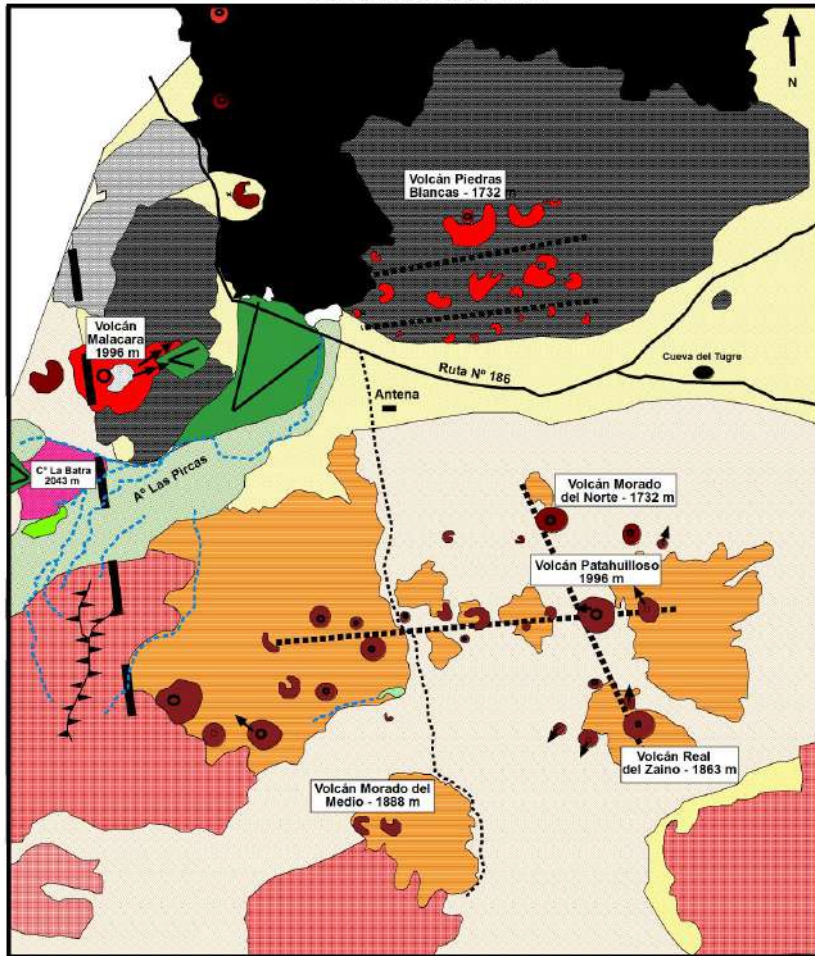


Foto N° 28: Conos monogenéticos holocénicos



Foto N° 29: Tobas del volcán Malacara

# GEOMORFOLOGIA DEL CAMPO VOLCANICO DE LLANCANELO SECTOR OCCIDENTAL



## LEYENDA

### MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL

- Curso intermitente
- Vega
- Barrial
- Cono aluvial
- Sedimentos aluviales modernos

### MODELADO EÓLICO

- Nebkas y depósitos eólicos
- Carcava

### MODELADO DE LADERAS

- Falla inferida
- Fractura inferida
- Divisoria de aguas

### MODELADO VOLCÁNICO

- Plutón (oligo - miocénico)
- Colada en bloques pliocénica
- Cráter
- Salida de lava
- Cono monogénico anular pleistocénico
- Cono monogénico aportillado pleistocénico
- Cono monogénico anular holocénico
- Cono monogénico aportillado holocénico
- Tobas volcánicas
- Colada Pahoehoe Pleistoceno (nivel inf.)
- Coladas Pahoehoe y aa Pleistoceno (nivel sup.)

- Colada Pahoehoe holocénica
- Colada inf. en bloques holocénica
- Colada sup. en bloques holocénica
- Tubo volcánico

### INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta
- Picada
- Extracción de material
- Antena

6.22 km

Un párrafo aparte merece el volcán Malacara (1996 m) al oeste, donde la evolución del mismo se vio caracterizada por una emisión hidromagmática de tobas en el Pleistoceno, hoy muy erosionadas por las lluvias torrenciales que dieron origen a profundas y angostas gargantas cuya singularidad y colorido son dignos de ser admirados (Foto N° 29 y N° 30). Sobre las tobas, descienden dos coladas de lava de superficie accidentada y compuestas de basaltos holocénicos que han alcanzado a derramarse hasta pie del cono. Las coladas conservan todavía su estructura de bloque ya que la superficie primitiva no ha sido prácticamente desgastada.

Otras formas volcánicas completan la geomorfología del área y son más antiguas que las descritas como ser el sistema de la Sierra de Palauco compuesta por basaltos olivínicos y brechas basálticas de edad mio-pliocénica (Dessanti, 1954). Por último, se reconoce un importante plutón pórfido - andesítico en el cerro de La Batra de edad oligo - miocénica. Esta estructura es producto del ascenso y consolidación del magma en los niveles superiores de la corteza, ascenso facilitado por los movimientos orogénicos (andinos) y la fracturación de las rocas encajantes (Dessanti, 1954).

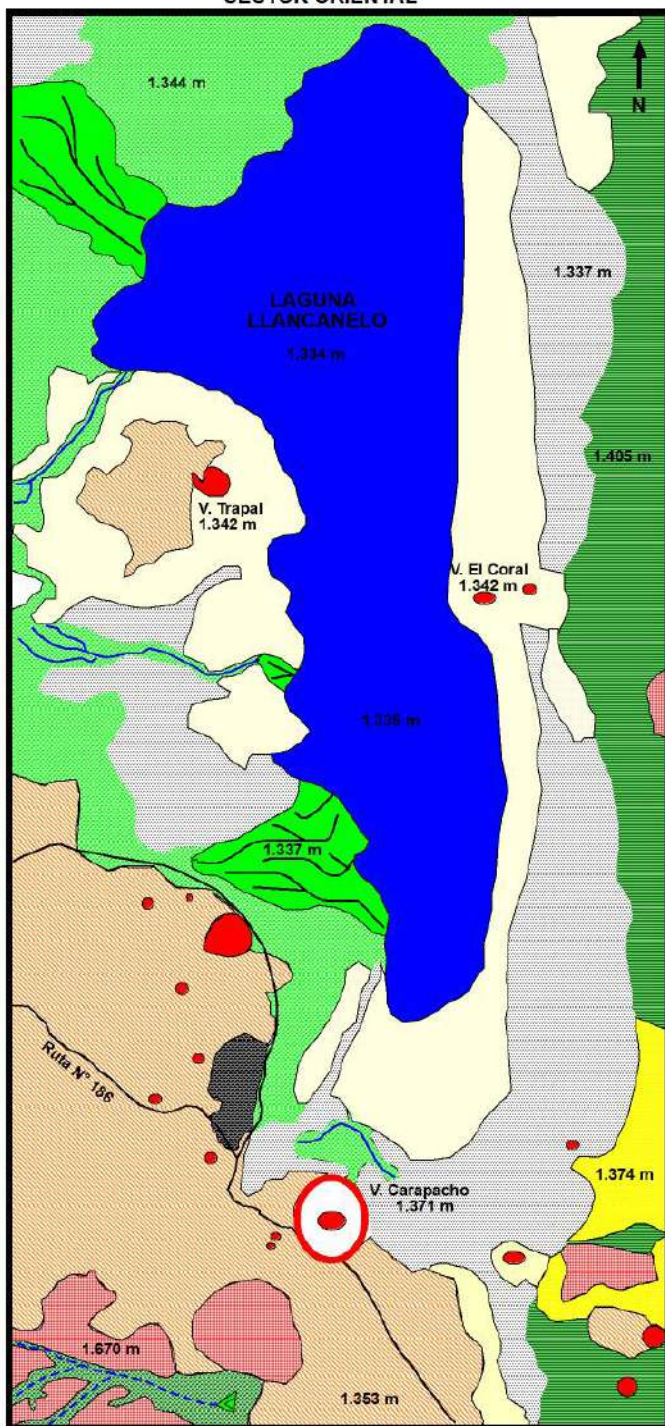
### — Formas climáticas

El modelado se completa con formas climáticas como ser conos aluviales y nepkas que recubren superficies basálticas el área. Dentro de los primeros se destaca, por sobre todos, el cono elaborado por el arroyo Las Pircas que es atravesado por la Ruta N° 186 en su parte terminal (Mapa N° 4). Las nepkas por su parte se desarrollan principalmente sobre los escoriales más antiguos que bordean la Ruta N° 186 (Mapa N° 4).

## 2. Geomorfología de Llanquanelo Oriental

Este sector se corresponde con la Laguna de Llanquanelo ubicada a 1335 m de altura dentro de una depresión tectónica rellena por sedimentos terciarios y cuaternarios, confinada a su vez por los campos volcánicos del volcán Payún Matrú al sur, el Bloque de San Rafael y el campo del volcán Nevado al este y los relieves magmáticos de Llanquanelo occidental (Foto N° 31). La citada laguna forma parte de la Reserva Faunística Provincial Llanquanelo de 65.000 has.

GEOMORFOLOGÍA DEL CAMPO VOLCÁNICO DE LLANCANELO  
SECTOR ORIENTAL



LEYENDA

MODELADO VOLCÁNICO

- Cono de escoria monogénico pleistoceno
- Cono hidromagmático pleistoceno
- Meseta lávica (plioceno)
- Colada Pahoehoe (pleistoceno)
- Colada Pahoehoe (holoceno)

MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL

- Laguna
- Curso de agua permanente
- - - Curso de agua intermitente
- V Bañado
- ^ Cono aluvial
- Planicie aluvial
- Bajada aluvial
- Sedimentos aluviales modernos
- Planicie salitrosa

MODELADO EÓLICO

- Planicie de inundación con médanos
- Campo de dunas paralelas

INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta
- 10 km

Mapa N° 5





Foto N° 30: Modelado fluvial en tobas del volcán Malacara



Foto N° 31: Laguna de Llancanelo



Foto N° 32: Volcán Carapacho (Fuente: Google Earth)

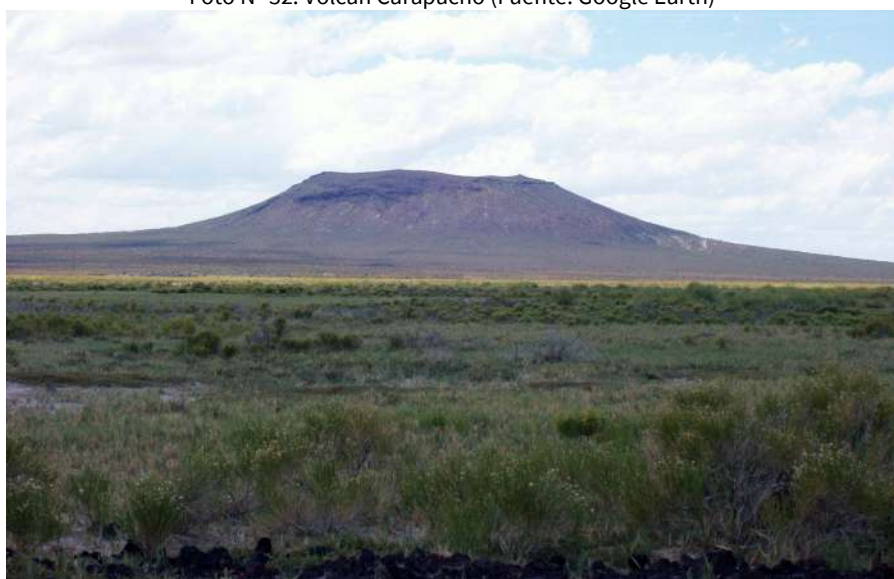


Foto N° 33: Volcán Trapal



Foto N° 34: Volcán Coral

## — Modelado volcánico

- **Conos volcánicos**

Los conos que aparecen en el área tienen su origen en el Pleistoceno, son monogenéticos y dentro de éstos, se destaca el volcán Carapacho (Foto N° 32), monogenético basáltico pero producto de una erupción freatomagmática. Este volcán está situado en el extremo sur-occidental del salitral (Mapa N° 5) que rodea la Laguna de Llanquanelo, con morfología “aportillada” abierta hacia el oeste.

Se trata de un anillo de tobas producido por una erupción hidromagmática relacionada con el suministro de agua del lago. El Carapacho (en lengua aborígen significa “greda pulverizada” o “greda amarilla”) se distingue claramente de los conos piroclásticos de la región por su color pardo amarillento debido a la presencia de palagonita, materia mineral que se forma por la hidratación de fragmentos de vidrio basáltico. Otro rasgo distintivo es su

morfología por la relación diámetro del cráter/altura del cono, ya que su cráter presenta un diámetro de 1.200 m y el cono una altura de 90 m. Otro rasgo distintivo de este volcán, con respecto a otros conos que rodean a la laguna, es la granulometría de los productos emitidos debido a que el material, es de grano mucho más fino que en los conos vecinos. Sin embargo, se identifican intercalaciones de algunas bombas de pequeño tamaño (8 y 15 cm) que frecuentemente producen hundimientos en los sedimentos del cono causados por el impacto de su caída. Por último, otra interesante característica de este volcán es la disposición en estratos de sus materiales cuyo espesor varía desde pocos milímetros hasta varias decenas de centímetros, predominando entre 10 cm y 40 cm.

Otros conos monogenéticos que se destacan en el área son los volcanes Trapal y Coral (Mapa N° 5). El primero es característico de la laguna, se ubica en la margen oeste y tiene forma aportillada (Foto N° 33). Desde su cima puede apreciarse el espejo de agua y el paisaje regional en toda su magnitud. El volcán Coral o Cerrito, es un pequeño volcán basáltico ubicado en la margen oriental de la laguna (Mapa 4) y una de sus principales particularidades consiste en que, en ciclos hidrológicos ricos, queda dentro del espejo de agua como una pequeña península (Foto N° 34).

- **Coladas de lava**

Las coladas de lava presentes en el área son pliocénicas y pleistocénicas. Las primeras son en bloque y se visualizan especialmente al suroeste (Mapa N° 5) formando mesetas disectadas por cursos de agua que, en algunos casos, generan conos aluviales o tapizan sus cauces de sedimentos modernos removilizados por lluvias torrenciales de verano. Las coladas pleistocénicas son tipo pahoehoe cubriendo extensas superficies o desarrollándose al pie de conos como en el volcán Trapal (Mapa N° 5).

— **Modelado hídrico y fluvial**

La Laguna de Llanquanelo recibe los caudales del río Malargüe y de los arroyos Mocho y Chacay al norte, los Menucos y Carilauquen al sur y de nutridas napas subterráneas. Todos los aportes tienen en común su origen nivo - glacial por lo tanto, el grado de acumulación de nieve en las cuencas imbríferas durante los inviernos determinará las fluctuaciones estacionales de la laguna.

Estudios recientes han demostrado que donde se encuentra la Laguna de Llancanelo, existía, hace 10.600 años AP, un lago más extenso. Groeber (1939) ya advertía sobre su posible existencia y la hipótesis actual surge de aplicar C14 a caracoles fósiles en zonas adyacentes a la laguna, concluyendo que su hábitat era agua dulce y la razón de la mayor extensión se asocia a deshielos causados por la deglaciación pleistocénica (Gil, 2008).

- **Bañados**

Los bañados se forman de agua surgente la cual aflora en algunos sectores a partir de los mantos o niveles de rocas volcánicas (basaltos). En algunos casos la surgencia se produce con elevados caudales, especialmente en el Arroyo Carapacho y localmente a los sitios donde surge el agua se los denominan “menucos”

- **Planicie salina**

La laguna se encuentra rodeada un gran salar (Mapa N° 5) el cual queda protegido de la erosión mientras contenga agua. Cuando el espejo disminuye su extensión, el salar queda al descubierto, con poca vegetación y los vientos, que en ciertas épocas del año pueden llegar a los 100 Km / hora, actúan sobre la sal elevando el material por deflación y depositándolo en áreas circundantes.

- **Planicie aluvial**

Esta planicie ocupa importantes espacios (Mapa N° 5) compuesta por arenas, arcillas y limos de granulometría variada y depositadas por los cursos de agua provenientes del oeste durante el Pleistoceno superior y Holoceno.

- **Bajada aluvial**

La bajada está elaborada al este del campo por la coalescencia de conos aluviales (Mapa N° 5) que erosionan y descienden de las zonas volcánicas pertenecientes al volcán Nevado ubicado al oriente de la Laguna de Llancanelo.

## — Modelado eólico

- **Planicie de inundación con médanos**

Esta planicie en ocasiones queda cubierta por el agua en años de buen aporte de caudales. De no ocurrir esto, es un espacio donde sus materiales modernos y finos, sin la protección del espejo de agua, son removilizados por los vientos formando nepkas por influencia de pequeñas y aisladas matas de vegetación (Mapa N°5).

- **Campo de dunas**

Muchas de las arenas removilizadas eólicamente desde la planicie de inundación se depositan en sectores cubriendo formas preexistentes como coladas de lava o bajadas aluviales, formando llamativos campos de dunas paralelas (Mapa N° 5).

### Bibliografía

Bermúdez, A y otros (1993). “Los basaltos de retroarco extraandinos”. En: Actas del XII Congreso Geológico Argentino, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, t. V, Relatorio I. Mendoza, Ramos Ed.

Bermúdez, A. y D. Delpino (1987). “La provincia basáltica andino-cuyana (35°-37° L.S.), Mendoza, Argentina”. En: Actas IV, X Congreso Geológico Argentino, Tucumán.

Bertotto, G. (2002). “Xenolitos ultramáficos en el cerro De la Laguna, volcanismo basáltico de retroarco en el sureste de la provincia de Mendoza, Argentina”. En: Revista de la Asociación Geológica Argentina, RAGA, vol.57, N°4, Buenos Aires.

Catalano, L. (1936). “El vulcanismo y breves observaciones geográficas realizadas al sud de la provincia de Mendoza”. En: Publicación N° 1, “Sección Ciencias Naturales”. Rosario, Argentina, Asociación Cultural de Conferencias de Rosario.

Colombo, F. y Martí, J. (1989), (coord. Arche, A.). “Depósitos volcánico – sedimentarios, Sedimentología”. Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Vol.1.

Criado Roque, P. (1972). “El cinturón móvil Pampeano – Mendocino”. En: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba.

- Delpino, D. y Bermúdez, A. (1985). "Volcán Plateado. Vulcanismo andesítico de retroarco en el sector extraandino de la provincia de Mendoza, 35° 42' Lat. Sur, Argentina". En: Actas III: 108-119, IV Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.
- Dessanti, R. (1956). "Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Provincia de Mendoza)". En: Boletín 85: 1-79. Buenos Aires, Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Dessanti, R. (1973). "Descripción geológica de la hoja 29b, Bardas Blancas, Mendoza". En: Bol. Serv. Nac. Minería y Geología, N°139: 1-70. Buenos Aires.
- Diario UNO, 12 de febrero de 2008, "Hace 10.600 años el sur provincial fue un enorme lago de agua dulce".
- Folguera, A, Ramos, V, Zapata, T, Spagnuolo, M, Tassara, A y Yáñez, G. (2003). "Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S)". En: Rev. Geol. Chile, N°2, v.30. Santiago.
- Gerth, E. (1931). "La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza". En: Actas 10(2): 125-172. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- González Díaz, E. (1979). "Descripción Geológica de la hoja 31 d (La Matancilla), Provincia de Mendoza". En: Boletín, N° 173. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional.
- González Díaz, E. (1969). "Un puente natural en el ambiente lávico oriental del Volcán Payún Matrú, Provincia de Mendoza". En: Rev. XXIV. Asociación Geológica Argentina , Buenos Aires.
- González Díaz, E. (1970). "Rasgos morfológicos del área volcánica del cerro volcán Payún-Matrú". En: Opera Lilloana XX. Tucumán, Universidad Nacional de Tucumán, Fundación e Instituto Miguel Lillo,
- González Díaz, E. (1972). "Descripción Geológica de la hoja 30 d (Payún Matrú), Provincia de Mendoza". En: Boletín N°130, Dirección Nacional de Geología y Minas, Buenos Aires.
- González Ferrán, O. (1995). Volcanes de Chile- Chile, Instituto Geográfico Militar.
- Groeber, P. (1928). "Traslado del vulcanismo de la falda oriental de la cordillera hacia la ladera occidental según tradiciones indígenas". En: Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos "GAEA", t. 3, N°1, Buenos Aires.
- Groeber, P. (1951). "La Alta Cordillera entre las latitudes 30° y 29° 30'". En: Rev. Ciencias Geológicas M.A.G.N., t. 1, N. ° 5, Buenos Aires.
- Groeber, P. (1933). Descripción Geológica de la hoja 31 c (Confluencia de los ríos Barrancas y Grande), Provincia de Mendoza. Buenos Aires, Dirección General de Minería.

Guerstein, P. (1993). “El volcanismo explosivo cuaternario en el sector septentrional de la zona volcánica sur de los Andes (33- 36 L.S.)”. En: Actas Primeras Jornadas Nacionales de vulcanismo, Medio Ambiente y Defensa Civil: 39-44. Malargüe.

Guerstein, P. (1998). “Mineralogía y petrografía de piroclastitas cuaternarias en el flanco oriental cordillerano y piedemonte mendocino”. En: 7.º Resúmenes Reunión de Sedimentología, Salta: 208-210.

Hildreth, W. y Drake, R. (1992). Volcano Quizapu, Chilean Andes. En: Bulletin of Volcanology, 54: 93-125. Instituto Geográfico Militar de Chile, 1972, Mapa de volcanes activos de Chile, Grupo de Volcanología de la Universidad de Chile.

Kraemer, P. y Zulliger, G. (1997). “Sedimentación cenozoica sinorogénica en la faja plegada y andina a los 35°S, Malargüe, Mendoza, Argentina”. En: Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 1: 460-464, Concepción.

Llambías, E. (2009). Volcanes. Bueno Aires, Vázquez Mazzini Editores.

Llambías, J. (1966). “Geología y Petrografía del volcán Payún Matrú”. En: Acta Geológica Lilloana, Tomo VIII, Instituto Miguel Lillo, Univ. Nac. de Tucumán, Tucumán.

Mikkan, R. (2007). Geomorfología volcánica de la Reserva Payunia, Malargüe, Mendoza. Mendoza, Argentina, Editorial de la Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO.

Naranjo, J. y otros (1999). “Geología y peligros del complejo volcánico Planchón – Peteroa, Andes del Sur (35° 15' S), Región del Maule, Chile – Provincia de Mendoza, Argentina”. En: Boletín N°52, Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

Naranjo, J. y Haller, M. (2002). “Erupciones holocenas principalmente explosivas del volcán Planchón, Andes del sur (35°15'S)”. En: Rev. Geol. Chile, v.29, N° 1, Santiago.

Nulló, F y otros (2002). “El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent., v.57, N°2, Buenos Aires

Pascuaré, G., y otros (2008). “Very long pahoehoe inflated basaltic lava flows in the Payenia Volcanic Province (Mendoza and La Pampa, Argentina)”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent., 63(1): 131-149.

Ramos, V. y Nulló, F. (1993). “El volcanismo de arco cenozoico, Geología y Recursos Naturales de Mendoza” En: Relatorio XIIº Congreso Geológico Argentino (Mendoza): 149-160, Buenos Aires.

Ramos, V. (1993). “Marco tectónico del volcanismo cuaternario de Mendoza”. En: Primeras Jornadas Nacionales de Vulcanología, Medio Ambiente y Defensa Civil (Malargüe, 1992), Mendoza.

Risso, C y otros (2008). “The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llanquanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina”. En: Journal of Volcanology and Geothermal Research: 169.



Risso, C. y otros (2009). "Field Guide to Payún Matru and Llacanelo volcanic fields, Malargüe, Mendoza". 3° International maar Conference, Matargüe.

Rolleri, E. y Criado Roque, P. (1970). "Geología de la provincia de Mendoza". En: Actas II, IV Jornadas Geológicas Argentinas: 1-60, Buenos Aires.

Serris de Canosa, A. (1948). "Centros volcánicos del Domuyo y Payún Matru". En: Boletín de Estudios Geográficos, N°1, Vol.1, Instituto de Historia y Disciplinas Auxiliares de la UNCuyo, Sección de Estudios Geográficos, Mendoza.

Sheridan, M.F., Wohletz, K. (1983). "Hydrovolcanism - basic considerations and review". En: Journal of Volcanology and Geothermal Research , N°17.

Sruoga, P. y otros (1993). "Riesgo volcánico, Geología y Recursos Naturales de Mendoza". En: Relatorio XII° Congreso Geológico Argentino (Mendoza): 149-160, Buenos Aires.

Sruoga, P. y otros (1998). "Hoja Geológica 3569-I, Volcán Maipo, Provincia de Mendoza". Boletín N° 290, Servicio Geológico Minero Argentino. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, 1:250.000.

Sruoga, P. (2002). El volcanismo reciente y riesgo asociado en la provincia de Mendoza. Mendoza, IANIGLIA.

Stern, Ch. (2004). "El volcanismo andino activo: su escena geológica y tectónica". En: Revista Geológica de Chile, Vol. 31, N° 2: 161-206.

# CAPÍTULO II

## El relieve kárstico

José Luis Peña Monné

Carlos Sancho Marcén

Raúl Alejandro Mikkan

### Geomorfología del área de la Caverna de las Brujas

La Cordillera Principal, en la Provincia de Mendoza, es asiento de acumulaciones de calizas que posibilitan la generación de interesantes relieves kársticos. En gran parte del Departamento de Malargüe, las calizas afloran generalmente muy tectonizadas, lo que da lugar a la formación de dolinas, simas, cavernas, etc., que son, y han sido, atractivo permanente para investigadores y turistas; en especial, una de las bellezas de la naturaleza en la Argentina: La Caverna de las Brujas.

La zona calcárea de Malargüe-Bardas Blancas constituye el mejor ejemplo de paisaje kárstico de los Andes argentinos. Dentro de esta área, la Caverna de las Brujas y otras formas aledañas, constituyen las manifestaciones de endokarst más importantes de Argentina. Actualmente la cueva forma parte de un espacio natural protegido y se ha convertido en un punto de gran interés espeleológico, un foco de atracción del turismo ya que es una caverna abierta a la visita del público.

La zona kárstica de la Caverna de las Brujas se localiza en el Departamento de Malargüe, al sur de la provincia de Mendoza, a unos 35° latitud sur. A ella se accede desde la ciudad de Malargüe por la Ruta Nacional N° 40 hasta alcanzar el río Grande cerca de la localidad de Bardas Blancas (Figura N° 1), desde donde se toma un camino consolidado que conduce a este espacio natural.

Desde el punto de vista topográfico se trata de una zona montañosa perteneciente a la Cordillera Principal mendocina, con alturas que oscilan entre

los 1500 m del valle del río Grande y los 2517 m del Cerro Moncol, en el límite norte del área de estudio. Dos afluentes del río Grande, los Arroyos Chacay-co y Chenque-co, se disponen de norte a sur siguiendo directrices estructurales y drenan esta zona, constituyendo junto al río principal los niveles de base locales. El río Grande se caracteriza por poseer un valle amplio ocupado por un sistema de canales y barras de tipo braided, ya que es un curso torrencial alimentado por las descargas de agua de fusión nival y pluvial de la alta cordillera, presentando caudales medios anuales en torno a los 100 m<sup>3</sup>/seg. A partir de Bardas Blancas, el río gira bruscamente desde su dirección normal para colocarse en dirección meridiana siguiendo una falla de gran desarrollo regional.

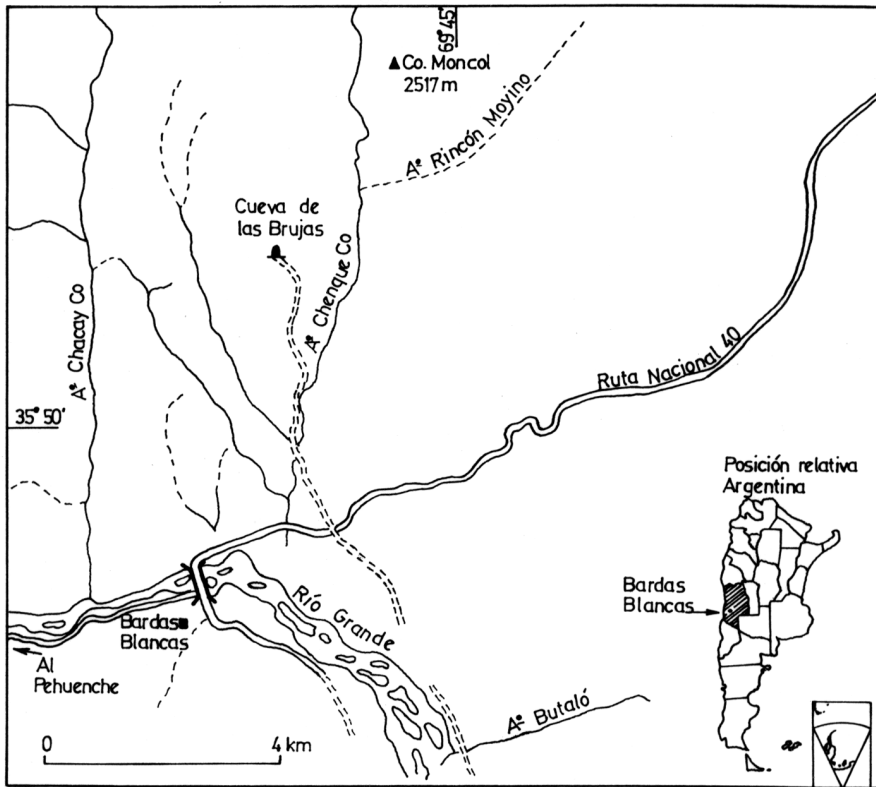


Figura N° 1: Ubicación de la Caverna de las Brujas y área de estudio

El área considerada abarca materiales sedimentarios mesozoicos, afectados por una intensa actividad tectónica terciaria. El núcleo central del espacio estudiado se compone de formaciones jurásicas y cretácicas, Por una parte, el Lías-Dogger está formado de areniscas y microconglomerados gris-amarillentos de la Fm Bardas Blancas. Estos materiales poco resistentes afloran, semicubiertos por depósitos cuaternarios, en el fondo de los valles y poljes y en las laderas de los principales relieves. El Malm (Oxfordiense principalmente) se compone de las calizas grises, con abundantes fósiles y nódulos de sílex de la Fm La Manga que abarca también los yesos de la Fm Auquilco. Esta formación es la que presenta el mejor desarrollo de las formas exo y endokársticas y genera los principales relieves estructurales de la zona. Por encima, el Grupo Mendoza, de edad Jurásico Superior-Cretácico inferior, está formado por arcillas y pelitas. Por último, el Cretácico se continúa por la Fm Huitrin, compuesta de calizas arenosas y dolomíticas, con intercalaciones de yesos, y el Grupo Neuquén del Cretácico superior, formado por arcillas arenosas y areniscas de color rojizo. Las pulsaciones de la tectónica andina, desde el Cretácico superior hasta el Plioceno, han generado la tectonización de estas formaciones que se traduce en pliegues y fallas de dirección norte-sur.

La geomorfología de la región está dominada por los relieves estructurales modelados a partir de las formaciones La Manga y Grupo Mendoza, que se alinean de norte a sur dirigiendo el drenaje de la red de afluentes del río Grande. Hay que destacar las cuevas de calizas del sector de las Brujas, en donde el relieve adopta una disposición en estructuras derivadas e invertidas, como son los sinclinales colgados, las combes abiertas en los anticlinales de las Brujas y de la Cañada de los Enamorados, marginadas por escarpes calizos muy abruptos, o las barras y hog-baks dominantes en las litologías resistentes del Grupo Mendoza y de la Fm. Huitrin (Foto N° 1) (Mapa N° 1).

A pesar de este carácter estructural que domina en la región, también hay que destacar, desde el punto de vista morfogenético, dos importantes testimonios evolutivos del relieve, que han determinado las características definitivas de esta zona andina: por una parte, el modelado kárstico y, por otra, las morfologías resultantes de la acción de los procesos fríos cuaternarios .



Foto N° 1: Formas de relieve estructurales en Bardas Blancas

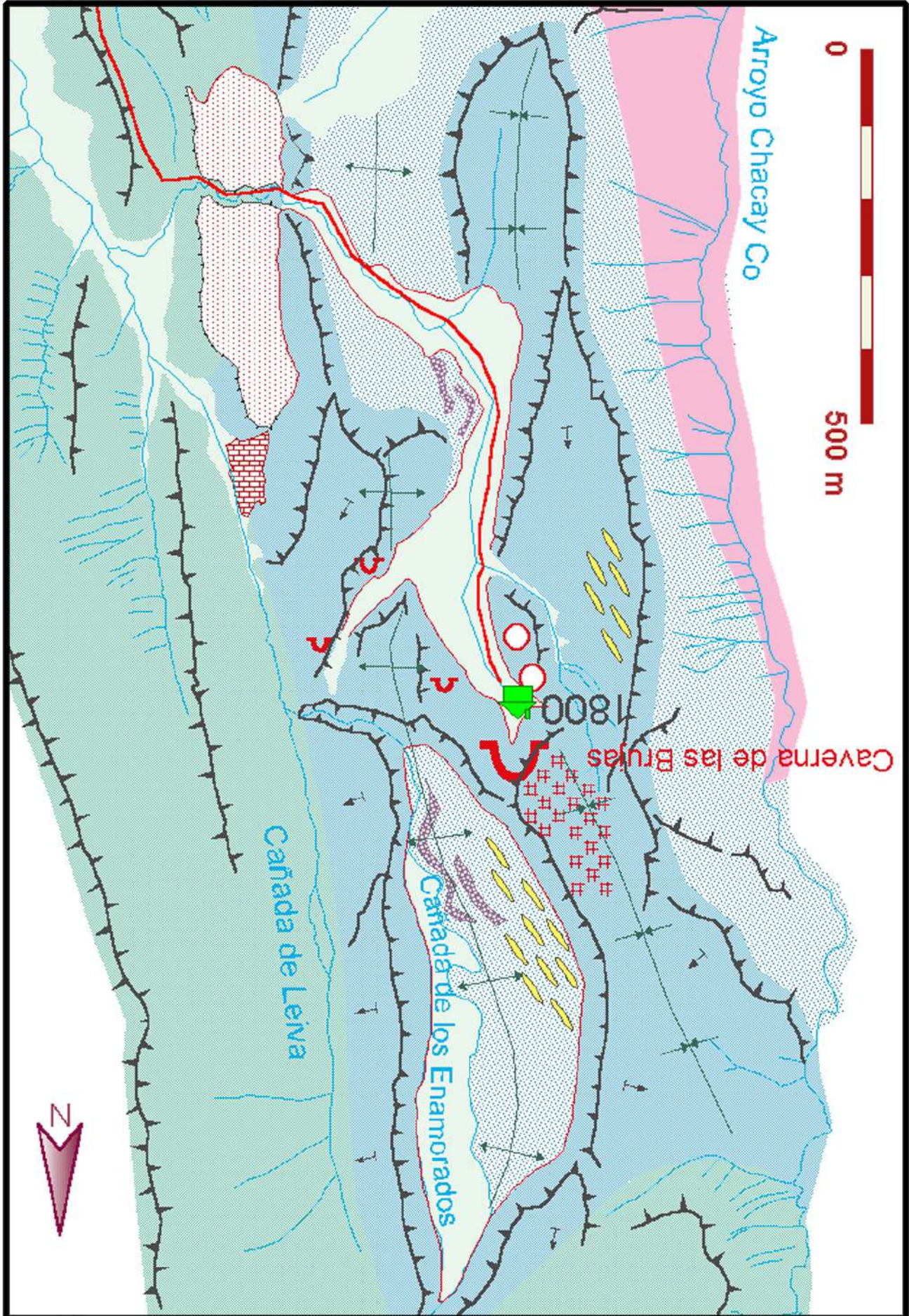


Foto N° 2: Paleopolje Las Brujas



Foto N° 3: Lapiáz estructural en cercanías de la Caverna de las Brujas

# MAPA GEOMORFOLÓGICO CAVERNA DE LAS BRUJAS



- |                                |                          |                       |                              |
|--------------------------------|--------------------------|-----------------------|------------------------------|
| Grupo Mendoza                  | Buzamientos              | Dolinas               | Red fluvial                  |
| Formación La Manga             | Relieves monodinales     | Lapiaz y karst nival  | Cárcavas                     |
| Formación Bardas Blancas       | Crestas estructurales    | Cuevas                | Fondos de valle cuaternarios |
| Lías-Dogger                    | Crestas de divisoria     | Caverna de las Brujas | Conos aluviales              |
| Formación Sierra Azul (Pémico) | Bordes de polje          | Travertinos           | Camino                       |
| Ejes anticlinales              | Superficie de paleopolje | Morenas de nevero     | Casa guardaparques           |
| Ejes sinclinales               |                          | Formaciones dunares   |                              |



### — Modelado exokárstico

No sólo se ha manifestado en la evolución interna del macizo calcáreo, dando lugar al sistema de galerías y cavidades endokársticas, sino que ha dejado importantes huellas en la superficie exterior. Actualmente, el exokarst no refleja una actividad excesivamente grande, pero las formas creadas durante su evolución cuaternaria muestran la destacada incidencia que debieron tener en el pasado reciente los procesos ligados a la disolución/carbonatación de las formaciones jurásicas. Se puede clasificar estas formas en dos conjuntos: las grandes depresiones fluviokársticas o poljes y las formas menores, tales como pequeñas dolinas y amplios campos de lapiaz (Mapa N°1).

En el entorno más cercano a la Caverna de las Brujas se han identificado dos paleopoljes: Valle de las Brujas y Cañada de los Enamorados (Mapa N° 1), aunque estas formas también pueden ser observadas, más degradadas por la erosión fluvial posterior, en el norte de esta zona, extendiéndose hasta las proximidades del cerro Moncol. En cualquier caso, por diferentes elementos observados sobre el terreno, todo el conjunto parece responder a una evolución conjunta de grandes depresiones conectadas, que han sido posteriormente individualizadas por la incisión de la red fluvial. Por su génesis, estos poljes se pueden clasificar como estructurales, ya que se alargan predominantemente siguiendo las líneas marcadas por pliegues y fallas, es decir de norte a sur. Quedan marginados por escarpes abruptos de calizas, que en ambos casos pertenecen a la Fm La Manga, ocupando el interior de combes abiertas en los núcleos de los anticlinales de las Brujas y de la Cañada de los Enamorados. Su fondo se ha ampliado aprovechando afloramientos de las series inferiores, correspondientes a las arenas de la Fm Bardas Blancas. Estas aparecen recubiertas, en la mayoría de los casos, por acumulaciones cuaternarias de origen fluvial, depósitos eólicos, bloques de gravedad procedentes de las cornisas y algunas morfologías de génesis periglacial (Foto N° 2).

Aunque en su origen debieron funcionar como cuencas cerradas, sin embargo en la actualidad se han convertido en valles fluviales conectados con la red general del río Grande. Como se ha indicado, existen algunos restos que evidencian la existencia de conexiones entre poljes que han ido cambiando por capturas y las diferentes profundizaciones fluviales. Se puede destacar dos aspectos: por una parte, la unión de la Cañada de los Enamorados con la de Leiva, ya que tras haber mantenido un fondo de polje prácticamente plano, se produce un repentino encajonamiento en las calizas de La Manga, generado en época reciente, que mantiene fuertes rupturas de pendiente, con cascadas en



épocas de lluvia, pozas escalonadas y huellas de abrasión en las paredes, observándose incluso restos de cavidades internas, que han debido ayudar a la apertura y captura del polje hacia la Cañada de Leiva.

Por otra parte, el polje de las Brujas presenta restos de una antigua conexión en su sector noreste mediante un estrecho valle a través del cual penetraba la Cañada de Leiva hacia el polje de las Brujas, conservándose un cono aluvial de dicho paleocauce; seguramente la propia Cañada de Leiva debió ser capturada por erosión remontante de la red del río Grande, dejando colgado el antiguo cauce. Lo mismo ocurre con la salida del polje de las Brujas, que has creado por un paso estrecho a través de una barra caliza, a la que se conserva adosada una superficie de aplanamiento extensa perteneciente seguramente a otro antiguo fondo de polje, que la incisión de la Cañada de Leiva ha dejado aislada. Todo parece indicar que tanto éste último como el de las Brujas fueron capturados finalmente por la de Leiva (Foto N° 2).

En segundo lugar, hay que resaltar la existencia de pequeñas dolinas en el entorno de la Caverna de las Brujas y, sobre todo, extensos lapiaces surcando la superficie caliza. Los mejores ejemplos se han localizado justamente en los niveles calizos situados por encima de la caverna, que buzan suavemente hacia el oeste. Se reconocen lapiaces estructurales, dispuestos siguiendo las líneas principales de fracturación; lapiaces meandriformes (meanderkarren) sobre superficies de escasa pendiente; lapiaces de picos (spitzkarren), que no superan de 0,5 a 1 cm de altura, así como microlapiaces estructurales junto a microvermiculaciones, ambas escasamente incididas.

Estos tipos de lapiaces se han generado en condiciones claramente de roca desnuda, sin suelo y materia orgánica superficial, como lo demuestra el hecho de que no aparezcan lapiaces de tipo tubular u oqueroso, ni surcos y aristas redondeadas propios de lapiaces cubiertos, pero tampoco responde a los procesos de disolución por agua de escorrentía procedente de la lluvia, ya que están ausentes los lapiaces de surcos (rillenkarrén). Sin embargo, sí responden al modelo de lapiaces relacionado con la circulación lenta de agua de fusión nival, tanto superficialmente como por goteo bajo una capa de nieve persistente (Fotos N° 3 y 4).

#### — **Modelado nival y periglaciario**

En la parte alta de las calizas del sector de la caverna, aparece un paisaje de hoyos, dolinas abiertas y anfiteatros de paredes verticalizadas, con orientación

dominante hacia el oeste, que parecen responder a nichos de nivación de pequeño tamaño (Foto N° 5). En ellos actualmente la nieve persiste durante largo tiempo, aunque tal vez como infraestructura inicial sea heredada de momentos más favorables del Cuaternario. Todo ello parece responder a formas exokársticas relacionadas con el karst nival, propio de una zona marginal de la cordillera que supera los 1800 m de altura y en donde la presencia invernal de nieve es habitual. Sin embargo, la escasez de precipitaciones (inferiores a los 300 mm anuales) hace pensar que las formas mayores de karst nival, como son los nichos de nivación y pseudodolinas responden a fases frías más antiguas, frente a la frescura y actividad que presentan los microlapiaces de fusión nival.

Estos rasgos nivales ya definen la existencia de procesos de carácter frío tanto antiguos como funcionales, sin embargo hay morfologías propias de condiciones climáticas frías periglaciares heredadas. Se trata de formas de ladera que han sido localizadas en dos áreas de la zona de estudio y que morfológicamente responden a morrenas de nevero (protalus rampart). Las formas más extensas se sitúan en la ladera occidental de la Cañada de los Enamorados, consistente en dos arcos paralelos bien visibles, que se disponen en dos escalones de la ladera. Están compuestos de grandes bloques de calizas, algunos de ellos de más de 3 m de eje mayor, que generan un cordón alargado, con ligeras ondulaciones, de unos 200 m de longitud y otro de unos 80 m de largo, situado en posición más alta. Se une a ellos un desprendimiento de grandes bloques situado más al sur, que tal vez pudiera tener continuidad con el arco mas externo y más largo (Mapa N° 1).

Otras alineaciones de bloques similares se ubican en la ladera oriental del Valle de las Brujas, en la que se han diferenciado dos cordones con idéntica disposición paralela que los anteriormente citados. Se interpretan como las acumulaciones generadas por el deslizamiento de bloques y desprendimientos por encima de neveros persistentes. Estos estarían ubicados en laderas protegidas y con fuerte acumulación nívea, ayudada seguramente en parte por la influencia de vientos favorables al amontonamiento local, ya que las observaciones sólo permiten hablar de áreas muy concretas y localizadas.

Estas formas son consideradas como de transición, junto con los glaciares rocosos, con el sistema glaciar, respondiendo por tanto a un descenso suficientemente importante de las temperaturas para generar una mayor frecuencia de las precipitaciones en forma sólida y su posterior persistencia congelada. La existencia de al menos dos fases en los puntos en que se han

localizado permiten incluso establecer al menos dos etapas que cumplen estas condiciones frías, que seguramente habría que hacerlas contemporáneas de las pulsaciones que generaron la presencia de grandes glaciares en la alta cordillera durante el Cuaternario.

### — **Modelado endokárstico: La Caverna de las Brujas**

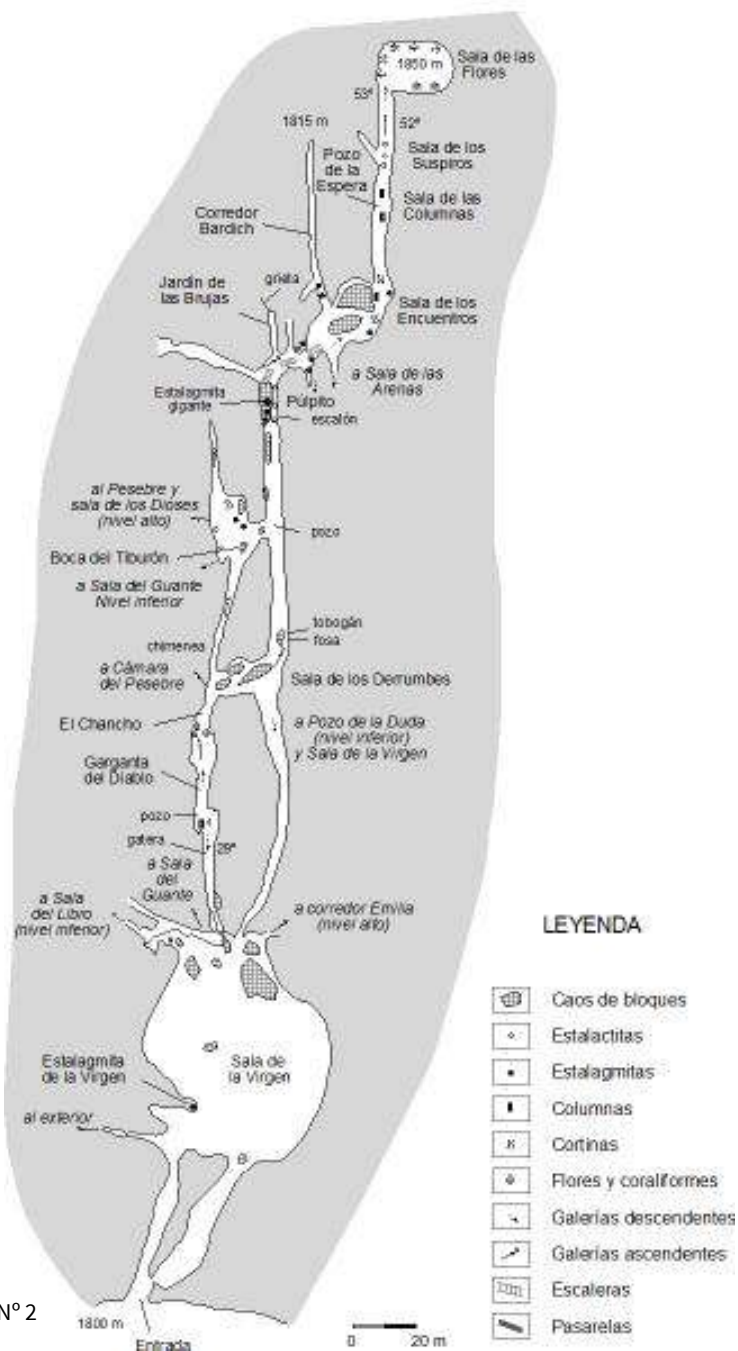
La entrada de la caverna se sitúa a 1800 m.s.n.m., a 35° 48' lat. S. y a 69° 49' long. W. y orientada al suroeste (Foto N° 6). La cavidad presenta tres niveles de corredores principales. En el primero o intermedio, se encuentra el recorrido más conocido que se extiende casi horizontalmente con respecto a la entrada y por espacio de 200 m., el Circuito Turístico, denominado así por ser el único que recorren los turistas en sus visitas a la caverna (Fig. N° 2). El segundo nivel o nivel alto, se desarrolla en forma casi horizontal pero 20 m por sobre el primero y el tercero está constituido por pasadizos que descienden a 20 m por debajo del intermedio.

El Circuito Turístico comienza en la misma entrada de la caverna y a los pocos metros de haber ingresado, se arriba a la gran Sala de la Virgen, que posee un ancho de 20 m por 8 m de alto y 30 m de longitud. Su denominación se debe a una columna estalagmítica que semeja la forma de esa santa imagen hoy degradada por la acción antrópica. El piso de la sala es arenoso y con presencia de ceniza volcánica proveniente de erupciones en la Cordillera de Los Andes. Se encuentra muy saqueada y prácticamente sin espeleotemas.

Abandonando esta sala, a través de un caos de bloques, se ingresa a una estrecha gatera, que luego de trasponerla se llega a la sala De los Derrumbes. Como su nombre lo indica, se trata de un espacio sembrado de bloques, todos de considerable volumen. En este punto, el recorrido se divide en dos corredores, el de la derecha conduce a la Sala de la Estalagmita Gigante (Foto N° 7), previo paso por un punto clave de la caverna, llamado Boca del Tiburón (Foto N° 8). Este sitio permite, a través de aberturas en el techo y piso, comunicarse con los niveles inferior y superior.

La Sala de la Estalagmita Gigante, llamada así por la presencia de una estalagmita de 1,50 m de alto, es de extrema belleza, ya que junto a esta forma pavimentaria, se hallan otras de no menor belleza, como macizos estalagmíticos y grandes estactitas, muy degradadas por el hombre. Por otra parte, aquí se puede observar un importante infiltración de agua, y por ende, el punto de mayor actividad de esta senil forma de conducción.

# CAVERNA DE LAS BRUJAS CIRCUITO TURISTICO



Luego de traspasar esta sala, se llega a la Sala de los Encuentros, caracterizada por bloques derrumbados de gran calibre, columnas estalagmíticas y estalactíticas, estalactitas y cortinas estalactíticas. Abandonada esta sala, se transita por un corredor que antiguamente se encontraba sembrado de columnas estalactíticas y estalagmíticas (Sala de las Columnas), como así también de bellas estalactitas, la mayor parte impactada por la acción humana que ha derivado incluso en la desaparición de muchos espeleotemas.

Finalmente, el circuito concluye en la Sala de Las Flores, la que se sitúa a 1850 m.s.n.m., caracterizada por paredes tapizadas por formaciones parietales semejantes a hongos o corales achaparrados de carbonato. En ella se pueden encontrar colémbolos, fauna común en estos medios. En este nivel intermedio, se encuentra también el Jardín de las Brujas, al cual se accede desde la Sala de la Estalagmita Gigante y el Pozo de la Duda al que se arriba desde la Sala de los Derrumbes.

El nivel inferior está compuesto por diferentes corredores que comunican con distintas salas como la Sala del Guante a la que se accede desde el punto donde se abandona la Sala de la Virgen o desde el Tiburón en el nivel intermedio. Otra sala de este nivel es la Sala del Libro, denominada así por encontrarse antiguamente en ella, un libro de visitas. El recorrido para visitarla es uno de los más extensos del nivel inferior y se accede desde la Sala de la Virgen luego de un largo descenso se arriba a esta sala que se encuentra a 1770 m.s.n.m., donde se observa una interesante cantidad de cortezas calcáreas.

A la Sala de las Arenas (nivel inferior) se arriba desde la Sala de Los Encuentros en el nivel medio. El trayecto es corto, encontrándose algunas estalactitas. El punto final está a 1780 m y el piso de la sala se caracteriza por la presencia de ceniza volcánica que desciende a través de una grieta desde la Sala de la Virgen.

El nivel superior presenta dos recorridos muy interesantes: el Corredor Emilia y la Cámara del Pesebre, conjuntamente con la Sala de Los Dioses. El primero parte directamente desde la Sala de la Virgen con una pronunciada pendiente en ascenso que se desarrolla entre columnas estalagmíticas y estalactitas, para culminar a 1820 m.s.n.m en una estrecha grieta de imposible tránsito. La Cámara del Pesebre y la Sala de los Dioses, que se ubican a 1820 m, son dos de los sectores de mayor belleza de la caverna por encontrarse su multitud de formas pavimentarias, combinadas, parietales, cenitales, etc., muy bien conservadas debido a su difícil acceso, lo que las protege de depredadores humanos. A ellas se accede directamente desde la Boca del Tiburón y desde la Sala de los Derrumbes.



Foto N° 4: Lapiaz meandriforme (meanderkarren)



Foto N° 5: Nichos de nivación



Foto N° 6: Entrada a la Caverna de las Brujas



Foto N° 7: Estalagmita Gigante

La temperatura media de la cavidad varía entre 5° C de salas próximas a la entrada y 9,5° C de otras galerías situadas en las partes más internas. La humedad relativa media anual oscila entre el 65 % cerca de la entrada y el 89 % en salas con mayor presencia de agua. La cavidad que aparece en el núcleo de un pliegue sinclinal ocupado por las calizas de la Fm. La Manga (Raviolo, 2000) y su geometría presenta una clara asimetría controlada por la fracturación principal paralela a las estructuras tectónicas regionales.

Debido al clima semiárido, en la actualidad la cueva presenta muy poca actividad hidrológica. La ausencia de suelo y las distintas micromorfologías de karst nival observadas sobre las calizas indican que la capacidad de corrosión del escaso volumen de las aguas de infiltración está relacionada con las precipitaciones invernales en forma de nieve. Las características químicas del agua, suministradas por el Laboratorio de la Dirección General de Minería del Gobierno de Mendoza, que circula indican una composición sulfatada-bicarbonatada cálcica. Este agua está subsaturada en yeso y cerca del equilibrio con respecto a la calcita. Como consecuencia la actividad espeleotémica actual es mínima. Finalmente, en relación con esta escasa actividad hidrológica, se ha detectado en el contacto con materiales impermeables, un punto de descarga del acuífero kárstico de poca importancia en el que aparece un edificio travertínico meteógeno de surgencia de dimensiones limitadas.

- **Rasgos morfológicos del sistema kárstico de la Caverna de las Brujas**

El análisis de la morfología de la Caverna de las Brujas pone de manifiesto, en primer lugar, un desarrollo controlado por la fracturación. En general, los pasillos representan fracturas verticales ensanchadas y dibujan un laberinto rectilíneo de planos verticalizados elongado según una orientación N-S que coincide con las principales estructuras tectónicas regionales.

Por lo que se refiere a la morfología de los pasillos se observan, con frecuencia, conductos cilíndricos de escala métrica. Se trata de pasillos horizontales con secciones circulares cuyo desarrollo está controlado por la intersección de fracturas principales (005° y 150°) con los planos de estratificación. Por otro lado se han observado cúpulas en los techos que tienen un desarrollo vertical ascendente que es controlado por la intersección de planos de fracturas.



Evidentemente la geometría de estos conductos indica una circulación freática o forzada del agua en el interior del macizo karstificado.

Los conductos circulares horizontales presentan con frecuencia una incisión en la base dando geometrías en ojo de cerradura (Foto N° 9). Además las galerías que coinciden con planos de fracturas de orientación meridiana sufren una profundización marcada. Por otro lado, son frecuentes las marcas de disolución asimétricas o golpes de gubia en las paredes verticalizadas de los pasillos y galerías. Por tanto, las galerías observadas aparecen como consecuencia de una profundización vadosa a partir de conductos creados anteriormente en condiciones freáticas. Las características erosivas en el sistema kárstico de la Caverna de las Brujas indican una evolución similar al denominado desarrollo común de cuevas relacionado con aguas meteóricas descendentes.

La transición desde un flujo freático a otro vadoso debe de ser interpretada en términos de controles hidrológicos relacionados con el encajamiento de la red de drenaje y el descenso topográfico de los niveles de basa. En la Cordillera de los Andes, las tasas de incisión fluvial y de denudación han sido muy altas como consecuencia del levantamiento observado a largo plazo.

- **Depósitos asociados con la actividad kárstica de la Caverna de las Brujas**

Los depósitos relacionados con la actividad del sistema kárstico de la Caverna de las Brujas, se pueden clasificar en internos autóctonos (crecimientos espeleotémicos), internos alóctonos clásticos (lapillis volcánicos) y externos (travertinos).

#### **a) Depósitos internos autóctonos**

Los depósitos internos autóctonos incluyen espeleotemas de calcita y crecimientos de yeso. Si bien la cueva no muestra un elevado grado de ornamentación espeleotémica, los espeleotemas de calcita presentan, en general, escaso y desigual desarrollo y es posible que la falta de ornamentación pueda relacionarse también con el expolio sufrido por la caverna en tiempos pasados.



Foto N° 8: Boca del Tiburón



Foto N° 9: Los conductos circulares horizontales presentan con frecuencia una incisión en la base dando geometrías en “ojo de cerradura”



Foto N° 10: Estalagtitas y columnas en la Caverna de las Brujas



Foto N° 11: Espeleotemas con morfologías excéntricas

Se destacan como depósitos autóctonos de calcita los crecimientos estalagmíticos y estalactíticos (Foto N° 10). En la base de las galerías se han desarrollado algunas estalagmitas de tipo cónico, algunos microrrepresamientos (gours) y pequeñas coladas estalagmíticas.

En ocasiones aparecen banderas y cortinas aprovechando planos de fracturas. Estalactitas de tipo cónico-zanahoria o macarrón han sido observadas preferentemente en salas inferiores de la cueva (Madre y Libro) y han llegado a formarse morfologías columnares. Todos estos crecimientos están relacionados con goteos y flujos de agua.

Es frecuente la aparición de formas coraliformes tapizando las paredes de galerías y salas. Se clasifican dentro de los espeleotemas excéntricos globulares y semiesféricos que deben asociarse con procesos de rezume en las paredes de las galerías bajo condiciones subaéreas. Es posible diferenciar distintas variedades destacando corales y formas de palomitas de maíz. Estas morfologías llegan a recubrir las estalactitas en algunas salas inferiores (Madre). En la Sala de las Flores aparecen otras morfologías excéntricas constituidas por un entramado de cristales escalenoédricos de calcita, probablemente desarrollados bajo condiciones subacuáticas durante etapas en las que algunas salas permanecían inundadas (Foto N° 11).

Localmente en el fondo de algunas galerías se han acumulado gran cantidad de fragmentos de estalactitas, rotas probablemente por sismos, sobre las que han crecido pequeñas estalagmitas en estadios posteriores.

Los depósitos evaporíticos incluyen costras y formas globulares de yeso (Foto N° 12). Las costras de yeso microcristalino masivo tapizan directamente la caliza soporte en paredes y fondos de algunas salas (La Madre y El Libro) y pueden alcanzar espesores observados de 10 cm. También se han observado crecimientos de yeso fibroso en discontinuidades estructurales y estratigráficas de la roca soporte. En la actualidad las costras de yeso se localizan principalmente en las salas inferiores. No obstante en tiempos anteriores debieron de ocupar grandes volúmenes en el interior de la cueva que han sido reducidos por procesos de disolución. La presencia de costras de yeso en La Caverna de Las Brujas ha sido indicada por Forti (1993). Aunque existen diferentes mecanismos de acumulación del yeso en cuevas (Hill, 1987) parece que las costras estudiadas deben de relacionarse con evaporación de soluciones de agua que circulan por las paredes y fondos de las salas (White, 1988). Cuando la precipitación del yeso tiene lugar en discontinuidades de la

roca soporte a partir de resúmenes de agua aparecen crecimientos fibrosos (Ford y Williams, 1989), que pueden dar lugar a acumulaciones clásticas de rotura relacionadas con la presión de la cristalización del yeso observadas en algunas salas.

Por otro lado, en paredes verticales y techos correspondientes a numerosas galerías y salas de la cavidad se observan con frecuencia morfologías esferoidales de escala centimétrica (hasta 15 cm de diámetro) constituidas por una costra milimétrica exterior que envuelve acumulaciones pulverulentas internas. Estos crecimientos se corresponden con las bolas de yeso cuya génesis se relaciona con el flujo capilar de agua sulfatada a través de la roca soporte que accede, aprovechando discontinuidades, al ambiente subaéreo de las galerías y deposita por evaporación el yeso solubilizado. Su evolución puede ser compleja debido a que incluye procesos sucesivos de disolución y precipitación.



Foto N° 12: Formas de yeso globulares

La presencia de depósitos evaporíticos en cuevas indica a ambiente endokárstico de relativa sequedad (Bull, 1983). En cuevas con una humedad relativa cercana al 100 % precipitan solamente depósitos carbonatados, mientras que en cavidades con una humedad relativa del 75-90 % los procesos de evaporación activados pueden desencadenar la precipitación de otras sales más solubles.

### **b) Depósitos internos alóctonos**

Los depósitos internos alóctonos están constituidos por cenizas y lapillis volcánicos. No se han observado depósitos clásticos fluviales. Estos depósitos piroclásticos se localizan principalmente en la entrada de la caverna y han sido transportados por procesos eólicos. En este sector se han observado espesores que superan los 2 m de lapillis estratificados con colores alternantes y entre ellos aparecen restos arqueológicos de ocupación humana. No obstante en diferentes salas inferiores del sistema también se han observado lapillis introducidos en el interior por la gravedad y los flujos de agua.

### **c) Depósitos kársticos externos**

Depósitos externos asociados con la dinámica kárstica de la Caverna de las Brujas son los edificios travertínicos localizados en zonas de descarga del sistema. Concretamente, es posible identificar un edificio en la Cañada de Leiva (Mapa N° 1) que responde a un modelo de surgencia de funcionalidad reciente y actual. En una estructura de montículo, predominan las facies de macrofitas con tallos en posición de vida y acumulaciones macro y microfotoclásticas. Es posible encontrar tanto moldes de los tallos como restos con envueltas concéntricas. También se han observado algunos caparzones de gasterópodos.

- **Datos cronológicos y paleoambientales**

El análisis morfoestratigráfico de los diferentes tipos de depósitos permite establecer una ordenación secuencial basada en el principio de superposición. Las costras de yeso de las salas inferiores son los depósitos más antiguos. Después tiene lugar la fase principal de crecimiento espeleotémico con estalagmitas, estalagmitas, coladas y cortinas. A continuación aparecen crecimientos excéntricos (corales, palomitas de maíz) que tapizan las paredes y techo de galerías y salas. Por último tendría lugar el crecimiento de las bolas de yeso. Además, la acumulación de las cenizas en la entrada de la cueva es reciente y el desarrollo del edificio travertínico es subactual.

Mediante la utilización de diferentes técnicas de datación sobre algunos de estos depósitos de esta secuencia es posible obtener algunas edades radiométricas. Los datos correspondientes al análisis de las series de desequilibrio de U/Th son mostrados en la Tabla 1. La muestra BR-10 (costra de yeso microcristalina) presenta una edad fiable pero poco precisa, mientras que la muestra BR-9 (costra de yeso fibrosa) muestra un buen análisis químico pero no es posible obtener una edad radiométrica debido a la apertura geoquímica del sistema (relación isotópica  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  alta). Las muestras BR-2 (estalactita rota) y BR-3 (estalagmita) presentan buenos análisis y edades geoquímicamente fiables. La muestra BR-5 (bandera), presenta una relación isotópica  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  débil, aunque su perfecta correlación con la edad de otra de las muestras parece indicar que la edad puede ser fiable. El análisis de la muestra BR-1 (calcita escalenoédrica) indica que, geoquímicamente, el sistema ha sido abierto y la edad no puede ser determinada. Finalmente el análisis geoquímico de Th de la muestra BR-7 (coraliforme) no es satisfactorio y no es posible calcular la edad. Estas edades aportan datos paleoambientales de interés. Además, la presencia de estadios alternantes de acumulación de espeleotemas de calcita y de yeso, controlados cronológicamente, pueden ser usadas como indicador de cambios climáticos regionales.

Tabla 1. Información analítica de las dataciones de U/Th de depósitos de yeso y espeleotemas de calcita de la Caverna de las Brujas

Muestra	Referenc.	[U] ppm	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} _{t=0}$	Edad (ky BP)
BR-1	6494	0.145 ± 0.001	1.289 ± 0.011	1.270 ± 0.053	38 ± 14	-	-
BR-2	6140	0.918 ± 0.007	1.708 ± 0.014	0.481 ± 0.006	48 ± 3	1.856	67.6 [+1.1/-1.1]
BR-3	6141	0.369 ± 0.005	1.650 ± 0.024	0.274 ± 0.006	54 ± 7	1.715	34.0 [+0.9/-0.9]
BR-5	6142	0.243 ± 0.004	1.188 ± 0.027	0.465 ± 0.015	8.0 ± 0.6	1.227	66.5 [+3.1/-2.9]
BR-7	6495	3.532 ± 0.018	1.194 ± 0.007	1.808 ± 0.173	High	-	-
BR-9	6595	0.240 ± 0.005	1.074 ± 0.028	1.912 ± 0.123	12 ± 3	-	-
BR-10	6596	0.329 ± 0.003	1.024 ± 0.008	0.507 ± 0.059	14 ± 8	1.029	76.5 [+13.7/-12.2]

De esta manera, el estadio espeleogenético más antiguo reconocido está representado por las costras de yeso e indica el dominio de condiciones de fuerte aridez en torno a los 76.500 años AP, probablemente durante el estadio isotópico 4 del oxígeno a nivel global. Este es un período global frío que no favorece una actividad kárstica intensa y, por tanto, el desarrollo de espeleotemas de calcita queda muy limitado. El período de desarrollo espeleotémico más importante tiene lugar entre los 67.000 y los 34.000 años AP. Los fragmentos de estalactitas relacionadas con actividad sísmica pertenecen a este episodio. Esta fase espeleotémica puede correlacionarse con el estadio isotópico 3. A escala global se ha observado que los períodos isotópicos impares (1, 3, 5) representan estadios cálidos que favorecen el desarrollo espeleotémico. No obstante es necesario considerar que mientras en regiones de latitudes altas el crecimiento de los espeleotemas indica condiciones cálidas interglaciares e interestadiales, en zonas de mayor aridez los cambios en la precipitación son los que van a desencadenar el desarrollo espeleotémico.

De cara a integrar regionalmente esta información se observa en primer lugar la existencia de muy pocos datos paleoclimáticos en la Cordillera Principal Andina. Sólo Rabassa y Clapperton (1990) mediante registros glaciares deducen la presencia de un Último Período Interglacial (60-30.000 años AP) entre la Penúltima Glaciación (no hay datos cronológicos) y el Último Máximo Glacial (30-14.000 años AP). La posición geomorfológica de los depósitos de protalus rampart localizados cerca de la cueva indica una posible relación con este Último Máximo Glacial. Como consecuencia, es posible establecer una relación entre el Último Período Interestadial, con condiciones templadas y húmedas, y las etapas principales de desarrollo de espeleotemas de calcita. Estas condiciones favorables han sido documentadas también mediante registros lacustres y marinos en otras regiones de Argentina y Chile. Por otro lado, es necesario considerar que la evolución glacial en la Cordillera Principal, durante el Cuaternario, está controlada por condiciones ambientales áridas.

Los análisis geoquímicos no han permitido obtener datos cronológicos de espeleotemas excéntricos. No obstante, su posición morfoestratigráfica indica que su formación es posterior a la etapa principal espeleotémica y podría estar relacionada con etapas más cálidas y áridas de las primeras fases del Holoceno (estadio isotópico 1).

Por lo que se refiere a la funcionalidad del edificio travertínico, la edad de la muestra datada por radiocarbono AMS (referencia de laboratorio UZ-4356) indica una actividad reciente y/o actual. Esta construcción queda, por tanto,



enmarcada temporalmente al final del Holoceno. El estadio isotópico 1 es un período cálido con gran desarrollo travertínico a nivel global (HENNING et al., 1983). A escala regional indican la existencia de pequeños avances y retrocesos en los sistemas glaciares durante este tiempo.

Adicionalmente, las edades de termoluminiscencia obtenidas a partir de las cenizas acumuladas en la entrada de la Caverna (Tabla 2) indican varias etapas de actividad volcánica en el área de estudio localizada en  $7.780 \pm 600$ ,  $4.700 \pm 500$  y  $765 \pm 200$  años BP. Toda esta actividad volcánica holocena está focalizada en la cercana región de Payunia.

Tabla 2. Información analítica de las dataciones de termoluminiscencia de lapillis volcánicos del interior de la Caverna de las Brujas

Muestra	Referencia	Paleodosis (Gy)	Dosis anual (Gy/year)	Edad (ky BP)
BR-A1	UCTL 1169	$6.12 \pm 0.82$	$1.30 \times 10^{-3}$	$4.700 \pm 0.5$
BR-A2	UCTL 1170	$10.19 \pm 0.61$	$1.31 \times 10^{-3}$	$7.780 \pm 0.6$
BR-A3	UCTL 1171	$1.00 \pm 0.20$	$1.31 \times 10^{-3}$	$0.765 \pm 0.2$

### • Evolución geomorfológica de la Caverna de las Brujas

En el desarrollo de la Caverna de Las Brujas es posible diferenciar una etapa de circulación freática inicial y otra vadosa posterior. Durante la etapa freática se desarrollan galerías con secciones circulares y cúpulas en los techos. Las calizas de La Manga, de edad Jurásico, constituyen un acuífero confinado por materiales más impermeables suprayacentes del Grupo Mendoza y evaporíticos de las Fms. Auquilco y Huitrin. La circulación forzada se produce aprovechando preferente la estructura sinclinal con niveles de base altos. Posteriormente se produce la transición a condiciones vadosas como consecuencia del encajamiento progresivo de los niveles de base controlado por la elevación isostática importante de la Cordillera Principal. El encajamiento de la red de drenaje desencadena el desmantelamiento gradual de las formaciones litológicas suprayacentes. La circulación vadosa conlleva una modificación de las morfologías erosivas vadosas y favorece el desarrollo espeleotémico.

Los primeros depósitos (76.500 años) están representados por costras de yeso de espesor decimético bien desarrolladas en las algunas salas inferiores (Madre

y Libro). La señal isotópica del S ( $\pm 34$  S CDT = 9,6 ‰), indica un origen relacionado con la disolución de evaporitas mesozoicas suprayacentes (Fm. Auquillo y Huitrin) y la oxidación de piritas contenidas en las calizas de la propia Fm. La Manga. Las costras de yeso presentan texturas primarias que indican una precipitación a partir de flujos poco importantes de agua algo sulfatada que circula sobre la superficie de la roca soporte. El mecanismo de precipitación es la evaporación, con humedad relativa baja en el interior de la Caverna, y condiciones generales externas áridas y frías (estadio isotópico de oxígeno 4).

Progresivamente se produce la exposición de las calizas de la Fm. La Manga. En una etapa más húmeda y cálida sobre el macizo calcáreo se produce el desarrollo de suelos que soportan una vegetación herbácea (vegetación tipo C-4) predominantemente, tal y como indica la señal isotópica de la calcita ( $\pm 13$  C = -3 a -5 ‰ y  $\pm 18$  O = -9 a -11 ‰). El CO<sub>2</sub> biogénico aportado incrementa la agresividad del agua infiltrada y como consecuencia desencadena en salas y galerías el desarrollo de diferentes tipos espeleotemas (estalagmitas y estalactitas principalmente). El mecanismo de precipitación de la calcita es la desgasificación y se produce en condiciones de equilibrio. Las fábricas resultantes son columnares y fibrosas que crecen durante períodos de humedad permanente y condiciones de saturación. Este es el estadio espeleotémico más importante y se prolonga desde 67.000 a 35.000 años BP. A escala global este período coincide con el estadio isotópico 3 de características cálidas y húmedas y a escala regional este período se correlaciona con el Último Período Interstadial.

La detención del desarrollo espeleotémico tiene lugar cuando las condiciones climáticas son más frías en relación con el Último Estadio Glaciar (30-14.000 años BP) en la parte meridional de la Cordillera de los Andes. En el sector de estudio aparecen diferentes morfologías (protalus rampart y nichos de nivación) que parecen relacionarse con esta etapa fría. Acumulaciones de estalactitas rotas de 76.000 años BP de edad que aparecen en la base de algunas galerías pueden estar relacionadas con actividad neosismotectónica regional.

Una nueva etapa de desarrollo espeleotémico menos importante y representada principalmente por crecimientos excéntricos (coraliformes) y algunas cortinas que tapizan paredes de galerías y espeleotemas previos. Cronológicamente parece tener lugar durante las primeras fases del Holoceno bajo condiciones cálidas y algo húmedas, si bien las series de U/Th no han aportado edades radiométricas. Durante esta etapa el depósito de los

espeleotemas está influenciado fuertemente por la evaporación, de manera que la precipitación de la calcita se produce en condiciones de desequilibrio. Las fábricas resultantes son dentrítica, microesparítica y travertínica que se desarrollan bajo condiciones de sobresaturación, régimen de flujo bajo o descarga de agua variable.

Durante etapas de mayor aridez del Holoceno tiene lugar el desarrollo de las bolas de yeso en paredes y techos de salas y galerías. Su origen se relaciona con el flujo capilar de agua sulfatada procedente de la disolución de las costras de yeso a través de discontinuidades en la roca soporte. Este agua accede al ambiente subaéreo seco de las galerías y deposita por evaporación el yeso solubilizado. Evidencias micromorfológicas indican que varios ciclos de disolución-precipitación se producen en la evolución de las bolas de yeso. La señal isotópica del S de las bolas de yeso ( $\pm 34$  S CDT = 5,6 ‰) indica la necesidad de un fraccionamiento en los mecanismos de disolución-precipitación y/o una mezcla con otra tipo de S que puede ser emitido a la atmósfera en erupciones volcánicas. Estas erupciones han sido frecuentes durante todo el Holoceno y en tiempos históricos en áreas próximas (La Payunia) tal y como demuestran diferentes dataciones de lapillis y cenizas introducidas por procesos eólicos y gravitacionales en la Cueva.

Durante tiempos recientes y actuales se desarrolla un edificio travertínico meteógeno de surgencia en la Cañada de Leiva, relacionado con puntos del descarga del sistema kárstico. En la actualidad, bajo condiciones de aridez y sequedad, la actividad hidrológica dentro de cueva es muy limitada. Circula agua bicarbonatada-sulfatada cálcica, sobre todo en épocas de fusión de nieve que provoca en el exterior del macizo calcáreo diferentes tipos de lapiaces.

Las diferentes evidencias morfogenéticas y espeleogenéticas (mineralógicas, isotópicas y radiométricas) analizadas indican que la Caverna de Las Brujas tiene un origen meteógeno descendente. La evolución de la cueva a lo largo del Pleistoceno superior-Holoceno está controlada por cambios climáticos, en un ambiente semiárido, en el que los procesos de evaporación han jugado un papel importante en la espeleogénesis. Adicionalmente esta evolución tiene lugar en un contexto tectónico y volcánico de gran actividad.

## **Bibliografía**

Baker, A. y otros (1996). “Mass spectrometric dating of flowstones from Stump Cross Caverns and Lancaster Hole, Yorkshire: palaeoclimate implications”. En: *Journal of Quaternary Science*, N°11, 107-114.

Bini, A y otros (1992). “Les mouvements tectoniques recents dans les Grottes dy Monte Campo dei Fiori (Lombardie, Italie)”. En: *Karstologia*, N° 19, 23-30.

Dessanti, R. (1973).”Descripción geológica de la hoja 29b, Bardas Blancas, Mendoza” En: *Bol. Serv. Nac. Minería y Geología*, N°139, 1-70, Buenos Aires.

Durán, J. y otros (1993). “Dataciones geocronológicas absolutas (Métodos E.S.R. y Series de Uranio) en la Cueva de Nerja y su entorno. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neosismotectónicas”. En: *Trabajos sobre la Cueva de Nerja* 3, 233-248

Ferrari, R. (1976). “La Caverna de las Brujas”. En: *Actas del VI Congreso Nac. de Arqueología*, Rev. del Museo de Historia Natural, San Rafael, Mendoza.

Forti, P. y otros (1993). “Las Brujas cave (Malargüe, Argentina): an example of the oil pools control on the speleogenesis”. En: *Theoretical and Applied Karstology* 6, 87-93.

Llopis Llado, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología cárstica*. Blume, Madrid.

Mikkan, R. (1995). “Observations sur le karst de Bardas Blancas-Malargüe (Andes de Mendoza, Argentine)”. En: *Karstologia* 26, 39-46.

Mikkan R. y Alessandro, M. (1998). “La Caverna de las Brujas (Malargüe-Mendoza). Relieve kárstico y fitoecología”. En: *Bol. Est. Geográficos*, N°94, 5-35. UNCUYO, Mendoza.

Mikkan, R. (Editor), Peña, J.L., Sancho, C., Pickenhayn, J. y Durán, V. (2001). En: *La Caverna de las Brujas, Malargüe, Mendoza, Argentina*. Centro Interdisciplinario de Estudios Regionales, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO, Mendoza.

Mikkan, R., Peña, J.L., Sancho, C., Osácar, M., Mandado, J. y Quinif, Y. (2002). “Los espeleotemas yesíferos de la Caverna de las Brujas, (Cordillera de los Andes, Provincia de Mendoza, Argentina): origen y significado paleoambiental”. En: *Boletín Geológico Minero, Instituto Geológico y Minero de España*, Vol. 113, N°4, España.

Mikkan, R., Peña, J.L., Sancho C., Osàcar M. y Quinif, Y. (2003). Morpholical and speleothemic development in Brujas Cave (Southern Andean Range, Argentine): paleoenvironmental significance”. En: *Geomorphology*, N°57, 367 – 384, Elsevier.

Peña, J.L.; Sancho, C. y Lozano, M. (2000). “Climatic and tectonic significance of Late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River Canyon, Eastern Iberian Range, Northeast Spain”. En: *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 1403-1417.

Quinif, Y., Genty, D. y Maire, R. (1994). “Les spéléothèmes: un outil performant pour les études paléoclimatiques”. En: *Bulletin Societé Géologique France*, 165, 603-612.

Raviolo, M. (2000). “Estudio geológico-paleontológico del área del Valle de las Brujas (Localidad de Bardas Blancas, Departamento de Malargüe, Provincia de Mendoza)”. En: Memoria de Licenciatura C. Geológicas. Universidad Nac. de San Juan, 60 p. (inéd.)

Sliegel, F.R., Mills J.P. y Pierce, J.W.(1968) . “Aspectos petrográficos y geoquímicos de espeleotemas de ópalo y calcita de la Cueva de las Brujas, Mendoza, República Argentina”. En: Rev. Asoc. Geológica Argentina, XXIII (1): 5-15.

White, W.B. (1988). Geomorphology and Hydrology of karst terrains. Oxford University Press.

## CAPÍTULO III

### **Relieves estructurales en depresiones intermontanas**

Las depresiones intermontanas de origen tectónico configuran, en la Provincia de Mendoza, valles longitudinales de varios kilómetros de extensión norte – sur y de amplios fondos, o confinadas áreas deprimidas donde la tectónica no solamente es la causante de su hundimiento sino que, además, ha regido la evolución de sus relieves interiores, aspecto comprobable por las grandes fallas regionales que las surcan. El valle de Uspallata y la depresión de Potrerillos son exponentes de estos espacios intermontanos rellenos por sedimentos, y que contienen variados relieves estructurales modelados por procesos de erosión y agradación configurando una geomorfología particular.

---

#### **Geomorfología de la depresión de Potrerillos**

La localidad o Villa de Potrerillos se encuentra ubicada en Mendoza dentro de una cuenca que abarca parte de los departamentos de Luján y Las Heras. Su principal vía de acceso es la Ruta Nacional N°7 que acompaña al río Mendoza y une la Ciudad de Mendoza con Chile.

Potrerillos es una depresión sinclinal (Viers, 1964) originada por movimientos orogénicos del Pérmico, donde la tectónica posterior ha tenido un papel fundamental en la configuración del relieve actual. Las formas estructurales ocupan la mayor parte de la superficie y se han elaborado en una serie sedimentaria continental sub - andina muy bien representada a través de diversos afloramientos.

El sinclinal está fallado y plegado entre la Cordillera Frontal al oeste y la Precordillera al este y norte (Mapa N° 1). Se estrecha y levanta al noreste y

desciende y abre hacia el suroeste. La serie sedimentaria, en la que se edifica el modelado de la depresión, proviene de la erosión de los cordones montañosos mencionados y abarca desde el Triásico al Cuaternario con lagunas estratigráficas en el Jurásico y Cretácico. El colector principal de la depresión es el río Mendoza que la recorre aprovechando una falla con dirección noroeste-sudeste y hacia él drenan la mayoría de los ríos y arroyos del área, que pueden ser de régimen permanente o transitorio. Actualmente el río se encuentra embalsado por el dique Potrerillos (450 hm<sup>3</sup>) dentro del área descendida.

## — Formas estructurales dominan el paisaje

- **Macizos Antiguos**

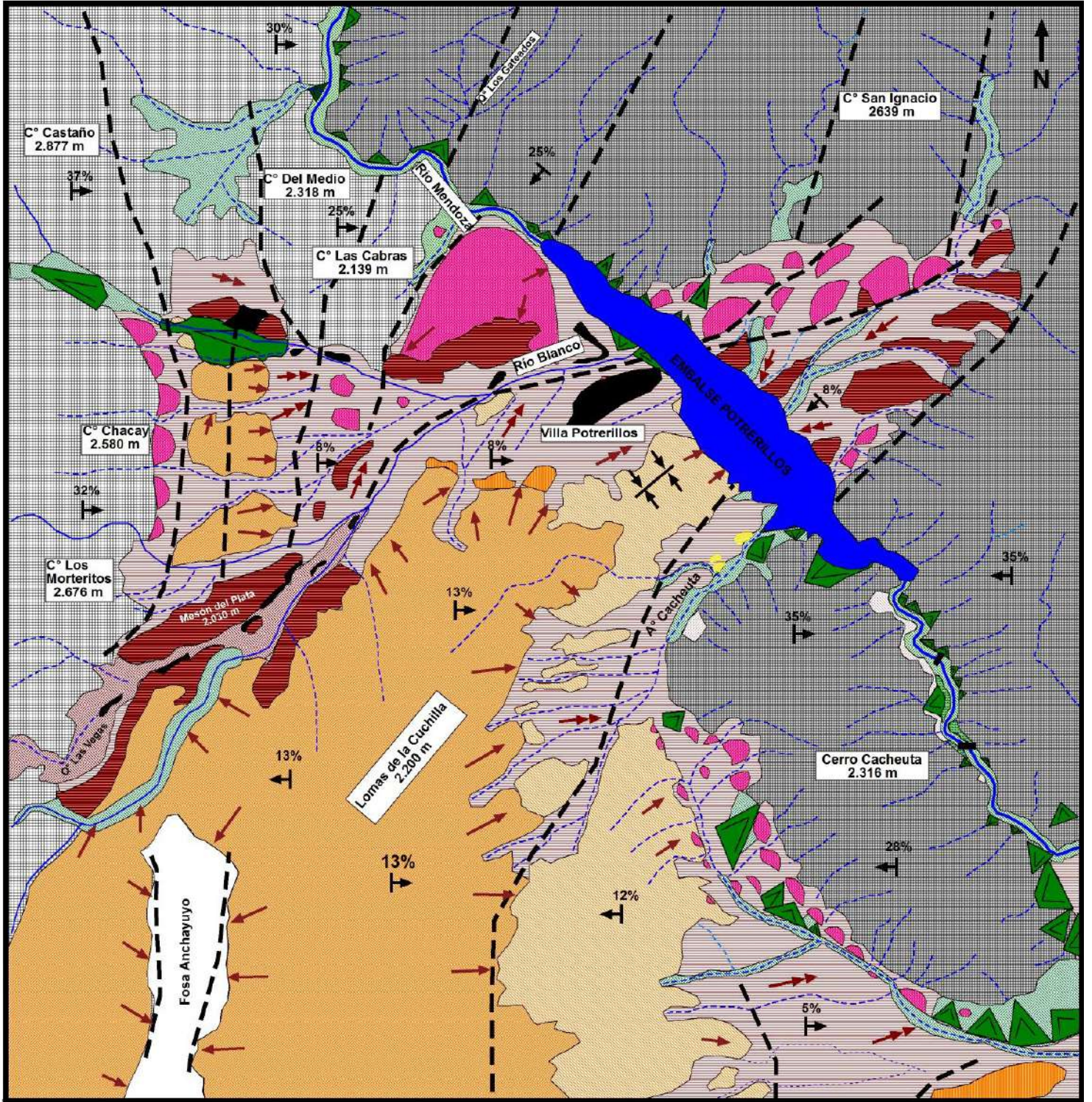
Bajo esta denominación se consideran estructuras montañosas que han sufrido una dilatada evolución a partir de un plegamiento paleozoico, pasando por una época erosiva como consecuencia de calmas tectónicas, para ser levantados nuevamente por plegamientos terciarios (ciclo Andino). La deformación neógena produjo la reactivación de fallas paleozoicas con la consiguiente sobreelevación de la Cordillera Frontal y la Precordillera que rodean la depresión de Potrerillos (Mapa N° 1).

### **a) Precordillera**

Es un macizo que cierra por el este y norte a la depresión, configurando la finalización meridional del denominado Macizo de Uspallata que forma parte de la Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Presenta una terminación periclinal en el cerro Cacheuta ahogado por sedimentos pliocénicos.

La Precordillera, en este sector, está constituida por cordones longitudinales que corren de norte a sur. Entre éstos se dibujan “quebradas” ocupadas por uadis que entran en funcionamiento durante el verano debido a las crecidas originadas por lluvias torrenciales. Las avenidas transportan y depositan gran cantidad de sedimentos modernos que tapizan el fondo de los cauces y suelen formar en sus salidas a la depresión o directamente al río Mendoza, conos aluviales (Foto N° 1), algunos de importante espesor y apoyados en ocasiones sobre la terraza fluvio-glaciar del río Mendoza, por lo tanto todos son post-glaciales. (Mapa N° 1).

# GEOMORFOLOGÍA DE POTRERILLOS



## LEYENDA

### RELIEVES ESTRUCTURALES

- Macizo antiguo (Cordillera Frontal)
- Macizo antiguo (Precordillera)
- Crestas en materiales triásicos
- Hog back en areniscas oligo - miocénicas
- Cuestas en areniscas oligo - miocénicas
- Cerrilladas de piedemonte en materiales pliocénicos

### ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Sinclinal
- 5 %  
Pendiente

### MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL

- Curso permanente
- Curso esporádico
- Glacis superior
- Glacis inferior o principal
- Terraza fluvio-glacial
- Cono aluvial
- Sedimentos aluviales modernos

### MODELADO EÓLICO

- Médano

### MODELADO DE LADERAS

- Torrente de barro
- Derrubios de gravedad
- Erosión concentrada
- Arroyada difusa

### INSTALACIONES HUMANAS

- Asentamiento humano
- Embalse
- Puente

0 8.25 km

Mapa N° 1







Foto N° 1: Conos aluviales generados por uadis que descienden de la Precordillera en la depresión de Potrerillos.

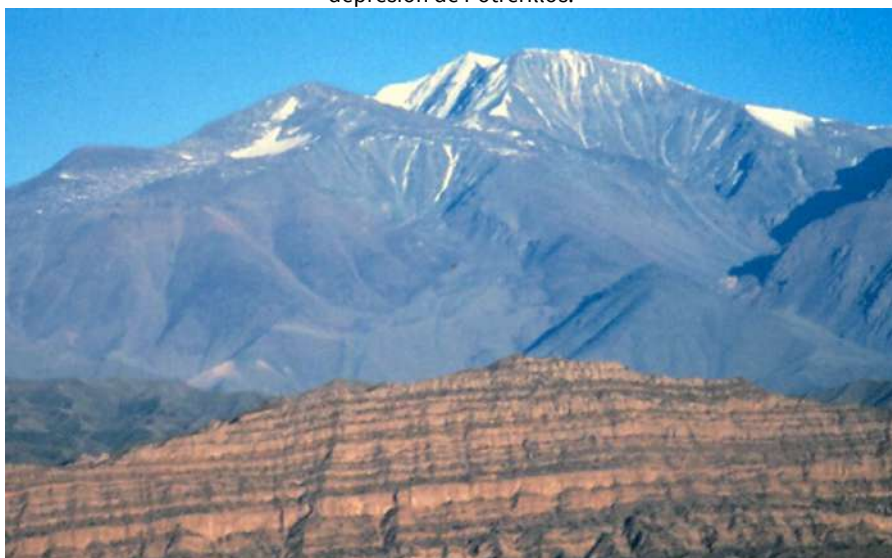


Foto N° 2: La Cordillera Frontal representada por el Cordón del Plata en Potrerillos



Foto N° 3: Secuencia triásica de Potrerillos



Foto N° 4: Crestas en materiales triásicos en la depresión de Potrerillos

La altura promedio del macizo en el área es de 2.500 m.s.n.m. y fue afectado por las orogénias Caledónica y Variscica (Paleozoico), con intrusiones magmáticas de granitos y granodioritas en el Triásico, para luego ser sobreelevado por la orogenia Andina que comenzó en el Eoceno inferior. En este sector precordillerano y al norte del río Mendoza, afloran rocas de la Fm. Villavicencio (Silúrico-Devónico) compuesta por areniscas, pelitas y pizarras como por ejemplo en el C° San Ignacio y rocas pertenecientes al Grupo Choiyoi del Pérmico sup. (riolitas) en las que se intercalan niveles tobáceos y brechas volcánicas. Dentro de este mismo grupo son visibles facies plutónicas del Triásico como los granitos de Cacheuta caracterizados por un gran diaclasamiento y amplitud de rumbos (Folguera, 2004).

En las partes altas de la Precordillera existen penillanuras, típicas de macizos antiguos rejuvenecidos que, en general, carecen de suelos a excepción de algunos sectores donde una posición favorable de abrigo, disponibilidad de agua por fusión de nieve o lluvias y bajas pendientes, han posibilitado la formación de suelos que reciben el nombre de “pampas”, fácilmente reconocibles por su aplanamiento y su coloración amarillenta por sostener una vegetación de coirones o *Stipa*.

### **b) Cordillera Frontal**

Si bien se la denomina cordillera (término reservado a montañas jóvenes plegadas en el Terciario), es también un macizo antiguo que se extiende hacia el sur hasta el río Diamante. Fue plegado en el Paleozoico, luego metamorfozido, intruído y erosionado para finalmente ser sobreelevado en bloque durante el Terciario simultáneamente con la Cordillera Principal y la Precordillera.

En Potrerillos se erige como un enorme paredón al oeste que recibe el nombre de Cordón del Plata (Foto N° 2) con un desarrollo norte-sur y una altura promedio de 5.000 m.s.n.m., aunque en la carta geomorfológica elaborada, alcanza altitudes apenas superiores a los 2.000 m, siendo su límite morfológico con la Precordillera el río Mendoza (Mapa N° 1).

Los materiales que la componen son rocas paleozoicas y permo-triásicas representadas, en el primer caso, por la Fm. Loma de los Morteritos (Carbónico sup.), integrada por areniscas feldespáticas, arcosas y pelitas. Su afloramiento principal margina el flanco oriental del Cordón del Plata y determina el primer contrafuerte de la Cordillera Frontal en esta latitud. El permo-triásico aparece a

través del Grupo Choiyoi con la Fm. Mal País en los cerros Las Cabras y Del Medio principalmente y la Fm. Tambillos (Pérmico sup.) compuesta por niveles tobáceos soldados a los que se asocian lavas riolíticas y depósitos sedimentarios de origen lacustre. Los afloramientos presentan colores que varían entre rojizos y castaños claro y se los observa abarcando los cerros Castaño y Chacay (Folguera, 2004).

En general los materiales están fallados con dirección norte-sur y la dinámica predominante de las laderas es la erosión concentrada o la caída de derrubios por gravedad por efectos del termoclastismo y/o crioclastismo. La red hidrográfica se caracteriza por la aparición de cursos permanentes con dirección oeste-este que cortan al macizo aprovechando líneas de falla y son alimentados por glaciares. Completan el cuadro hidrográfico cursos temporarios que disectan las vertientes y desaguan en los arroyos permanentes o directamente en el río Mendoza formando conos aluviales, algunos de gran envergadura como el que se sitúa al final de la quebrada del Polcura o quebrada del 60 (Mapa N° 1).

- **Crestas en materiales triásicos**

La depresión sinclinal de Potrerillos es una cuenca intermontana que luego de los movimientos orogénicos del Pérmico y a partir del Triásico, fue rellenada, en una primera etapa, por sedimentos de dicha edad (Foto N° 3). Estas cuencas triásicas se ubicaron en las cercanías del margen Pacífico, en lo que fuera el sudoeste de Gondwana y se asientan sobre rocas del basamento que se vinculan regional y cronológicamente con las unidades magmáticas de la Provincia Choiyoi (ciclo Pérmico-Triásico), de intraplaca y con régimen extensional (Spalletti, 2005). La sucesión sedimentaria suma un espesor de 1.400 m. y está constituida, de base a techo, por las formaciones Río Mendoza, Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco.

La Fm. Río Mendoza se caracteriza por conglomerados, areniscas conglomerádicas y tobas que conforman una sucesión de tonalidad castaño pálida a castaño rojiza y corresponden a depósitos de abanicos aluviales. La Fm. Cerro de Las Cabras soporta areniscas, pelitas y tobas y comprende una alternancia de facies clásticas gruesas y finas y depósitos piroclásticos. La Fm. Potrerillos es el conjunto sedimentario de mayor potencia y variabilidad litológica donde se reconocen secciones de areniscas y areniscas conglomerádicas con tonos grises, ocre, rosado-rojizo y castaños. La Fm.

Cacheuta, muestra un notable predominio de fangolitas y lutitas gris oscuras a negras con esporádicas intercalaciones de areniscas y areniscas conglomerádicas. Por último la Fm. Río Blanco está compuesta de areniscas y pelitas.

Esta secuencia triásica ha sido fuertemente tectonizada durante el Terciario formando pliegues e importantes y llamativas estructuras homoclinales o crestas (Mapa N° 1), muchas de las cuales constituyen flancos de amplios pliegues (Foto 4). Los colores de las materiales basculados son múltiples (rojos, verdes, amarillentos, etc.), dan gran belleza al paisaje y sus vertientes están afectadas por procesos de soliflucción, erosión concentrada o derrumbios por gravedad, especialmente en sectores donde la traza de la ruta internacional a Chile ha cortado los sedimentos, generando puntos de gran riesgo por la posibilidad de caídas repentinas de bloques, algunos de gran calibre.

En ocasiones, éstas geoformas se encuentran adosadas a las flancos de los cordones montañosos como en el caso de las partes bajas del C° Cacheuta formando especie de chevrones o, en la ladera oriental del Cordón del Plata dando forma a la llamada Cresta Morteritos de flanco inverso que se destaca por sus colores y abigarramiento de las rocas (Viers, 1964) y se extiende por 25 km de norte a sur en los cerros Morteritos, Chacay y Castaño (Mapa N° 1). En dicha estructura se observa como esquistos paleozoicos reposan en serie invertida sobre las areniscas del triásico inferior.

### **Cuestas y *hog-back* en areniscas terciarias**

A medida que se elevaban la Cordillera Frontal y la Precordillera, comenzó la deposición de la serie sedimentaria continental terciaria del sinclinal de Potrerillos, representada en primer término por la denominada Fm. Mariño de edad miocénica inferior (Folguera, 2004), donde se han reconocido tres miembros que son los denominados Conglomerados Violáceos, Areniscas Entrecruzadas y Estratos de Mariño.

La sedimentación comienza con un conglomerado violáceo grueso con clastos redondeados a subredondeados. Hacia el techo domina la alternancia de areniscas de color castaño con limolitas color gris verdoso. Tiene un espesor máximo de 50 m y el ambiente de depositación fue fluvial y eólico en condiciones semidesérticas. Las Areniscas Entrecruzadas tienen un espesor de hasta 200 m, se componen de areniscas con marcada estratificación

entrecruzada de colores amarillos y pardos con escasas intercalaciones de pelitas moradas y niveles conglomerádicos subordinados formados en un ambiente de depositación eólico (Folguera, 2004). Finalmente los Estratos de Mariño son una espesa sucesión donde alternan arcillas rojas a moradas y areniscas rojizas y grisáceas. Pueden superar los 1.500 m de potencia y la secuencia se encuentra suavemente plegada formando un sinclinal cuyo eje tiene un rumbo noreste (Mapa N° 1).

Estos sedimentos, por efectos de la neotectónica terciaria y cuaternaria, fueron inclinados en algunos casos formando importantes relieves de cuesta (Foto N° 5) y, en otros casos, llevados a la vertical originando hog-back. Los frentes de las cuestas forman “escarpas de areniscas talladas en gradas de escalera de una altitud de decenas de metros cada una” y “se advierte que hay una reactivación del escarpamiento por la erosión diferencial en la formación molásica y es debida a la elaboración de un amplio glacis a su pie “(Viers, 1964). En algunos frentes, donde la alternancia de bancos duros y blandos existe, se comprueban fenómenos de erosión diferencial con solifiuación y regueros en los materiales blandos (limos arcillosos rojizos) y en los materiales duros (conglomerados) se aprecian procesos de caída de derrubios y bloques por gravedad.

Los hog-back son estratos casi verticales dando la impresión en las fotografías aéreas de “barras paralelas”. Estos afloran principalmente al sur del arroyo Minas formando una medialuna con su parte cóncava mirando al noroeste. Tanto las cuestas como los hog- back, presentan una vegetación raquílica, a veces nula, que se reduce a un monte achaparrado y espinoso que alterna con manchas de coirón lo que favorece la erosión de los materiales.

- **Cerrilladas compuestas por materiales pliocénicos**

Son formas elaboradas en materiales torrenciales pliocénicos de la Fm. Mogotes sumamente abarrancados (Mapa N° 1). Se estima en más de 1.000 m el espesor de estos materiales y se atribuyen su deposición a los movimientos andinos que aparejaron una reactivación de la erosión al modificarse las pendientes bajo un clima árido. Está formada principalmente por conglomerados, arcilitas, areniscas conglomerádicas y areniscas con intercalaciones de bancos limosos, separada de las unidades cuaternarias mediante una discordancia erosiva. Esta unidad es el producto de la degradación rápida de la Cordillera Frontal, sobreelevada en pulsos sucesivos, representando facies de abanicos aluviales proximales (Folguera, 2004).



Foto N° 5: Frente y reverso de una cuesta elaborada en materiales terciarios



Foto N° 6: Restos de glacia superior paralelos entre si y perpendiculares a la montaña





Foto N° 7: Se observa en los alrededores del embalse Potrerillos el escalonamiento de los glacia dentro de la depresión de Poterillos



Foto N° 8: Rocas verdesas aplanadas por el Glacis principal en Las Chacritas

Todo el conjunto denota una consolidación bastante pobre y los materiales fueron elevados a través de líneas de fallas en el Cuaternario (presentan restos de glaciares en su parte superior) configurando dilatadas cerrilladas que se dividen en cordones que reciben el nombre de “cuchillas” como Del Camino, Mesón, etc. y alcanzan alturas de más de 2.000 m (Mapa N° 2). Sus vertientes, en general, con pendientes que oscilan entre el 15 y 25%, aparecen modeladas por una infinidad de barrancos que descienden de las partes altas y cuya actividad erosiva se ve favorecida por una vegetación pobre de arbustos achaparrados. La red fluvial ha sido labrada por cursos de régimen efímero que generaron un paisaje muy irregular (verdadera maraña de cárcavas), estrechos, de escasa profundidad y laterales empinados configurando un relieve de bad land denominado localmente huayquerías.

### — Formas climáticas típicas de ambientes áridos

George Viers (1966) afirma que, la Cordillera de los Andes de Mendoza y su piedemonte, se tratan de un dominio bioclimático en el que desde quizás, desde mediados del Terciario, han reinado condiciones áridas o semiáridas. Sin embargo, desde el Terciario hasta el presente, dentro de las condiciones áridas, se produjeron fluctuaciones climáticas pasándose de períodos cálidos y áridos más acentuados que los actuales, a espacios de tiempo con presencia de glaciares en la montaña con climas áridos y más frescos en altitudes inferiores. Estas variaciones dejaron su impronta en el relieve ya cada sistema de erosión bioclimático creó sus propias formas del relieve.

#### • Los Glacis

Dentro de la depresión de Potrerillos, se observan dos niveles de glaciares, uno superior y otro inferior o principal. Integran el piedemonte local generado por erosión y acumulación producida por las aguas que descendían de los macizos bajo condiciones de aridez.

#### a) Glacis superior

Esta denominación no solamente es aplicada por encontrarse en un plano topográficamente superior, sino también por el hecho de que los restos de Glacis superior presentan una cubierta detrítica compuesta por materiales de

mayor tamaño que los inferiores. Esta cubierta les ha valido la clasificación de “glacis de erosión cubiertos” (Viers, 1964).

Los glacis ocupan una superficie reducida por ser relictos de una antigua superficie de erosión (Mapa N° 1) y se disponen en forma perpendicular a la Precordillera y a la Cordillera Frontal, en fajas paralelas, y afectan diferentes sustratos sedimentarios (Foto N° 6). Presentan una cubierta de materiales debida “a un espesamiento tardío de aluviones en tránsito” (Viers, 1966). A esta cubierta Polansky (1963) le da el nombre de Fm. Mesones; de ahí que algunos nombres locales sean indicativos de esta formación como por ejemplo el Mesón del Plata (Mapa N° 1). Son sedimentos aluviales gruesos (fanglomerado) con matriz arenosa y lentes de arcilla y limo. La estratificación es poco destacable y la potencia visible de esta formación en la parte próxima a la montaña supera los 100 m perdiendo distalmente espesor.

### **b) Glacis principal**

Una vez terminada la construcción del Glacis superior, habría comenzado un corto período más húmedo (dentro siempre del clima árido general), donde las vertientes se poblaron de mayor vegetación que las protegió de la erosión. Una vez terminado este período aumentó nuevamente la aridez, dándose así las condiciones favorables para la elaboración de un nuevo glacis de erosión encajado en el superior: el principal o inferior. Los procesos erosivos que degradaron al Glacis superior se vieron además, potenciados por movimientos neotectónicos que dislocó y elevó a éste último.

El Glacis principal corta, en general, sustratos de materiales triásicos y terciarios y al igual que el Glacis superior, presenta un contacto neto con el frente de la Precordillera o de la Cordillera Frontal en forma de knik. Estos glacis sostienen también una cobertura detrítica y sobre ésta en ocasiones se han depositado conos aluviales como en el caso del arroyo El Salto (Mapa N° 1).

Polansky (1963) llamó a los materiales recubrentes de este glacis Fm. Invernada que se caracteriza por tener clastos de menor tamaño que Mesones y es también un fanglomerado depositado por aguas torrenciales que avanzaron del interior de la montaña y arrancaron del Glacis superior gran cantidad de materiales. En general el material está poco rodado por haber venido embalado en barro o por haber sido transportado cortas distancias y en algunos casos los clastos están unidos por carbonatos.

Esta rampa inferior posee una pendiente promedio del 5%, con procesos de arroyada difusa en su superficie y disectado por cursos de agua permanentes o temporarios pos glaciares (Foto N° 7). La edad de esta geoforma difiere según autores, pero siguiendo a Polansky (1963), la cubierta del Glacis Principal se habría acumulado en el Pleistoceno medio a superior, mientras que la elaboración del Glacis Superior habría ocurrido en el Pleistoceno inferior.

### **c) El problema de las rocas verdes**

En varios puntos de la depresión (Chacritas. etc.), y cortadas por el Glacis principal, se advierte una acumulación sedimentaria diferente en su coloración a las triásicas y terciarias de la zona y que, entre sus materiales, existe un horizonte de rocas verdosas. El conjunto está sobrepuesto, en sectores, a la Formación Mariño y en otros lugares es difícil saberlo por no aflorar el sustrato (Foto N° 8).

Tanto su génesis como su edad, han sido tema de discusión entre diversos autores. Corte (1954) afirmó que los bloques verdes son una morena interestratificada entre materiales fluviales y describe a aquéllos como una acumulación muy desordenada que incluye limos, arcillas, bloques pequeños y de varias toneladas que están pulidos, facetados y estriados. Este investigador llega a la conclusión de que esa morena fue depositada por un glaciar que bajó por el valle del río Blanco ya que la formación se encuentra sólo en el mismo. Agrega que la glaciación descendió hasta los 1000 m pero no determinó su edad. El mismo autor posteriormente se rectificó en cuanto a la presencia de un glaciar a tan baja altura; por lo tanto, la formación no es una morena. Sin embargo, la existencia de estrías glaciarias en las rocas que la componen es evidente.

Viers (1964) también observa, en diversos cortes, estas rocas que las denomina Fm. Chacritas y reconoce que están sub-horizontales y cortadas por el Glacis principal. Esto también fue advertido por Corte (1954) al señalar que “la superficie de la formación está nivelada”. Con respecto a su génesis, Viers (1964) no vertió ninguna opinión y en cuanto a la edad reconoce que Chacritas es posterior a Mogotes y si éste es pliocénico, Chacritas sería pleistocénica. A su vez Polansky (1963) da una idea importante sobre la génesis de los bloques verdes diciendo que es un cenoglomerado intercalado entre fanglomerados. Agrega que este sedimento no es un till glaciario, tal como ha sido descrito por otros autores (Dessanti, 1966, Corte, 1954), Sin embargo, no pone en claro el

origen de las estrías glaciarias en los bloques verdes y no hace mención a la edad del conjunto.

Realizando un seguimiento de los estratos verdes, efectivamente aparecen solamente en el ámbito del río Blanco. Remontando el mencionado río se llega a encontrarlos, en sus afloramientos más occidentales, en la Quebrada La Angostura dentro del ámbito de Cordillera Frontal. Evidentemente el material descendió por esta quebrada y los bloques verdes proceden de la Fm. El Plata, que se ubica en las faldas sudorientales del cerro homónimo y cierra la quebrada por el oeste, y cuya edad corresponde al Carbónico inferior siendo parte del asomo Paleozoico superior marino en el Cordón del Plata (Caminos, 1972) Queda en claro entonces que los sedimentos verdosos son un cenocglomerado y que sus materiales provienen de la Fm. El Plata y que ha descendido por La Angostura, siguiendo luego el curso del río Blanco y llegando hasta las inmediaciones de Las Chacritas. No queda en claro sin embargo la existencia de estrías en las rocas. Esto podría explicarse sosteniendo que el material fue preparado por un agente erosivo como el hielo. Lo expuesto fue confirmado por estudios bajo microscopio electrónico con figuras de abrasión típicas del cuarzo que otorgan a este material verdoso un origen glaciar (Wayne, 1985).

La morfología de las cabecera de La Angostura demuestra que es un circo glaciar asiento de glaciares que pueden haber fluido hacia zonas más bajas. Es muy posible que anterior a la deposición del cenocglomerado, un glaciar haya arrancado y estriado materiales de la Fm. El Plata y que no los transportó a gran distancia lo que explicaría la presencia de un solo componente de roca en la unidad. La masa detrítica depositada en la quebrada por el hielo, al saturarse con el agua del derretimiento posterior del glaciar, empezó a deslizarse avanzando aguas abajo en forma de flujo rápido cargado de clastos y bloques mayores.

La edad de la formación está sujeta a discusiones. Se ha demostrado que la formación está arrasada por el Glacis principal, por lo tanto, es anterior a éste. El glacis aludido y su cubierta (Fm. Invernada) ha sido ubicado en el Pleistoceno medio - superior, por lo tanto en las rocas verdes son anteriores. Según Wayne (1985), estos depósitos estarían relacionados con la glaciación denominada Angostura en el Cordón del Plata de una antigüedad de 450.000 años AP dentro del Pleistoceno inferior lo que corrobora que Chacritas es posterior a Mogotes del Plioceno superior. A la luz de lo expuesto, la Fm. Chacritas se ubicaría en el Pleistoceno inferior arrasada posteriormente por el Glacis principal.



Foto N° 9: Valle tectónico longitudinal de Uspallata

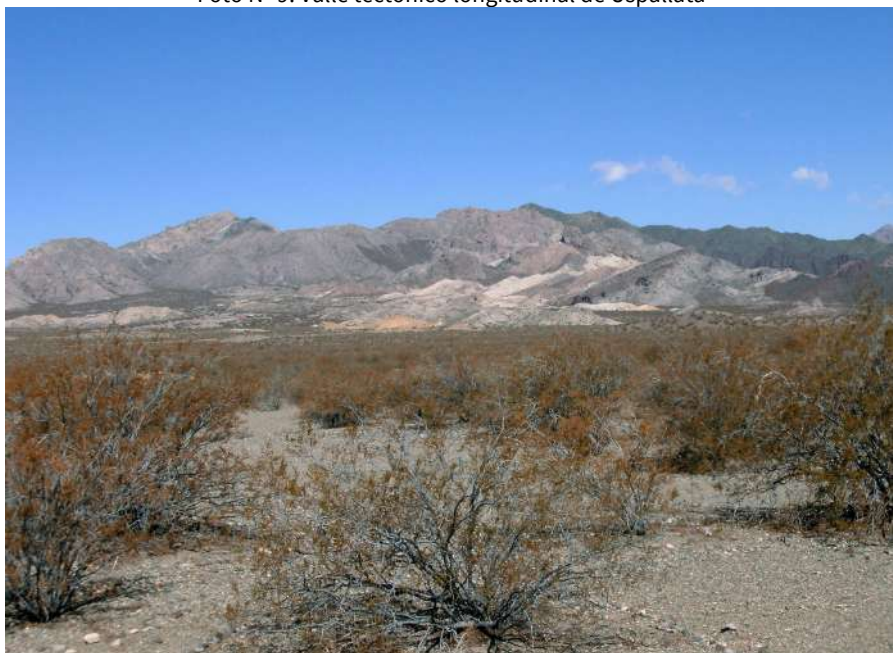


Foto N° 10: La Precordillera al este del Valle de Uspallata



Foto N° 11: Cresta y hog – back en Uspallata



Foto N° 12: Tafonis y ahuevamiento basal en riolitas de reversos de crestas

## — Otras formas climáticas

### • **Torrente de barro**

En la quebrada Vacas, por donde escurre un afluente del río Blanco (Mapa N° 1), se observa una forma de relieve pos-glaciar a la que se definió por sus características como torrente de barro. Esta forma del relieve se extiende desde el pie del cerro Negro y presenta unos 11 km de desarrollo. Sobre ella se sitúan las poblaciones de Las Vegas, Valle del Sol y Piedras Blancas, aprovechando que es un buen reservorio de agua subterránea y presenta suelo.

El torrente descendió aprovechando un corte fluvial producido en el Glacis principal, encajándose directamente en él. Los materiales son heterogéneos, angulosos, mal clasificados y heterométricos incluyendo grandes bloques sin estrías de origen glaciares y con clastos envueltos en matrices arenosas y limosas. Presenta en general pendientes del 15 % y su génesis puede haber sido la siguiente: el clima frío durante las glaciaciones favoreció un acopio de grandes masas detríticas sobre las vertientes de la Cordillera Frontal debido al termoclastismo y al crioclastismo. Luego estos detritos, carentes de cubierta vegetal, al saturarse con el agua del deshielo glaciar y el derretimiento de las nieves, perdieron estabilidad y se deslizaron aguas abajo en forma de flujo rápido de barro cargado de clastos y bloques mayores. El barro aprovechó un canal de drenaje preexistente llegando a varios kilómetros de distancia.

La existencia de morenas pleistocénicas en la cabecera del torrente, reafirma la presencia de cuerpos de hielo cercanos al punto donde nace el torrente que en su parte media y superior da la impresión de haber acentuado la erosión lateral en el glacis principal lo que explicaría el gran desarrollo en ancho que presenta. El torrente está disectado en la actualidad por un arroyo ya que una vez producida la bajada del barro se instaló una nueva red de drenaje que procuró restablecer el perfil perturbado por la sedimentación fluidal. Sobre su superficie existen turbales que han aparecido por dificultades en el drenaje de las aguas laminares y superficiales produciéndose un estancamiento del agua determinando de esta manera la formación de bañados que facilitaron el crecimiento de plantas hidrófilas originando turbales.



- **Médanos**

El abastecimiento de arena de los médanos actuales está dado por la erosión de las areniscas terciarias, que forman las cuestras en la zona y se acumulan a sotavento de las mismas y a orillas del arroyo Cacheuta principalmente (Mapa N° 1)

---

## **B. Geomorfología del valle tectónico de Uspallata**

Entre los valles tectónicos longitudinales de Mendoza, uno de los más representativos es el de Uspallata que separa topográficamente la Precordillera al este de la Cordillera Frontal al oeste. Es una fosa de aproximadamente 200 km<sup>2</sup> en territorio mendocino (continúa por el norte en la provincia de San Juan) y por el sur está conectado con el valle del río Mendoza. De norte a sur presenta una extensión de unos 40 km, con un ancho máximo de 8-9 km y mínimo de 2-3 km en sentido oeste-este (Abraham, 1996) (Foto N° 9).

El valle fue asiento de la antigua estancia Villanueva -hoy Villa de Uspallata- a 1.800 m.s.n.m., que acogió población dedicada a actividades agrícolas - ganaderas, ejército y turismo. Presenta un sustrato compuesto por rocas paleozoicas y mesozoicas propias de ambiente de Precordillera y Cordillera Frontal, rellenado por sedimentos terciarios y cuaternarios que fueron afectados por procesos de levantamiento que los comprimieron, dislocaron y plegaron. La zona poblada se ha edificado sobre sedimentos modernos aprovechando los caudales del río Uspallata, cuyas nacientes se encuentran en la Cordón del Tigre al oeste, perteneciente a la Cordillera Frontal, constituyendo un oasis de gran importancia como centro de servicios en el paso a Chile.

El valle se profundizó a causa de la tectónica Andina del Terciario que sobreelevó al mismo tiempo, los macizos de la Cordillera Frontal y Precordillera. Durante ese proceso, sedimentos paleozoicos y mesozoicos que se encontraban en el borde de éstos macizos y en lo que hoy es el fondo del valle, fueron inclinados generando formas estructurales como cuestras, hog - back y crestas. Estas formas se encuentran “rodeadas” por sedimentos fluviales más jóvenes que son la expresión superior de un conjunto de materiales terciarios -

cuaternarios que rellenaron el valle una vez formado, provenientes de la erosión de los macizos antiguos rejuvenecidos.

Estos últimos sedimentos, a su vez, fueron afectados por la neotectónica cuaternaria que los falló y plegó, generando nuevos relieves estructurales como cuevas y cerrilladas que se elevan por sobre un nivel topográfico superior a los conos aluviales cuaternarios dentro del valle. Por otra parte, a favor de las nuevas pendientes y un clima seco, se elaboraron dos niveles de erosión (glacis) que están parcialmente cubiertos por depósitos gruesos y disectados por cursos de agua que generan conos aluviales activos al encontrar sus niveles de base local en el valle. Es interesante también la existencia de terrazas elaboradas por el río Mendoza al atravesar la fosa en materiales fluvioglaciares que ocupan una importante superficie conocida como Pampa del Tabolango (Mapa N° 2).

#### — Formas estructurales

Uspallata es un valle tectónico relleno por sedimentos terciarios y cuaternarios que separa topográficamente la Cordillera Frontal al oeste de la Precordillera al este. Estos sedimentos han sido afectados por procesos tectónicos dando lugar a un mosaico variado de formas de modelado terrestre.

- **Cordillera Frontal**

Con su frente oriental bordea el occidente del valle con alturas entre 3000 y 5000 m s.n.m. Es un macizo antiguo (estructura prejurásica) rejuvenecido en el Terciario – Cuaternario por efectos de la tectónica Andina. Con anterioridad al sobrelevantamiento, la Frontal se presentaba como una penillanura de escasa altura sobre el nivel del mar a causa de la erosión mesozoica. La parte superior del macizo presenta, a raíz de este proceso erosivo y de procesos actuales de crioplanación, un nivel de cumbres bastante uniforme (Foto N° 9) En el sector cartografiado (Mapa N° 2) está constituida casi en su totalidad por rocas pertenecientes al Grupo Choiyoi compuesto de riolitas, tobas e ignimbritas permo – triásicas y estructuralmente es un esquema simple de bloques fallados sin mayores perturbaciones en el cual se reconocen sistemas de fallas de gran longitud y considerable rechazo.

- **Precordillera**

Al este del valle de Uspallata se extiende de norte a sur la Precordillera (Mapa N° 2), macizo antiguo formado principalmente por rocas sedimentarias paleozoicas (areniscas, grauvacas, lutitas, pizarras), volcanitas mesozoicas del Grupo Choiyoi (permotriásico) y areniscas y conglomerados del Triásico - Jurásico ascendidas durante el Cenozoico por el mismo empuje que elevó a la Cordillera Principal y sobreelevó a la Frontal (Mov. Andino). La variedad litológica genera una multiplicidad de colores muy atractiva en el paisaje.

La Precordillera entra en contacto con el valle a través de quebradas transversales sin cursos de agua permanente (uadis). La vertiente precordillerana presenta al igual que la zona, un clima árido con escasa cobertura vegetal que favorece los procesos de erosión principalmente hídricos sobre algunos materiales generando en algunos sectores un fuerte cárcavamiento (bad - land) (Foto N° 10).

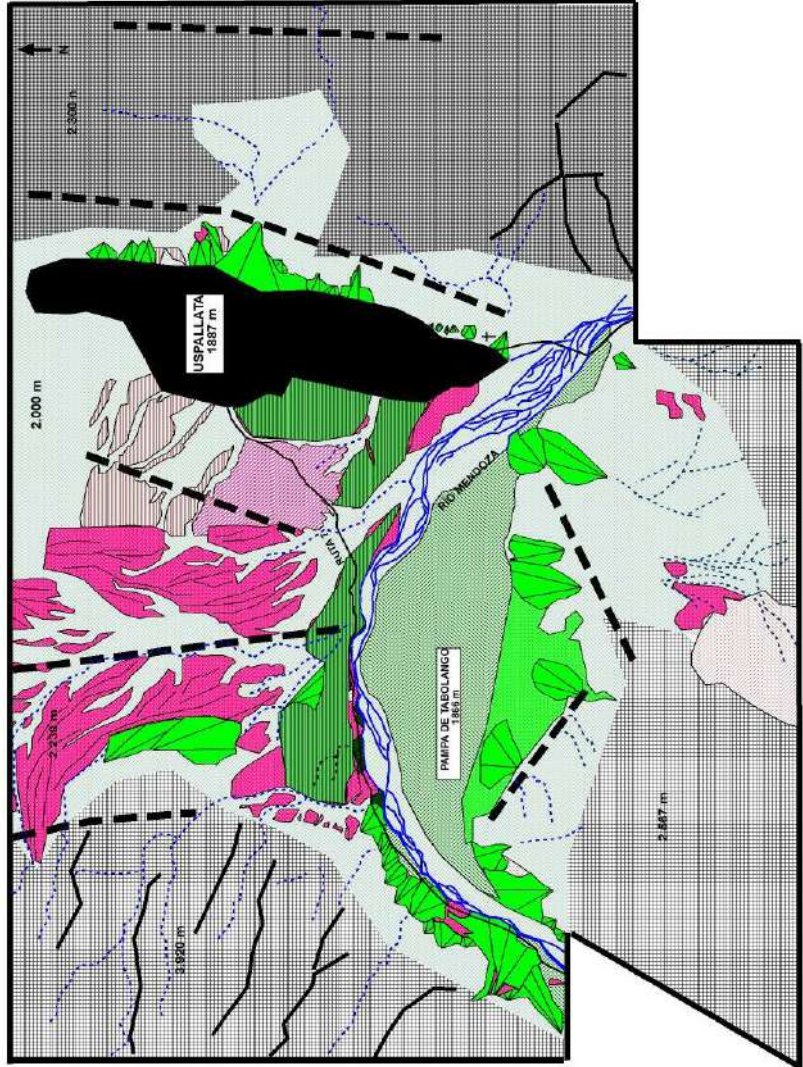
- **Crestas y hog - back**

La tectónica andina inclinó y plegó estratos mayoritariamente permotriásicos (Grupo Choiyoi) del valle posibilitando la generación de crestas cuyos reversos presentan basculaciones entre 30 y 60 ° y con diferentes orientaciones (Mapa N° 2). En algunos casos la actividad tectónica prácticamente verticalizó los estratos generando hog - back. Tanto los reversos como los frentes de estas geoformas se encuentran afectados por procesos de meteorización tanto química como mecánica que facilitan la generación de derrubios por gravedad que contribuyen a mantener una morfogénesis funcional (Foto N° 11).

Entre los procesos detectados se encuentran el haloclastismo que se hace presente por la alta disponibilidad de sales solubles y el termoclastismo generando ambos, derrubios por gravedad que se asientan al pie o en el mismo frente de las crestas y en algunos casos con bloques de gran tamaño (Foto N° 11). La meteorización bioquímica también está presente favorecida por el agua de rocío, de lluvia y presencia de bacterias y hongos. Ayudada por los procesos mecánicos y la acción eólica, participa en la formación de la pátina del desierto (desert barnish) y en la formación y profundización de algunos tafonis en los reversos de las crestas.

LIC

# USPALLATA - GEOMORFOLOGÍA



## LEYENDA

### FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Macizo antiguo (Cond. frontal)
- Macizo antiguo (Precondilina)
- Cuesta
- Cerrillada
- Divisoria de aguas
- FALD

### MODELO HIDRICO Y FLUVAL

- Río
- Curso temporario
- Glicis
- Terraza fluvio-glacial
- cono aluvial (1ª generación)
- cono aluvial (2ª generación)

- Cono aluvial (3ª generación)
- Cono aluvial (4ª generación)
- Bajada aluvial
- Sedimentos aluviales modernos

### MODELADO DE LADERAS

- Talud de derrubios
- Colada fangosa

### INSTALACIONES HUMANAS

- Pueblo
- R u t a
- Cementerio

5.48 km

Mapa N° 2

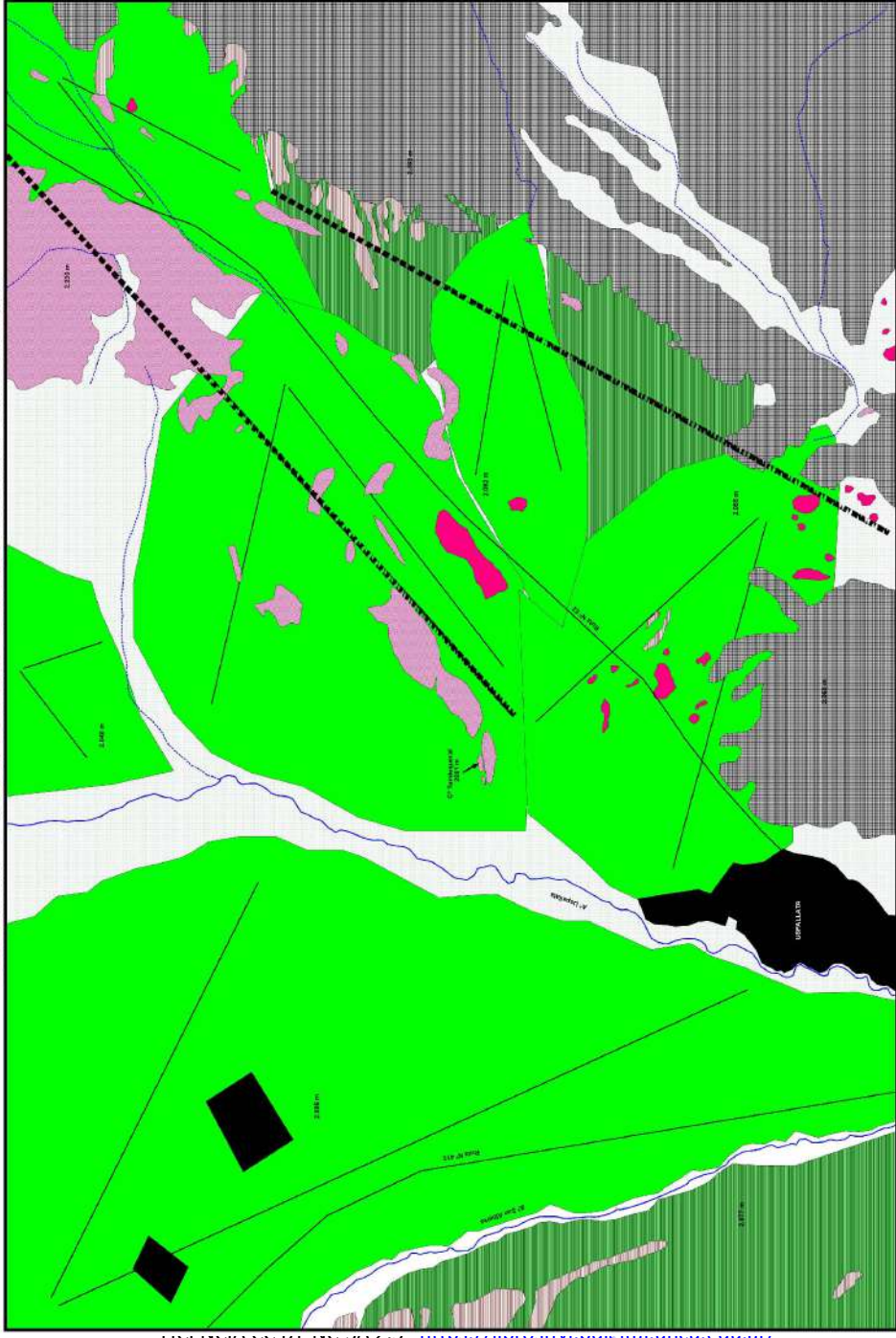


Foto N° 13: Escamas de riolitas como consecuencia de la alteración de la roca



Fig. N° 14: Cerrilladas elaboradas en materiales pliocénicos en Uspallata

# USPALLATA - GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DEL CERRO TUNDUQUERAL



## LEYENDA

- |  |  |   |
|--|--|---|
| <b>FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES</b>  | <b>MODELADO HIDRICO Y FLUVIAL</b>  | <b>INSTALACIONES HUMANAS</b>  |
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Macizo antiguo (Precordillera)</li> <li> Afloramiento de rocas paleozoicas</li> <li> Crestas en materiales permio - triásicos</li> <li> Falla</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Curso de agua permanente</li> <li> Curso de agua temporario (usdt)</li> <li> Glacis</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li> Ruta</li> <li> Asentamiento humano (urbano - agrícola)</li> </ul> |
|  | <ul style="list-style-type: none"> <li> Cono aluvial</li> <li> Bajada aluvial</li> <li> Sedimentos aluviales modernos</li> </ul>       |   |

8.35 km

Mapa N° 3



Foto N° 15: Terraza cubierta por un cono aluvial compuesto de materiales rojizos



Foto N° 16: Terraza en materiales fluvioglaciares en la “Pampa del Tabolango”

La humectación – desecación es la principal causa de la formación de tafonis, del ahuecamiento basal (Foto N° 12) y la descamación superficial que producen, en ocasiones, mantos de alteración cuando las rocas del reverso son riolitas. Estas geoformas, típicas de relieves graníticos, se dan también en las riolitas ya que son los equivalentes del granito en rocas efusivas por la alta proporción de feldespato y cuarzo que contienen. Los procesos de alteración de los granitos y de rocas similares, se relacionan, en gran parte, con los procesos de alteración de silicatos tales como feldespatos potásicos, plagioclasas ácidas, biotita, hornblenda y otros, que entran en la composición de tales rocas. Como resultado de esto, se puede ver sobre la superficie inclinada de los reversos de las crestas, una importante cantidad de “escamas” de riolita (Foto 13) a causa de la separación colectiva de minerales en forma de láminas, cuyos espesores varían desde algunos milímetros hasta el de varios centímetros.

El origen de los tafonis es mucho más complejo siendo la razón desencadenante los procesos de humectación – desecación que afectan puntos de debilidad de la roca (meteorización diferencial) disolviendo carbonatos que hacen de cemento. Estos procesos son ayudados por la erosión posterior causada por el agua y el viento que elimina las partículas generadas por la meteorización aumentando la profundización de las oquedades.

Finalmente no hay que descartar otros procesos como el crioclastismo, especialmente durante los meses fríos ya que por la altura de Uspallata, la acción del congelamiento en las fisuras de las rocas puede ser efectivo como proceso mecánico de meteorización.

Una conocida cresta se denomina “Cerro Tundukueral” de 2.061 m.s.n.m. y se ubica a los 32° 31’ 51.6” lat. S. y 69° 18’ 47.29” long. W. dentro del valle de Uspallata. Es una cresta elaborada en materiales permotriásicos que se inclina por sobre sedimentos cuaternarios que rellenan el valle. La cresta está compuesta por rocas del denominado Grupo Choiyoi que representa al ciclo magmático gondwánico que cubre una extensión areal de más de 200.000 km<sup>2</sup> entre los 28° y 40° de latitud sur, abarcando un lapso temporal de 70 Ma, desde el Pérmico Medio hasta el Triásico Tardío (Martínez y Giambiagi, 2009). La cresta contiene los petroglifos, muy visitados por el público, tallados en ingnimbritas aprovechando la pátina del desierto que presentan los bloques (Mapa N° 3).



- **Cuestas**

Los movimientos neotectónicos cuaternarios afectaron el relleno terciario del valle y generaron en areniscas oligo - miocénicas, relieves de cuesta de poca envergadura, incluso muchas de éstas geoformas se encuentran sepultadas bajo una cubierta de glacis desfigurando su morfología y reconocibles por formar los sustratos basculados (Mapa N° 2).

- **Cerrilladas**

Ocupan gran parte del valle elaboradas en materiales torrenciales del Plioceno que descendían de la Cordillera Frontal a medida que ésta se exhumaba formando vastos conos aluviales a su pie (Mapa N° 2). Alcanzan alturas de hasta 2.500 m.s.n.m. formando, en gran parte, un encadenamiento continuo (Foto N° 14). Sus laderas están fuertemente modeladas por la acción del las aguas, disectándolas y dando lugar a un paisaje ruinoso que casi se lo podría considerar como bad - land a causa de materiales poco resistentes a la erosión y a las fuertes pendientes que presentan. En la parte superior de las cerrilladas se han encontrado restos de Glacis superior lo que indicaría que su levantamiento a favor de fallas locales y regionales se habría producido en el Pleistoceno.

— **Otros modelados**

- **Glacis**

A diferencia de otros espacios del relieve mendocino, no ocupan grandes extensiones dentro del valle y aparecen en dos niveles, un Glacis superior a manera de fajas perpendiculares al pie de la Cordillera Frontal y afectando la parte superior de las cerrilladas y un Glacis inferior o principal que a modelado un sustrato de areniscas terciarias (oligo – miocénicas). Ambos glacis son formas típicas de ambientes secos, elaborados durante el pleistoceno bajo condiciones de fuertes lluvias y escurrimientos, por lo que se trata de glacis de erosión que pueden presentar una cubierta y sobre ésta conos aluviales posteriores (Mapa N° 2).

- **Modelado fluvial**

a) **Conos aluviales:** Al ingresar el río Mendoza al valle de Uspallata, el mismo divaga entre conos aluviales que presentan pendientes del 17 al 7 % (Mapa N° 2). Pueden distinguirse diferentes encajamientos quedando de los más antiguos solamente sus raíces. Luego se reconocen los conos principales por sobre los cuales discurre la Ruta Nacional N° 7 y los pertenecientes a una tercera etapa que descansan, a veces, sobre el lecho mayor del río, amenazados con desaparecer por las crecidas estivales. Los conos de mayor envergadura o de segunda generación, en la mayor parte de los casos, se apoyan sobre una terraza fluvio-glacial demostrando su edad post - glacial. En ocasiones, las diferentes coloraciones entre la terraza y los conos hacen evidente este contacto, especialmente cuando los colores de los conos son intensos (rojos, amarillentos), provenientes de formaciones rocosas permo-triásicas que constituyen los cordones montañosos vecinos (Foto N° 15). En otros casos, los conos se hacen coalescentes generando amplias bajadas aluviales.

b) **La terraza fluvio-glacial:** Esta terraza, con su material heterométrico, heterogéneo y con gigantescos bloques, ha sido elaborada por el río Mendoza en los bordes de la extensa “Pampa de Tabolango” (Foto N° 16), que se trata de un espesamiento areal de sedimentos fluvio-glaciares pleistocénicos a raíz de la disminución de la pendiente dentro del valle de Uspallata (Mapa N° 2). Es reconocible por su frente paralelo al talweg que proporciona un corte natural sorprendente. La acumulación se produjo en el momento que el hielo alcanzaba Punta de Vacas y su disección en momentos de la fusión de los cuerpos helados.

### **Bibliografía**

Abraham, E. (1996). “Mapa Geomorfológico de la Provincia de Mendoza en escala 1:500.000”. En: Atlas básico de Recursos de la región Andina Argentina. Informe Final. España, Junta de Gobierno Andalucía.

Caminos, R. (1972). Cordillera Frontal, Geología Regional Argentina. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.

Capitanelli, R. (1969). Bosquejo geomorfológico de la Provincia de Mendoza. Mendoza, Sociedad Argentina de Botánica, UNCUYO.

Corte, A. (1954). “Sobre geología glacial pleistocénica de Mendoza”. En: Anales del Departamento de Investigaciones Científicas, Tomo 11, Fase. 2, Mendoza.

Cortés, J. y otros (1997). "Hoja Geológica 3369-09 Uspallata, 1:100.000, Provincia de Mendoza". En: Boletín N°281, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Feruglio, E. (1946). "Los sistemas orográficos de la Argentina". En: Geografía de la República Argentina, tomo IV, Buenos Aires,, GAEA.

Folguera, A y otros (2004). "Hoja Geológica 3369-15, Potrerillos, 1:100.000, Provincia de Mendoza". En: Boletín N°301, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.

Folguera, A. y Giambiagi, L. (2002). "Estructura de la Precordillera mendocina y sector oriental del Cordón del Plata, entre Potrerillos y Uspallata, 32°20´ a 33°00´ S. 15°". En: , Actas 3: 176-180, Congreso Geológico Argentino.

Frenguelli, J. (1960). "Las grandes unidades físicas del territorio argentino". En: Geografía de la República Argentina, tomo III. Buenos Aires. GAEA

Furque, G.y Cuerda, A. (1979). "Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza". En: J.C.M. Turner (ed), I: 455-522, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

García E. (1951). Contribución al conocimiento de la Precordillera, Actas de la XV Semana de Geografía, U.N.C., Mendoza, San Juan y San Luis.

Irigoyen, M., (1972). Cordillera Principal, Geología Regional Argentina,, Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.

Japas, M, Cortés, J y Pasini, M. (2008). "Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca cuyana: primeros datos cinemáticos". En: Rev. Asoc. Geol. Argent., v.63, N° 2 Buenos Aires.

Mikkan, R. (1992). "Geomorfología de la zona de influencia de la presa Potrerillos". En: Boletín de Estudios Geográficos, v. XX, N°88, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO.

Polansky J. (1966). Flujos rápidos de escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas. EUDEBA, Buenos Aires.

------. (1963). "Estratigrafía. neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Atuel". En: Revista de la Asociación Geológica Argentina, t. XVII. N° 3-4, Buenos Aires.

Ramos, V. y otros (1984). "Chilena: Un terreno alóctono en la evolución Paleozoico de los Andes Centrales". En: Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino, Bariloche.

Regairaz, A. y Zambrano, J. (1991). "Unidades morfoestructurales y fenómenos neotectónicos en el norte de la provincia de Mendoza (Andes centrales argentinos entre 32° y 34° de latitud sur)". En: Südamerika: Geomorphologie und Paläoökologie im Jüngerem Quartär. Bamberger Geographische Schriften, Band 11: 50-67, Bamberg.

Rodríguez, R. (1966). “Contribución al conocimiento del carbónico del extremo sur – occidental de la Precordillera”. En: Acta Geológica Lilloana, VII: 301 – 331, Tucumán, Argentina.

Rolleri E. y Criado Roque, P. (1970). “Geología de la provincia de Mendoza”. En: Actas IV° Jornadas Geológicas Argentinas, II: 1-60, Buenos Aires.

Roque, P y Cavalie, C. (1965). “Estudio Geohidrológico Económico de la Provincia de Mendoza”. En: Boletín de Informaciones Petroleras, N°373 y 374, Buenos Aires.

Spalleti, L. y otros (2005). “Estratigrafía, facies y paleoflora de la sucesión triásica de Potrerillos, Mendoza, República Argentina”. En: Revista Geológica de Chile, v. 32, N°. 2, p. 249-272.

Viers G. (1964). La depresión de Potrerillos, Boletín de Estudios Geográficos, Vol. XI, N° 43, Mendoza, Instituto de Geografía.

Viers, G. (1966). “La morfología del piedemonte andino de Mendoza. Los hechos y las concepciones antiguas”. En: Boletín de Estudios Geográficos, v. XIII, N° 52, Instituto de Geografía, UNCUYO.

Wayne W. (1985). Multiple qlaciations of the Cordón del Plata. Mendoza, IANIGLA.



## CAPÍTULO IV

### **Modelado glaciar y periglaciar**

La Provincia de Mendoza presenta en su sector occidental, vastas superficies montañosas que durante el Pleistoceno fueron moldeadas por la acción de glaciares, situación que hoy resulta extraña ante la escasa cobertura que ejercen los hielos en estos escabrosos parajes. Sin embargo, los testimonios de la acción glaciaria son evidentes y difundidos a pesar que, paulatinamente, mucho de ellos van siendo desfigurados o sepultados por formas de relieve típicas de ambientes periglaciares que mantuvieron por encima de los 3.000 m fundamentalmente, la influencia de los dominios fríos en el modelado montañoso. Por las razones expuestas, existen numerosos ejemplos de morfologías glaciares heredadas y periglaciares funcionales en el oeste mendocino, con geformas espectaculares y sumamente ilustrativas.

---

#### **A. El valle del río de Las Cuevas**

El río de Las Cuevas es uno de los afluentes principales del río Mendoza, ya que al unirse a los ríos Vacas y Tupungato en la localidad de Punta de Vacas, da nacimiento al Mendoza. Antes de este punto de confluencia recibe numerosos tributarios entre los que destaca el río Horcones que tiene sus nacientes en la cumbre más alta del continente americano: el cerro Aconcagua.

El río de Las Cuevas ha excavado su valle a favor de diversas fallas entre cordones montañosos de la Cordillera Principal, generando una profunda disección entre 2.000 y 3.000 m de desnivel relativo. En su recorrido se encuentran las localidades de Las Cuevas, Puente del Inca, Penitentes y Punta

de Vacas a las que se accede por la Ruta Nacional N° 7 que une Argentina con Chile.

El valle se desarrolla en la Cordillera Principal que corresponde, en este sector, a una faja plegada y corrida con afloramientos de rocas continentales clásticas y calcáreas marinas jurásicas-cretácicas, y volcanitas, piroclastitas y psefitas terciarias (Ramos, 1996). Esta cordillera es el producto movimientos orogénicos en varias fases, especialmente en el Terciario, es decir, es un plegamiento joven que se estructuró a través de las orogénesis Incaica (Mov.I) (fines del Eoceno sup.), Pehuenche (Mov II) (fines del Oligoceno sup.), Quechua (Mov III) (fines del Mioceno Sup.) y Diaguita (Mov IV) (fines del Plioceno).

El valle fue modificado por el accionar de los glaciares en el pasado y, actualmente, modelado dentro de un ambiente periglaciario con una intensa dinámica de laderas, a veces ayudada por movimientos sísmicos. Acorde con su altura y localización, el clima es típicamente de alta montaña, con abundantes precipitaciones nivas en invierno. Los suelos presentan escaso desarrollo y la vegetación es de tipo estepa altoandina que se vuelve casi inexistente por encima de los 3.500 m.

Al valle del río de Las Cuevas se lo puede dividir en dos tramos: el primero correspondiente a un desarrollo longitudinal y el segundo de dirección transversal con respecto a los cordones montañosos que lo flanquean. Al primer tramo se lo denomina Quebrada Benjamín Matienzo y se extiende de norte a sur desde los 5000 m de altitud hasta, 30 km. más abajo, alcanzar los 3100 m en la Villa de Las Cuevas. En este punto el valle realiza una inflexión al este para dar inicio a su sección transversal y finalizar 40 km. al este en Punta de Vacas a 2.400 m.s.n.m.

### **1. Geomorfología de la Quebrada Benjamín Matienzo**

La denominación de la quebrada es en homenaje del Teniente General Benjamín Matienzo, militar y aviador quién se propuso cruzar por primera vez, en mayo de 1919, la Cordillera de los Andes desde Mendoza, encontrando la muerte en dicho intento. Sus restos fueron localizados unos meses más tarde en las ruinas “Casa de las Minas” situadas dentro del valle a 3500 m.s.n.m.

Figura N° 1

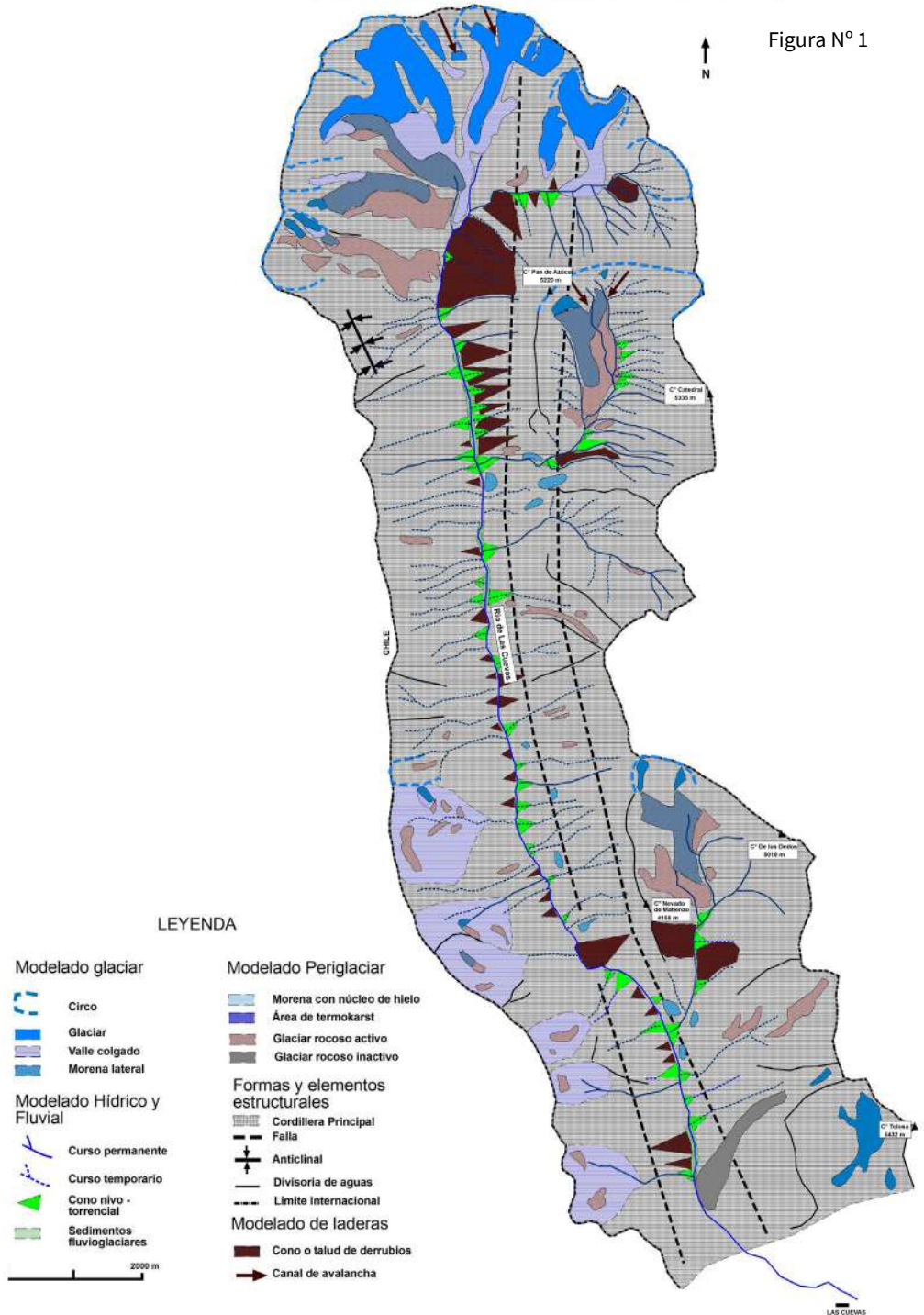






Foto N° 1: Glaciares en la cabecera de la Quebrada Matienzo



Foto N° 2: Artesa glacial de la Quebrada Matienzo y valle colgante con su circo de cabecera. En primer plano se aprecia un glaciar rocoso inactivo que cierra el valle

El borde occidental de la quebrada en una línea de cumbres continua que la separa de Chile con cimas que superan, en algunos casos, los 4000 m de elevación, compuesta principalmente por rocas cretácicas (volcánicas, piroclastos, areniscas continentales, calizas) y riolitas y basaltos jurásicos con intrusiones graníticas del Terciario. El borde oriental es menos regular pero sus cumbres alcanzan mayores altitudes con picos que superan los 5000 m, compuestos por rocas volcánicas y sedimentarias (conglomerados, areniscas) del cretácico y volcánicas miocénicas. Existen ramificaciones que se introducen en el valle principal como la del cerro Nevado Matienzo (4.200 m) y en la extremidad norte se levanta, en medio del valle, un pequeño cordón denominado Pan de Azúcar de 5.200 m.s.n.m. (Mapa N° 1).

## — Modelado glaciar

### • Eventos glaciares

Suárez (1983) afirma que en Matienzo ocurrieron -en base a depósitos morrénicos encontrados- dos avances de glaciares en el Pleistoceno originando cada uno de ellos, un glaciar de valle continuo a lo largo de todo la quebrada. El frente del más antiguo de estos avances sobrepasó la localidad de Villa Las Cuevas y el espesor de este glaciar, en el tercio medio del valle, debió ser de unos 350 m aproximadamente, tomando como base el actual talweg del río. De este avance, según Suárez, quedan algunos rasgos identificables y pertenecerían a la antepenúltima época glacial.

Un segundo avance se presentó en la penúltima glaciación y habría originado también, un único y continuo glaciar de valle, alimentado como en el caso anterior, por cuencas tributarias como Nevado de Matienzo, Pan de Azúcar, Cajón del Rubio y otros. El límite altitudinal inferior de este avance estaría a la altura del Paramillo del Tolosa a 3.150 m.s.n.m. aproximadamente (Suárez, 1983).

La última glaciación habría ocupado el valle en forma parcial. Las lenguas glaciares tributarias no habrían llegado a converger para formar un único glaciar como en los casos anteriores ya que sólo habrían ocupado los circos superiores emitiendo cortas lenguas. El avance más reciente se habría dado con la Pequeña Edad de Hielo y se habría manifestado con un orden de magnitud menor que el precedente (Suárez, 1983).

- **Glaciares actuales**

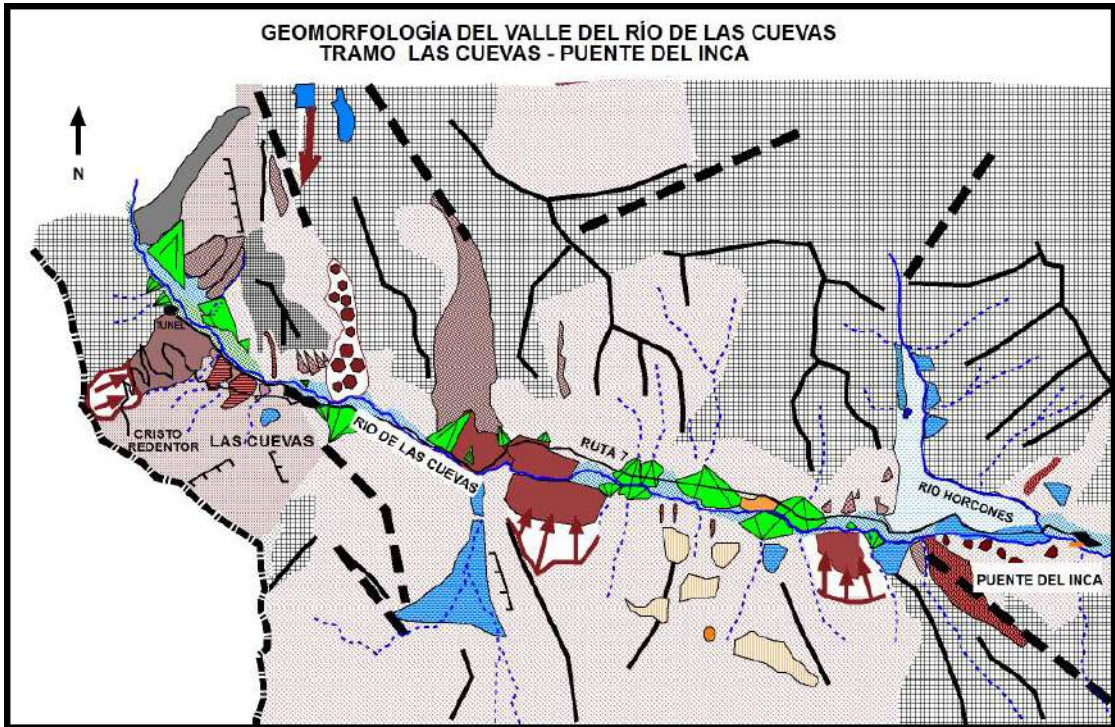
Los glaciares, que aparecen en las partes altas de algunos cordones montañosos de la Quebrada de Matienzo, especialmente en su cabecera (Foto N° 1), son de circo con pequeñas lenguas, en algunos casos, y en notorio retroceso. Por ejemplo, el Glaciar Piloto que tiene 1,5 km<sup>2</sup> en las nacientes del río Cuevas y se divide en glaciar Piloto Este de 0,5 km<sup>2</sup> de superficie distribuidos entre los 4.740 y 4.185 m de altura y el glaciar Piloto Oeste de menores dimensiones aún. En la extremidad sur del valle y en la falda austral del cerro Tolosa, existen dos glaciares cuyo límite inferior del más extenso se encuentra a 3.750 m s.n.m., mientras que el restante tiene un desarrollo mucho menor llamados en conjunto el glaciar del “hombre rengo” al dar el aspecto de una pierna más corta que la otra. En general los glaciares ocupan circos erosivos de mayores dimensiones que dan una idea del tamaño de los cuerpos de hielo que generaron glaciares de valle y que fueron los responsables de las formas de erosión y acumulación glaciar que hoy se encuentran dentro del valle principal como de sus tributarios (Mapa N° 1).

- **Formas de modelado glaciar**

Las formas de acumulación y erosión glaciar, en gran proporción, han desaparecido a causa de los procesos periglaciares que comenzaron a actuar finalizado el periodo glaciar y que continúan en la actualidad con gran intensidad. Dentro de las formas generadas por el hielo se pueden reconocer:

**a) Circos**

La cabecera del valle principal está constituida por la conjunción de varios circos de importantes proporciones producto de la erosión glaciar pleistocénica (Foto N° 1). En los cordones montañosos laterales también se alojan en las partes altas, destacándose los que cierran las cabeceras de valles laterales como son los del Nevado del Matienzo (Foto N° 2) y el Pan de Azúcar (Mapa N°1).



**LEYENDA**

**MODELADO GLACIAR Y PERIGLACIAR**

- Glaciar
- Morena de fondo
- Morena lateral
- Morena de ablación
- Glaciar rocoso activo
- Glaciar rocoso inactivo

**MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL**

- Río
- Curso temporario
- Laguna
- Cono aluvial
- Sedimentos aluviales modernos

**FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES**

- Cordillera del Limite
- Falla
- Divisoria de aguas
- Afloramiento rocoso

**MODELADO KÁRSTICO**

- Rillen karren
- Dolina
- Puente
- Aguas termales

**MODELADO DE LADERAS**

- Cono de derrubios
- Talud de derrubios
- Ladera de reptación

- Superficies por acumulaciones fangosas
- Derrumbe rocoso
- Mov. complejos (deslizamientos + flujos)
- Deslizamiento planar - rotacional
- Cicatriz de deslizamiento
- Debris flow de valle
- Debris flow de ladera
- Bloques gravitatorios
- Canal de avalanchas

**INSTALACIONES HUMANAS**

- Pueblo
- Ruta
- Limite internacional
- Túnel

4 km



Foto N° 3: Depósitos morénicos en la Quebrada Matienzo



Foto N° 4: Suelos estriados de Matienzo

**b) Artesa y valles colgantes**

El valle principal de Matienzo, en su totalidad, es una artesa glaciar con típica forma en U, acompañada de otras tributarias que conforman hermosos valles colgantes limitados por cumbres que a veces superan los 5000 m de altitud como por ejemplo los valles de los cerros Nevado de Matienzo y Pan de Azúcar, los cuales alojaron glaciares de valle en los avances cuaternarios (Foto N° 2). Los valles colgados presentan también una marcada forma en U y se conectan con la quebrada principal a través de cursos de agua que forman conos nivotorrenciales al reducirse la pendiente. Por otra parte alojan restos morénicos y glaciares rocosos que atestiguan épocas de mayor actividad glaciar dentro de un ambiente periglacial actual (Mapa N° 1).

**c) Rocas aborregadas y estriadas**

Permiten por su ubicación y magnitud, confirmar el paso del hielo que en algún momento se trató de glaciares de gran envergadura.

**d) Morenas**

Entre los 3.700 y 4.000 m de altitud, se encuentran depósitos detríticos de avances glaciares pleistocénicos conformando sistemas morénicos (Foto N° 3) que aún no están muy desdibujados por los procesos periglaciares posteriores. Como se indicó, la quebrada habría sido ocupada, al menos, por dos avances de glaciares de valle importantes que dejaron sus morenas laterales y de fondo hoy identificables con sus correspondientes depósitos fluvio-glaciares.

**— Modelado periglacial**

Ahumada (2002) identificó en la Quebrada de Matienzo dos niveles altitudinales de distribución de formar periglaciares. Geoformas del nivel inferior (3.100-3.500 m s.n.m.) definen un nivel de procesos criogénicos y formas periglaciales asociadas con vegetación producto de procesos de congelamiento y descongelamiento. En el nivel superior (3.500 – 4.500 m s.n.m.) desaparece la vegetación e imperan los procesos de criofragmentación, geliflucción y presencia de glaciares rocosos lo que indica la presencia de permafrost discontinuo.

## — Formas periglaciares

### a) Glaciares rocosos

Están situados a más de 4.000 m. de altitud y son numerosos e importantes en las cabeceras de la Quebrada Matienzo como en algunos valles colgados. Se presentan de dos maneras según su génesis; en primer lugar como glaciares rocosos alimentados por aludes de nieve y detritos, activos e inactivos, alojados en circos y vertientes y, en segundo término, como glaciares cubiertos por materiales provenientes de las laderas. En este último caso sus lenguas pueden llegar hasta el valle principal presentando un aspecto sub-circular y la sección longitudinal presenta rodillos arqueados y groseramente paralelos, con una pendiente general que varía de 5 % a 15 % aproximadamente. Hacia el frente, en razón del empuje de conjunto, la pendiente se torna mucho más fuerte y puede llegar hasta 30 % y más (Salomón, 1969). Los rodillos se toman progresivamente transversales a medida que se aproximan desde su frente cóncavo hacia el circo y el material transportado puede alcanzar 4 a 5 km de distancia para los glaciares más extensos.

Siguiendo a Corte (1981), en los glaciares rocosos más extensos de Matienzo se puede reconocer una fase de hielo descubierto en sus nacientes, luego fases con núcleo de hielo y de estructuras de colapsos o termocarst, es decir con características de hielo estancado sin realimentación de las regiones superiores del glaciar, y la fase de glaciar rocoso activo llegando hasta el valle principal especialmente en las cabeceras de la quebrada (Mapa N° 1). Por último, se destaca un glaciar rocoso inactivo que sirve de separación entre la Quebrada Matienzo y la Villa de Las Cuevas ubicado en la vertiente norte, con una lengua que cierra prácticamente la totalidad del valle, motivo por el cual el río lo atraviesa por un estrecho corredor antes de tomar dirección al este (Foto N° 2).

### b) Nichos de Nivación

La abundancia de nichos de nivación en la quebrada se hace particularmente interesante a partir de los 4.000 m de altura, especialmente cuando la litología se presta a ello (calcáreos, esquistos).

### **c) Suelos estructurados**

Si bien no fueron cartografiados por la escala del mapa, los suelos estructurados producto de los procesos de congelamiento – descongelamiento, se presentan muy difundidos en toda la Quebrada Matienzo adquiriendo formas de polígonos de tierra o piedra que se encuentran en superficies casi horizontales, son pentagonales y tienen de 10 a 12 cm de lado de promedio. Presentan forma de bóveda y a veces sus lados son rectilíneos o circulares.

También hay un muy buen desarrollo de suelos estriados en superficies con alto tenor de agua e inclinación entre 8 y 26%. En estos casos la solifluxión traslada los materiales más finos y abre los polígonos. Las pequeñas rocas se alinean en el sentido de la pendiente alternando con flujos de material fino y húmedo, dando lugar a la formación de suelos estriados (Capitanelli, 1972). Se presentan como un conjunto de bandas paralelas siguiendo la pendiente de la ladera donde se puede apreciar claramente la alternancia entre franjas de clastos y otras de material fino. Los ejes mayores de los clastos son paralelos a la banda, el tamaño de los clastos disminuye con la profundidad y la clasificación penetra como máximo hasta un metro en algunos casos. Tanto los suelos estriados como los polígonos se desarrollan principalmente entre los 3400 y 4000 m. de altura (Foto N° 4).

Los pavimentos de piedras son comunes donde el barro es el material sobre el cual se asientan las rocas y el largo de éstas, en el sentido del eje mayor, es de unos cinco a diez centímetros dispuesto en forma paralela a la pendiente general. Por último los escalones es otro tipo de suelo ordenado que se localizan en laderas de 20° de inclinación formando bancos en las mismas y dando el aspecto de gradas. Su origen parece estar relacionado fundamentalmente con el movimiento diferencial de masas.

#### **— Modelado de laderas**

La dinámica de laderas en el ambiente periglaciario de Matienzo es muy intensa constituyendo en la actualidad el principal proceso modelador en función del grado de modificación del paisaje que su accionar produce y del volumen de material movilizado (Pereyra, 2002). Existe además una gran variabilidad de procesos gravitacionales en relación a factores litológicos, estructurales (sismos), geomorfológicos, climáticos, cobertura vegetal, etc. Se pueden reconocer:



**Coladas de barro:** En la primavera y a comienzos del verano es frecuente observar coladas de barro compuestas de detritos (clastos y arcillas saturadas de agua) descendiendo con movimientos lentos que normalmente no alcanzan el fondo del valle y quedan depositadas sobre las vertientes. Las formas de soliflucción se caracterizan por la intervención del agua como lubricante, la pendiente y las condiciones climáticas ya que estos procesos se deberían al descongelamiento del suelo o a la fusión rápida de la nieve o combinación de ambos.

**Lóbulos de gelisoliflucción:** son más frecuentes en las laderas con mayor insolación y orientadas al norte por un descongelamiento mayor en éstas durante la primavera principalmente.

**Debris flow en laderas:** Es un tipo especial de colada de barro por presentar mayor cantidad de agua en su masa y al descender violentamente excava surcos o canales en los detritos de las laderas, generando un lóbulo terminal arcilloso que al endurecerse alcanza gran consistencia.

**Debris flow de valle:** Son frecuentes con materiales de gran volumen sobre los conos nivo – torrenciales.

**Caídas de rocas:** Genera la formación de taludes de derrubios y son frecuentes en los sectores de fuertes pendientes y de afloramientos rocosos en la parte superior afectados por procesos de crioclastismo principalmente.

**Reptaje:** Es un movimiento de tipo laminar, sin deformación de masa, generalizado en gran parte del valle formando taludes y conos de detritos debido a la acción combinada de la desagregación mecánica y de la gravedad. En un proceso favorecido por el crioclastismo y la ausencia de vegetación

**Aludes de nieve y avalanchas:** Son frecuentes en años de intensas o sucesivas nevadas. Pueden arrastrar bloques rocosos y gran cantidad de detrito y según su magnitud, pueden o no llegar al fondo del valle (Suárez, 1983). En 1965, se produjo un gran alud que descendió por un corredor de avalanchas en la vertiente al sur de Las Cuevas y arrasó parte de esta villa.

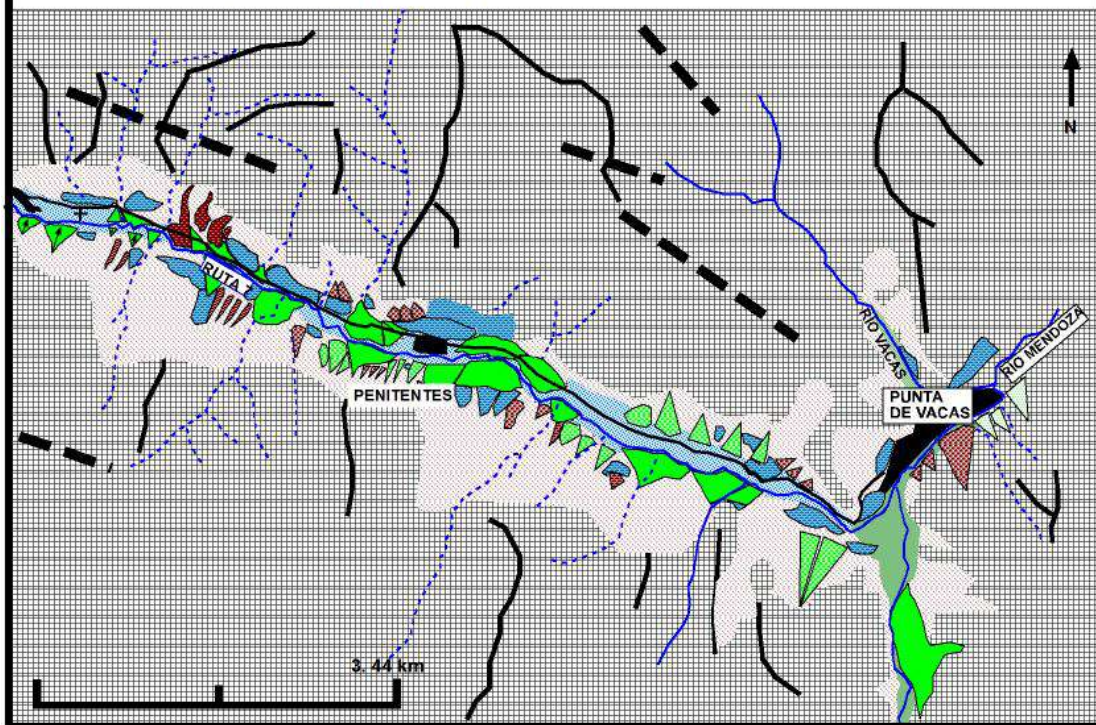


Foto N° 5: Glaciares en el cerro Tolosa. Se observa también un valle colgado con un glaciar rocoso emplazado en el circo glaciar




Foto N° 6: Típica forma de U del valle del río de Las Cuevas

**GEOMORFOLOGÍA VALLE RÍO DE LAS CUEVAS  
TRAMO PUENTE DEL INCA - PUNTA DE VACAS**



**LEYENDA**

**FORMAS ESTRUCTURALES**

-  Macizo antiguo (Cord. Frontal)
-  Divisoria de aguas








**MODELADO GLACIAR**

-  Morena de fondo
-  Morena lateral

**INSTALACIONES HUMANAS**

-  Pueblo
-  Ruta
-  Cementerio

**MODELADO HIDRICO Y FLUVIAL**

-  Río
-  Curso temporario
-  Cono aluvial de valle
-  Cono aluvial de ladera
-  Cono aluvial de la ladera con derrubios de gravedad
-  Cono triple( aluvial - derrubios de gravedad - debris flow)
-  Terraza en materiales fluvio-glaciares

**MODELADO DE LADERAS**

-  Cono de derrubios
-  Cono de derrubios con debris flow
-  Debris flow de ladera
-  Talud de derrubios
-  Colada de barro

Mapa N° 3

## 2. Valle inferior del río Las Cuevas

Ocupa el tramo comprendido entre la Villa de Las Cuevas (3100 m) y la localidad de Punta de Vacas (2600 m) donde finaliza el valle del río de Las Cuevas para dar paso al del río Mendoza. En este sector el valle ha adquirido una dirección oeste – este y se desarrolla entre Las Cuevas y Puente del Inca dentro del ámbito de la Cordillera Principal o del Límite, compuesta principalmente por vulcanitas (riolitas – basaltos), areniscas, lutitas, calizas y yesos de edad jurásica y sedimentos continentales (areniscas) y marinos (calizas, lutitas) cretácicos. Al este de Puente del Inca y hasta Punta de Vacas, el valle se abre paso entre materiales de la Cordillera Frontal compuestos por rocas carboníferas (grauvacas, areniscas, lutitas) y permotriásicas (granitos, riolitas, tobas, ignimbritas- Grupo Choiyoi).

El primer sector corresponde a la denominada faja plegada y corrida del Aconcagua y el segundo al basamento pre-jurásico. La primera corresponde a una faja en la cual las rocas se encuentran repetidas tectónicamente por corrimientos, de rumbo norte sur con inclinación al oeste, los cuales despegan en los niveles de yeso o calizas ubicados en la base de las secuencias mesozoicas. El basamento por su parte, presenta un comportamiento más rígido, respondiendo a una tectónica en la cual las unidades pre-jurásicas son elevadas por fallas de alto ángulo dadas por la reactivación compresiva de fallas extensionales previas, de rumbo norte sur e inclinación al oeste al plegarse la Cordillera del Límite. El basamento hacia el oeste de Puente del Inca se hunde por debajo de las secuencias mesozoicas constituyendo el sustrato de la Cordillera Principal, mientras que hacia el este aflora y pasa a formar la Cordillera Frontal.

### a) Geomorfología del tramo Las Cuevas - Puente del Inca

#### — Formas litológicas

En este trayecto el valle el río de las Cuevas continúa escurriendo entre elevaciones pertenecientes a la Cordillera del Límite o Principal, donde rocas de constitución andesítica, calcárea o yesos dominan la litología, generándose en algunos afloramientos carbonatados, relieves kársticos reconocibles a través de pequeñas dolinas y rillenkarrén en las vertientes de la montaña (Mapa N° 2).

## — Modelado glaciar

### • Glaciares actuales

A pesar de su altura, prácticamente la totalidad de la superficie de la Cordillera Principal, en este tramo, queda libre de hielo, encontrando sólo restringidos glaciares de circos en el Cerro Tolosa por encima de 5.500 m (glaciar del hombre rengo) (Foto N° 5).

## — Formas glaciogénicas

El trabajo de los glaciares del Pleistoceno, en este sector, contribuyó a profundizar y ensanchar el valle preexistente dándole la típica forma de U (Foto N° 6). La acción del hielo tuvo características de glaciares de valle vinculados a la lengua que descendía por la Quebrada Matienzo y a otros glaciares como el que se desplazaba por el valle del río Horcones proveniente de la zona del cerro Aconcagua emplazado en la Cordillera Principal.

Otras formas reconocibles son los circos que se manifiestan en las partes superiores de las alineaciones montañosas (Foto N° 4) pero de menor tamaño que lo descriptos en las cabeceras de la Quebrada de Matienzo. Sin embargo, no menos bellos son los valles colgados existentes por donde alguna vez se desplazaron las lenguas de hielo (Foto N° 4) que alimentaban el glaciar principal y que hoy se encuentran topográficamente más elevados que el valle del Cuevas, a veces comunicados con este por cursos de agua que descienden a fuerte velocidad y caracterizados por la claridad de sus aguas dando al paisaje un detalle de gran belleza. En estos valles que se inician en circos, son reconocibles restos morénicos, paredes estriadas y glaciares rocosos (Foto N°4).

Otras formas glaciares que se puede visualizar son morenas laterales (Foto N° 7) y una morena de fondo modelada en algunos sitios en especie de drumlins muy esfumados de algunos metros de largo (Salomón, 1983).

Finalmente en los alrededores de Las Cuevas, se encuentran restos de materiales de origen fluvio-glaciar depositados sobre la orilla izquierda del río, generando una pequeña terraza por la propia incisión del curso, demostrando así, una modificación de la dinámica fluvial del mismo respondiendo a un cambio en su competencia por razones climáticas (post - glaciar).

### — **Modelado periglacial**

El modelado periglacial se encuentra representado principalmente por glaciares rocosos que se ubican en las partes altas de las laderas o en valles colgados. Acompañando estas formas se pueden citar la presencia de suelos poligonales dentro de los valles colgados y en los alrededores de la Villa de Las Cuevas donde son de tipo círculos de piedras acompañados de vegetación en círculos.

En las laderas también son reconocibles formas criogénicas periglaciares como ser:

**Coladas de barro:** Su formación se relaciona con la fusión de la nieve cuando el material meteorizado es embebido en agua por intermedio de fisuras. El fenómeno es rápido y termina en una lupa final compuesta de materiales más gruesos que frenan el movimiento.

**Lóbulos de soliflucción:** Son más frecuentes en las laderas con mayor insolación y orientadas al norte por un descongelamiento mayor en éstas.

**Superficies de acumulación fangosa:** Son reconocibles en la margen derecha del valle, entre el túnel internacional y la Villa Las Cuevas. Las mismas se han generado a favor de que las vertientes proveedoras de material están compuestas mayoritariamente por arcillas rojizas. Estas superficies, con forma de mesas alargadas, presentan sus materiales estratificados y una superficie plana. Se encuentran separadas entre sí por pequeños torrentes que descienden por las laderas. Su origen se debería a sucesivas acumulaciones de delgadas capas de flujos fangosos que se movilizaron a raíz de la pendiente y a la fluidez del material fino a causa de la fusión de la nieve.

### — **Formas de remoción en masa**

Las formas glaciares han sido sepultadas, en gran parte, por la dinámica de las laderas producto de procesos de remoción en masa, accionadas por condiciones climáticas o estructurales como sismos. Un impresionante ejemplo de remoción en masa es una avalancha de rocas que se localiza en la Villa Las Cuevas (Mapa N° 2). Es de grandes dimensiones y se debe al desprendimiento y caída por gravedad de toda una masa de roca que se ha deslizado sobre un plano de estratificación en las laderas del cerro Tolosa (Foto N° 8). Los materiales son bloques sin clasificar, algunos de enorme tamaño, angulosos y

no han sufrido transporte prolongado. Está compuesto por tobas de andesita porfirítica de color oscuro, generando un relieve caótico en la margen izquierda del valle. Los materiales se apoyan, en gran parte, sobre una morena lateral y el resto del material se localiza dentro de un valle colgado que corona el derrumbe que contiene un glaciar rocoso en su cabecera, restos morrénicos a 3.535 m y suelos poligonales a 3.438 m (Foto N° 4). El derrumbe probablemente fue disparado por un sismo hace miles de años debido a que los bloques fueron utilizados por sociedades antiguas como refugio hace por lo menos 2.000 años AP.

Otra remoción en masa destacable de tipo planar - rotacional, aparece en la zona del Cristo Redentor (Foto N° 9) en areniscas y piroclastitas poco consolidadas. En la base se produce un cambio brusco en la dirección del río Cuevas que puede haber socavado la parte baja, siendo éste, posiblemente la causa del descenso del material y no un sismo como en el caso anterior. Sobre este deslizamiento transita parte del camino que permite el ascenso al monumento del Cristo Redentor (Mapa N° 2).

Aguas abajo de la Villa Las Cuevas, a unos dos kilómetros de ésta, el río se abre paso dificultosamente entre enormes bloques (porfiríticos-andesíticos) en lo que se conoce como curva de la Soberanía. Este material pertenece, según algunos autores, a un derrumbe preglaciar en el cajón del cerro Tolosa, acarreado luego por un ventisquero del mismo cerro, a modo de morena denominada "Morrena del Tolosa" que, con una pendiente del 15 al 20 %, cierra casi totalmente el valle del río Cuevas. (Capitanelli, 1972). Otros investigadores lo consideran un glaciar rocoso (Salomón, 1963) pero sin embargo, éste depósito (Foto N° 10) abre otras posibilidades en cuanto a su génesis y morfología definitiva ya que el mismo se encuentra complicado con procesos denudatorios posteriores como debris flow, deslizamientos; lo que ha llevado a definirlo como un flujo complejo (Mapa N° 2). Otros deslizamientos similares, aunque de menor volumen, ocurrieron también aguas abajo, unos kilómetros antes de Puente del Inca y sobre la ladera sur del valle, distinguibles por las cicatrices de desprendimientos dejadas en las laderas (Mapa N° 2).

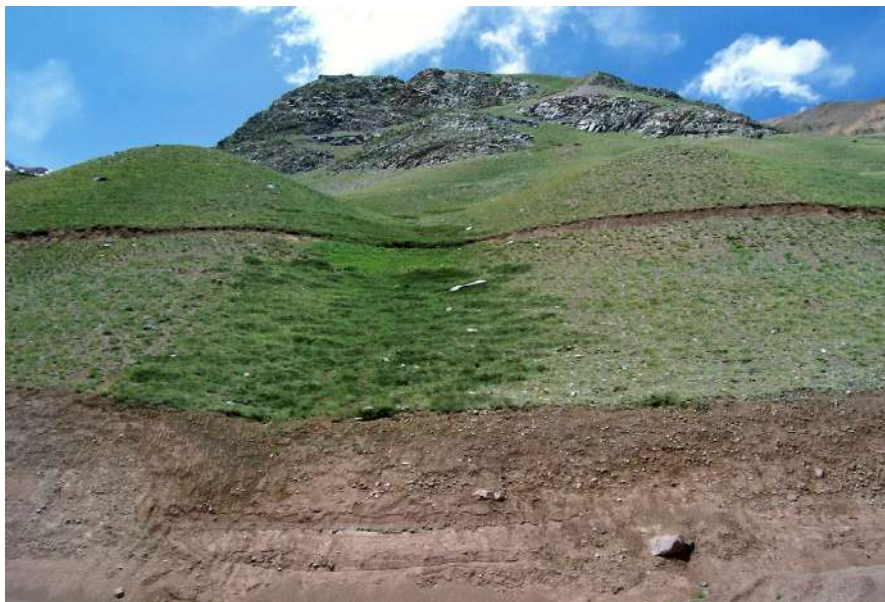


Foto N° 7: Morena lateral en el valle del río Cuevas



Foto N° 8: Derrumbe rocoso en Las Cuevas





Foto N° 9: Derrumbe en planar - rotacional en Las Cuevas



Foto N° 10: Flujo complejo en Las Cuevas

En general, los movimientos de mayores dimensiones que involucran distintos tipos de litologías y materiales, se encuentran probablemente relacionados a movimientos sísmicos. Sin embargo, las grandes remociones no son extrañas cuando los glaciares se retiraron de los valles andinos ya que la desaparición del hielo dejó estratos sin base de sustentación y contribuyó al descenso de los mismos que favorecieron la recuperación de la estabilidad de las pendientes. Posiblemente una combinación de ambos procesos sea en muchos casos el detonador de los descensos en masa.

Como formas de remoción en masa en este sector del valle son reconocibles también debris flow que se presentan como desplazamientos rápidos que se asemejan a fluidos viscosos. El movimiento se puede producir aprovechando un canal preexistente (canalizados) o no (no canalizados). Son abundantes en laderas de sedimentos poco consolidados, pendiente considerable y ausencia de vegetación.

Otra morfología son los conos de derrubios, comunes en pendientes entre el 30 y 37 % y su génesis se ve favorecida por la intensa gelifracción existente en el área. Son posglaciares y en vastos sectores se hacen coalescentes formando enormes taludes de derrubios. Sus superficies pueden estar transitadas por debris flow y presentan movimientos de reptación o creep. Por último la caída de bloques, algunos de gran tamaño, se encuentran esparcidos en cercanías de Puente del Inca, sobre la margen derecha del río Cuevas o al pie de otras laderas del área.

### — Formas fluviales

Fundamentalmente se manifiestan a través de conos aluviales (Mapa N° 2). Estos han sido clasificados de acuerdo a su génesis y a los procesos que los afectan en:

Conos aluviales de valle: Formados por cursos de agua que ocupan el valle principal procedentes de pequeñas quebradas laterales. Los depósitos mayores se asientan directamente sobre la morena de fondo o en el mismo lecho del río Cuevas reconociéndose a veces dos generaciones de conos al encajarse la más joven en la antigua.

Conos aluviales de valle con debris flow: Una vez depositados los conos aluviales, crecidas violentas posteriores han esparcido sobre la superficie de

algunos de ellos, materiales de grueso calibre que en algunos casos han llegado hasta el mismo río destruyendo vías del ferrocarril o a veces la Ruta N° 7 produciendo cortes temporarios de la misma.

Conos aluviales de vertiente: En su génesis interviene solamente el agua y el material depositado no llega al valle principal sino que queda “colgado” en algún replano existente en la ladera de la montaña. A veces se encuentran muy disectados por erosión lineal, proceso favorecido por la importante pendiente de los mismos y su escasa vegetación.

## — Otras formas del relieve

- **El Puente del Inca**

Se trata de la cementación de una capa de terreno de espesor variable (40 cm a 3 m), provocada por los depósitos calcáreos o yesosos contenidos en el agua de las fuentes termales que allí emanan. Su elaboración, según Salomón (1963), se debería a que durante la glaciación cuaternaria, el hielo que descendía por el valle, incrementó su carga morrénica con los escombros de las vertientes, especialmente en el punto donde se encuentra el puente, sitio muy sujeto a las avalanchas como lo atestiguan las ruinas del antiguo hotel del lugar ubicado inmediatamente al oeste. En el lugar donde edifica el puente, la fusión del hielo habría sido acelerada por las aguas termales allí existentes, con temperaturas de hasta 40° C. Estas aguas, por la carga mineral que poseen, cementaron y travertinizaron los materiales que cubrían el glaciar. Culminando el proceso, el río de Las Cuevas perforó las capas inferiores de los depósitos menos cementados generando la abertura primitiva y fue agrandándose paulatinamente.

Ramos (1993) afirma, en relación al origen del puente, que durante el período posglacial, una vez que el hielo abandonó el valle, el río Cuevas lo drenaba con régimen intermitente, es decir que por tramos escurría en superficie y en otros se insumía en los depósitos que cubrían el fondo del valle (glaciaros, fluviales o de remoción en masa). Un depósito morénico generado en el valle Horcones, endicaba el valle del río Cuevas formando un lago aguas arriba; por lo tanto, aguas abajo de los depósitos glaciaros, es decir donde se hallan las teras, el río poseía un caudal muy exiguo. Este fue probablemente el momento de mayor cementación tanto de los detritos del pie de los taludes, como de los depósitos

aluviales y glaciarios del fondo del valle, recostados sobre esa ladera. Se produjo de esta manera una potente costra de precipitados químicos, que unió en un mismo cuerpo rocoso los detritos antes mencionados, extendiéndose desde la ladera hacia el centro del valle. Con posterioridad, el valle del Cuevas es afectado por una onda de erosión retrocedente producto del rejuvenecimiento de la red fluvial durante los tiempos pos - glaciales. En el área de Puente del Inca la onda erosiva habría profundizado el cauce por debajo de la costra de precipitados químicos que cementaban los depósitos quedando constituido este puente natural que hoy da vida y nombre a la localidad.

## **b) Geomorfología entre Puente del Inca y Punta de Vacas**

### **— Depósitos glaciarios**

Entre Puente del Inca y Punta de Vacas, el valle del río Cuevas se desarrolla dentro del ámbito de la Cordillera Frontal, el modelado periglacial sigue siendo intenso y los depósitos glaciares (morenas) han sobrevivido en varios puntos a la erosión pos glacial y al recubrimiento de detritos (Mapa N° 3).

Son reconocibles morenas parietales especialmente en los alrededores de la localidad de Penitentes (Foto N° 11), donde el aumento de material morrénico en la confluencia de cauces adquiere formas triangulares que las distingue claramente de las laterales. “Todo se presenta como si cada glaciar afluente procedente de los valles suspendidos hubiera aportado grandes cantidades de productos morénicos que debieron ser tomados en carga por el glaciar principal bajo forma de acumulaciones laterales. La zona de contacto entre los dos glaciares era entonces el campo de oposición de fuerzas que frenaban el escurrimiento natural de los glaciares, lo que permitió una mayor acumulación en la región de la confluencia” (Salomón, 1983). Posteriormente la erosión torrencial postglacial se ha encargado de tallar los depósitos en formas piramidales.

En los alrededores de Puente del Inca, Penitentes y Punta de Vacas se destacan depósitos de morenas laterales y de fondo (Mapa N° 3) y en Punta de Vacas, una evidencia de que hasta éste punto llegaron los glaciares pleistocénicos, se da por el comienzo de una terraza fluvio-glacial a partir de la última morena como producto de la fusión de los hielos no encontrándose nuevos depósitos glaciares aguas abajo dentro del valle del río Mendoza.

Los depósitos morrénicos, al igual que en la Quebrada Matienzo, son los testimonios de diferentes empujes glaciarios ocurridos en el Pleistoceno. Con respecto a la cantidad de empujes existe una controversia al respecto. Como se describió, Suárez (1983) reconoce en Matienzo dos empujes de valle (Antepenúltima y Penúltima glaciación) y dos empujes posteriores donde los hielos no alcanzaron el valle principal, uno sin fechar y otro correspondiente a la Pequeña edad de Hielo.

Capitanelli (1972) por su parte, reconoce dos empujes donde en el mayor y más antiguo, el glaciar habría descendido hasta Punta de Vacas (2.600 m), reforzado con el aporte de glaciares que bajaban de los valles laterales y de circos colgados sobre las vertientes. El segundo avance, de menor volumen, sería el responsable de depósitos que se ubican en las localidades de Las Cuevas (morena del Tolosa) y Puente del Inca (morena de Horcones). El empuje llegó desde los tributarios hasta el valle principal, pero no alcanzó a transitar la distancia del primer evento. La evidencia más clara de este segundo avance, para este autor, es la morena de Horcones en la localidad de Puente del Inca, sitio de la actual Aduana Argentina (Foto N° 12). Con forma de bota vista desde el aire, su material es heterométrico, con una matriz gris - amarillenta, encontrándose tobas, conglomerados, andesitas, yesos y brechas volcánicas. Tiene un aspecto aborregado con una pendiente de 5 a 10%. Esta forma de acumulación también ha sido interpretada como un depósito de remoción en masa (Pereyra y González Díaz, 1993) por ser el resultado de un flujo complejo, el cual habría comenzado como una serie de deslizamientos y pasa en su parte final a flujos de detritos (debris flow). Ocupa 7 km<sup>2</sup> y posee más de 50 m de potencia distal. Los materiales involucrados en este movimiento, probablemente, provengan de depósitos glaci-fluviales de la quebrada Horcones, ubicados a cotas superiores.

Spizúa (1999) coincide con Capitanelli al reconocer una glaciación que se extendió hasta Punta de Vacas sin morena terminal y la atribuye a la Penúltima glaciación (300.000 AP), edad que no coincide con Suárez (1983). Esta autora, posteriormente, afirma la existencia de otro avance que habría llegado hasta las cercanías de Penitentes (2.500 m). Su edad se calculó en función de un travertino de 22.800 años AP en su parte superior, por lo que la morena es inferior a esa fecha. En este aspecto coincide con Suárez (1983) en un segundo evento con glaciares de valle pero no en la edad del mismo. Por último, hay una coincidencia entre los tres autores respecto a una glaciación que habría depositado morenas en la salida de valles tributarios ocurrida posiblemente

hace 14.000 a 10.000 años AP (Spizúa, 1999) como ocurre con la morena Horcones que sería un depósito de ablación con formas onduladas debido a elevaciones y depresiones (hummocky topography), resultado del derretimiento diferencial de hielo muerto (Spizúa, 1999).

Por lo expuesto, en la carta geomorfológica confeccionada, se han cartografiado los diferentes tipos de acumulaciones morénicas (morenas laterales, fondo, ablación) sin hacer referencia a las edades las mismas debido a las diferencias existentes entre los autores mencionados (Mapa N° 3).

### — Dinámica de vertientes

La dinámica de vertientes, en este sector, continúa siendo intensa dentro de un ambiente periglacial y se traduce en grandes taludes y conos de escombros, *debris fow*, coladas fangosas, etc. (Mapa N° 3). Una situación especial se da al este del arroyo Puquios donde la vertiente norte del valle del río Cuevas muestra una morfología particular. En ella, se destaca un brusco cambio de pendiente aproximadamente a los 3100 m. Hacia abajo la pendiente es empinada, resultado de la erosión glaciaria, en cambio la parte superior de la ladera tiene una suave inclinación que se extiende hasta la cresta que actúa como divisoria de aguas entre el valle del río Cuevas y el del río Santa María. Este sector, la dinámida de flujos asociados a una deformación gravitacional profunda (Segemar, 2006).

---

## B. El modelado glaciar y periglacial de Vallecitos

Vallecitos es un centro pionero de esquí en la Provincia de Mendoza distante a 80 km al oeste de la ciudad Capital, a 2.600 m.s.n.m. y al que se puede acceder por la Ruta Internacional N° 7, empalmando posteriormente con Ruta Provincial N°82 y luego la ruta consolidada denominada “variante Vallecitos”. Refugios y pistas de esquí ocupan una superficie aproximada de 100 has., siendo La Canaleta su pista más reconocida y de mayor altitud. En verano se desarrolla turismo de aventura y ascensiones que, en ocasiones, son utilizadas para entrenamiento y aclimatación antes de encarar la coronación del cerro Aconcagua, pico más alto de América.

Cuenta con un clima de inviernos secos y fríos, con temperaturas mínimas que alcanzan los bajo 0° C y veranos frescos donde en contados momentos las temperaturas superan los 25° C durante el día. El centro deportivo se ubica en la vertiente oriental del Cordón de Plata (Cordillera Frontal), circundado por los cerros San Bernardo, Colorado, Lomas Blancas, Vallecitos y Rincón entre otros. En éstos dos últimos, cuyas cimas superan los 5.000 m, pueden visualizarse pequeños glaciares en sus laderas y cumbres modeladas por la acción del hielo en el pasado. Vallecitos es el punto de confluencia de dos importantes valles, las denominadas Quebrada Colorada y Quebrada de los Vallecitos que, conjuntamente a otros valles tributarios (Rincón y Stepanek), configuran una cuenca que se caracteriza por la presencia predominante de formas del relieve periglaciares, funcionales en su mayoría y acompañadas por modelados glaciares heredados de periodos más fríos (Mapa N° 4).

## **1- Geomorfología de la cuenca Vallecitos**

### **— Modelado glaciar**

- **Glaciares actuales**

Los glaciares actuales en la cuenca de Vallecitos son pequeños y en general se sitúan encima de los 4.500 m.s.n.m., ocupando el fondo de circos glaciares (glaciares de circo) en la cabecera de los valles o reposan sobre laderas (glaciares de ladera) como ocurre en el glaciar del cerro Rincón. Sobre ellos y durante la primavera principalmente, pueden deslizarse depósitos de remoción en masa provenientes de las paredes de los circos en formas de coladas de barro que van colaborando en el proceso de “tapado” del hielo (Mapa N° 4).

### **Relieves generados por erosión glaciar**

Los valles de la cuenca se caracterizan por sus formas en U que dibujan importantes “tajos” en el relieve a causa de la acción erosiva del hielo. Los circos se sitúan en las nacientes de los valles y son reconocibles también formas aserradas en los picos de mayor porte como se puede apreciar en el cerro Vallecitos que cierra por el oeste a la quebrada homónima. Todos los modelados responden a una acción glaciaria del Pleistoceno que forzó una intensa erosión dentro de un medio bioclimático hoy inexistente (Mapas 4 y 5).



Foto N° 11: Morenas parietales en Penitentes



Foto N° 12: Posible morena de ablación y morena lateral en Horcones



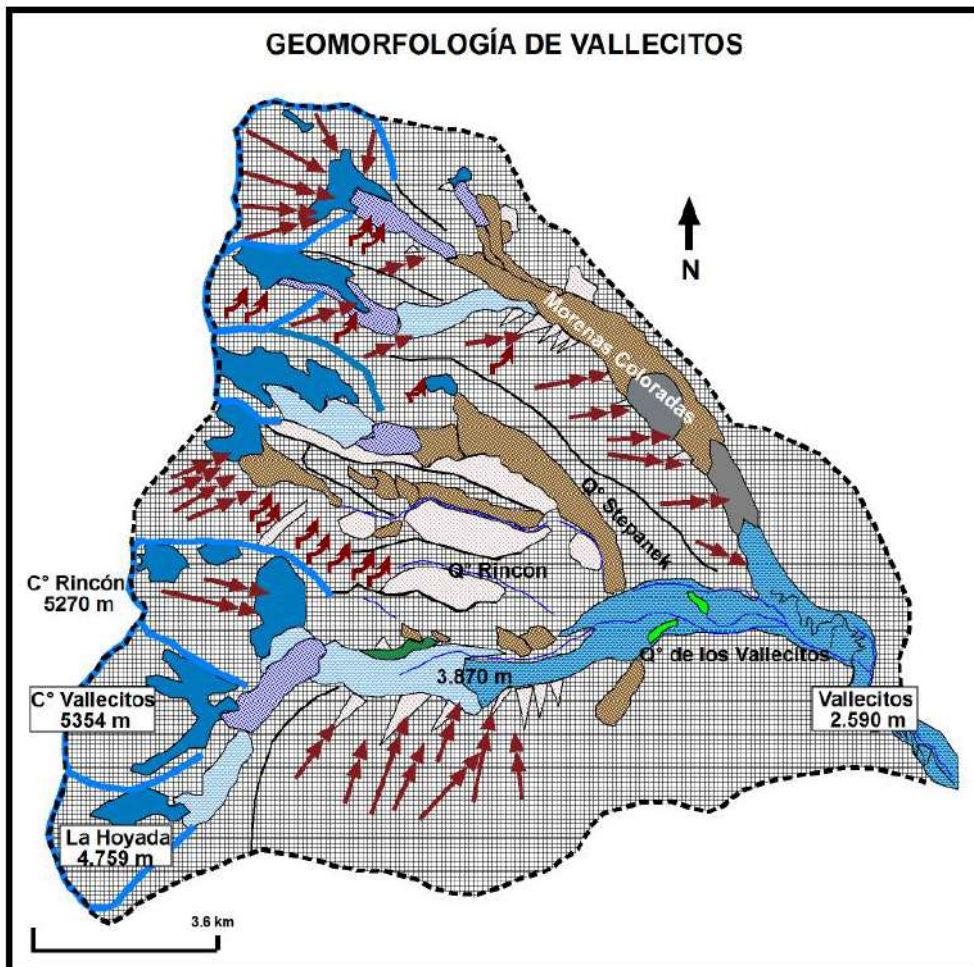


Foto N° 13: Encuentro de morenas pleistocénicas en Vallecitos



Foto N° 14: Glaciar rocoso activo en Vallecitos

# GEOMORFOLOGÍA DE VALLECITOS



## LEYENDA

### MODELAOD HÍDRICO Y FLUVIAL

- Curso permanente
- Curso intermitente
- Vega
- Sedimentos fluvio-glaciares

### FORMAS y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Macizo Antiguo (Cord. Frontal)
- Divisoria de aguas
- Limite de la cuenca

### MODELAO GLACIAR

- Glaciar
- Circo
- Morena pleistocénica

### MODELAO PERIGLACIAR

- Glaciar rocoso inactivo
- Glaciar rocoso activo
- Morena con núcleo de hielo
- Termokarst

### MODELAO DE LADERAS

- Conos y taludes de detritos
- Corredor de avalanchas
- Erosión lineal
- Creeping

### INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta



Foto N° 15: Glaciar rocoso conocido como Morenas Coloradas



Foto N° 16: Césped almohadillado

- **Depósitos glaciarios**

El Cordón del Plata, al igual que otros sectores de los Andes Centrales, tuvieron glaciares más extensos que los actuales durante las glaciaciones del Pleistoceno. En Vallecitos, los glaciares de valle se habrían extendido hasta los 2500 m aproximadamente, depositando morenas correspondientes a dos avances. Estas morenas han perdido todo contacto con el hielo que las formó como resultado del retroceso glaciar hacia los circos. Son reconocibles en el paisaje como lomadas suaves a lo largo de los valles y acumuladas en los flancos de los mismo (morenas laterales) y recubiertas por una buena densidad de vegetación.

Morrenas laterales se encuentran bien conservadas dentro de la Quebrada de los Vallecitos y en la parte final de la Quebrada Colorada. Estas morenas fueron depositadas por glaciares de valle que descendieron por las quebradas citadas y sus tributarios, dejando evidencia de dos avances pleistocénicos y generando el último, una yuxtaposición de las dos lenguas terminales en el punto donde se encuentra la zona de refugios (Foto N° 13).

Durante la llamada Glaciación de Vallecitos (Wayne, 1981), el hielo debió tener dos máximos (Vallecitos I y II) pero de acuerdo a la longitud de las lenguas glaciarias (7 y 10 km), la glaciación en este sector fue modesta por encontrarse la Cordillera Frontal a sotavento del sistema de vientos pacíficos (Polanski, 1972). La edad de Vallecitos I sería superior a 40.000 años AP y su sedimentología es típica de los till glaciarios con estratificación nula, bloques de diferentes tamaños, angulosos y estriados. A su vez Vallecitos II tendría una edad entre 19.000 y 13.000 años AP (Wayne, 1981) (Mapa 4).

— **El ambiente periglacial**

El ambiente periglacial en la Cordillera de los Andes se desarrolla asociado al efecto que tiene la topografía de esta inmensa masa montañosa sobre la temperatura, radiación solar y circulación de las masas de aire. En la cuenca de Vallecitos, el 60% de los 54 km<sup>2</sup> de su superficie es de ambiente periglacial (Buk, 2002), con la clásica presencia de procesos de gelifración, glaciares de escombros, termocarst, geliflujión, taludes de derrubios, etc. y, sin duda, la eficacia morfogénica del periglaciario debió ser mayor a lo largo del Pleistoceno. La cuenca evoluciona entre los ambientes de hielo descubierto por encima de los 4.500 m y los procesos de congelamiento estacional (2600 – 3.500 m) por debajo de los frentes de glaciares rocosos activos (permafrost). A esto se

le suma la presencia de nieve durante el invierno principalmente y la escasez de la cubierta vegetal que contribuyen a crear formas periglaciares o remodelar formas elaboradas por otros procesos.

- **Los glaciares rocosos**

Los mayores glaciares cubiertos en la cuenca Vallecitos, provienen de la fusión y enterramiento de glaciares de valle (glacigénicos) (Foto N° 14), en los cuales es posible diferenciar facies de hielo cubierto en función de la altitud y del espesor del detrito que tapizan estos cuerpos congelados (Corte, 1981). Otros glaciares rocosos de menores dimensiones, poseen un origen criogénico ya que se producen por la acumulación progresiva de hielo y materiales que suelen arribar a una zona protegida topográficamente por sucesivas avalanchas de nieve y rocas. Estos cuerpos fluyen ladera abajo debido a la plasticidad del hielo producido por la compactación y rehecho de la nieve protegida por los materiales caídos.

En cuanto a su funcionalidad, en la cuenca se encuentran glaciares rocosos activos que determinan el límite del creeping permafrost. Este límite se encuentra a diferentes alturas en los diferentes valles y los glaciares de escombros originan arroyos o cursos de agua permanentes que acentúan la importancia hidrológica de éstas formas criogénicas. Es posible también identificar algunos cuerpos ya fosilizados o inactivos.

Morfológicamente se trata de amontonamientos caóticos de bloques de diferentes tamaños, con aristas definidas y una matriz de limo y arena fina. Los materiales provienen de la erosión de las formaciones rocosas aflorantes en el área como ser areniscas, arcosas y pelitas pertenecientes al Carbonífero superior (Caminos, 1965), que domina los cordones occidentales y meridionales (cerros Vallecitos, Rincón, Lomas Amarillas, Franke) y, pórfiros riolíticos con diques andesíticos pertenecientes al Grupo Choiyoi (facie subvolcánica), que abarca especialmente los cordones del norte de la cuenca (cerros San Bernardo, Stepanek, Blanco, etc.) (Folguera, 2004). El pórfiro riolítico, según dataciones realizadas por Caminos (1979), posee una edad K/Ar de  $278 \pm 10$  Ma AP (Pérmico inferior).

En los glaciares rocosos que ocupan valles y donde la cubierta que enterró el hielo es escasa, ésta se comporta como una capa activa sobre el permafrost aflorando su núcleo de hielo o generando una morfología representada por

depressiones de termokarst. En niveles altitudinales inferiores, los glaciares rocosos activos presentan mayor espesor de cubierta detrítica y pueden adquirir formas lobuladas, festoneadas o cordadas como ocurre con el glaciar rocoso llamado Morenas Coloradas que tapiza en gran parte a la Q° Colorada (Foto N° 15). A su vez, también se pueden encontrar glaciares rocosos inactivos sometidos a un lento proceso de fosilización a partir de la intensa gelifracción que afecta a las paredes que los enmarcan (Mapa N° 4).

- **Modelado de laderas**

La gelifracción o crioclastia que genera la rotura mecánica de las rocas es el agente geomorfológico más importante en el modelado de las laderas en este medio periglacial. El máximo efecto de la crioclastia se produce en primavera cuando el agua resultante de la fusión nival penetra en las grietas y se congela. La continua producción de gelifractos trae consigo el retroceso de las paredes rocosas y la efectividad de la gelifracción dependerá del contenido de agua y del tipo de roca.

En la cuenca, los conos y taludes de derrubios alcanzan grandes proporciones (Mapa N° 4) y los perfiles de estas acumulaciones tienen una mayor inclinación en la parte superior y se puede observar una clasificación de los clastos, estando los de menor tamaño en la parte superior y los mayores en la zona más baja, como consecuencia de su mayor energía cinética. Los clastos se movilizan por rodadura, creep y en ocasiones por deslizamientos (debris flow, debris slides). Cuando los fragmentos rocosos resultantes de la gelivación se canalizan, van produciendo en su transporte una hendidura en el sustrato, que a veces utilizan las avalanchas de nieve y/o roca. Al pie algunas laderas se reconocen rocas fragmentadas por el impacto generado por caída gravitacional de las mismas.

## **2- Geomorfología de la Quebrada de los Vallecitos**

Con el objeto de lograr mayor detalle del modelado glaciar y periglacial de Vallecitos, se destaca en este punto la geomorfología del valle o Quebrada de los Vallecitos donde es posible contemplar la coexistencia de formas funcionales y no funcionales características de un dominio frío (Mapa N° 5).

### **— Modelado glaciar**

El valle presenta la típica forma en U con tres circos glaciarios en sus cabeceras que abiertos al este, alojan pequeños cuerpos de hielo y se desarrollan en las vertientes de los cerros Rincón, Vallecitos y Plata – Lomas Amarillas, pertenecientes al Cordón del Plata (Cordillera Frontal). En sus paredes son comunes durante la primavera especialmente, avalanchas de nieve que recorren marcados corredores o coladas de barro producto de la crioflucción que en ocasiones se depositan sobre la superficie del hielo.

Entre las formas de acumulación glaciario son reconocibles morenas pleistocénicas producto de dos avances de glaciares (40.000 años AP y 19.000 - 13.000 años AP durante la glaciación Vallecitos descrita anteriormente (Wayne, 1981) hoy disectadas por arroyos. De la más antigua (Pleistoceno I) quedan dos testigos laterales, uno en la parte inferior y terminal del valle a 2800 m.s.n.m y recorrida en parte por la ruta de acceso al centro de skí y el segundo a 3.400 m al pie de la ladera norte del cerro Franke (Mapa N° 5).

Las morenas laterales del segundo episodio (Pleistoceno II), se encuentran mejor conservadas ocupando la confluencia de los valles de los Vallecitos y Quebrada Colorada (Foto N° 13). La morena proveniente de este último valle descendió hasta los 2.700 m.s.n.m, es también en parte transitada por los visitantes de la zona y presenta en su superficie suelos escalonados cuyo origen parece estar en relación con el desplazamiento diferencial de masas (Gutiérrez Elorza, 2001).

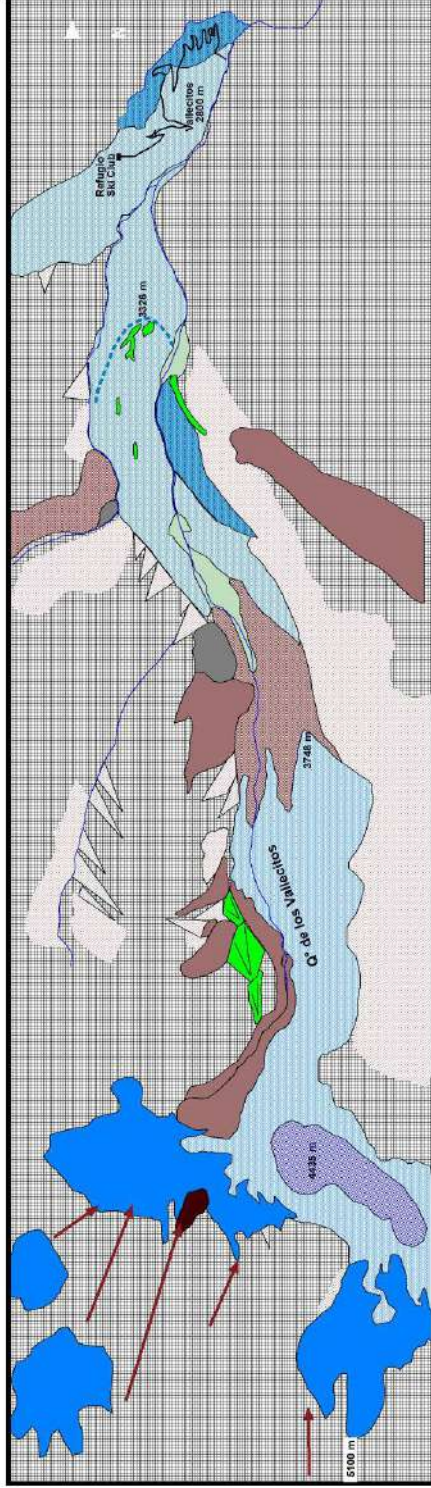
Aguas arriba, las morenas laterales de este episodio se extienden desde los 3000 m hasta los 3600 m. A los 3.200 m se pueden apreciar sobre la superficie de la morena que ocupa el sector norte del valle, la presencia de vegas con abundante disponibilidad hídrica y el desarrollo de césped almohadillado (Foto N° 16).

## — Modelado periglaciario

- **Glaciares rocosos**





La morfología periglaciario de la Q° de los Vallecitos tiene su máxima expresión en la presencia de glaciares rocosos de diferentes tamaños y génesis. Estos glaciares están relacionados con el retroceso glaciario en la alta montaña en la que se inscriben y se han reconocido en cuanto a su funcionalidad como:

## GEOMORFOLOGÍA DE LA Q<sup>o</sup> DE LOS VALLECITOS



## LEYENDA

### MODELADO HÍDRICO FLUVIAL

-  Curso permanente
-  Vega
-  Cono nivotorrential
-  Sedimentos fluvio - glaciares






### FORMA ESTRUCTURAL

-  Macizo Antiguo (Cordillera Frontal - Cordón del Plata)




### MODELADO GLACIAR

-  Hielo
-  Morena Pleistocena I
-  Morena Pleistocena II
-  Arco de retroceso



### MODELADO PERIGLACIAR

-  Glaciar rocoso inactivo
-  Glaciar rocoso activo de valle I
-  Glaciar rocoso activo de ladera I
-  Morena con núcleo de hielo
-  Área de termokarst

### DINÁMICA DE LADERAS

-  Conos y taludes de derrubios
-  Corredor de avalanchas
-  Lóbulo de crioflucción

### INSTALACIONES HUMANAS

-  Ruta
-  Refugio

1390 m

Mapa N.º 5





Foto N° 17: Glaciares rocosos activos de valle



Foto N° 18: Glaciar activo de ladera

**a) Glaciares rocosos inactivos o fósiles**

El hielo se encuentra cubierto por unos 10-20 m de detrito. Se considera que este hielo ya no tiene significación hidrológica y sus morfologías superficiales están poco o casi nada onduladas, la vegetación comienza a establecerse y ocupan el pie de las laderas del norte del valle con un perfil frontal suavemente redondeado.

**b) Glaciares rocosos activos de valle**

Estos glaciares rocosos presentan diferentes fases: Inmediatamente por debajo de los glaciares descubiertos comienzan, a 4.500 m de altitud, los glaciares rocosos activos en la fase denominada por Corte (1981), “morenas con núcleo de hielo” (ice-cored moraines) y soportan una cobertura detrítica de algunos centímetros de espesor.

Aguas abajo y alrededor de los 4.400 m, el glaciar cubierto por una débil capa de detritos, presenta depresiones y agujeros circulares llamados termokars. El termocarst se produce cuando la capa de materiales comienza a cubrir el hielo acelerando su fusión, la cual no es uniforme debido a los variables espesores de la cubierta, produciéndose elevaciones y depresiones. Estas depresiones circulares muestran asimetría en las pendientes debido a la radiación solar. La pendiente expuesta al sol es más suave que la pendiente fría que está expuesta al sur (Corte, 1981) (Mapa N° 5).

Posteriormente entre los 4.100 m y 3.500 m aproximadamente, se ingresa en la “fase de detrito estructurado” (Corte, 1981) donde los glaciares de escombros presentan una superficie de materiales gruesos con crestas longitudinales y grietas de contracción en la parte superior y alimentan el arroyo Vallecitos. Sobre la superficie se pueden observar también depósitos finos, probablemente favorecidos por la criometeorización que produce una gran cantidad de partículas pequeñas las cuales, posteriormente, son redistribuidas por el agua de fusión del hielo y nieve. Mucho de este material más pequeño también es evacuado por el frente de los glaciares depositándose aguas abajo en zonas planas del valle como sedimentos que se los puede considerar como fluvio-glaciares.

### **c) Glaciares rocosos activos de ladera**

Los glaciares activos de ladera (Foto N° 18) presentan formas lobadas en general, más anchas que largas y se encuentran en la base o a media ladera, especialmente en la vertiente norte del valle. Su origen se debe al aporte de avalanchas de nieve y detritos que favorecieron la formación de un permafrost cubierto que se desplazó hacia niveles inferiores por las laderas, incluso llegando a entrar en contacto con los glaciares rocosos de valle.

#### **— Modelado de laderas**

En las paredes del valle se observan formas periglaciares típicas como debris slides y debris flow como consecuencia de la geliflucción activa. Sin embargo, la mayor parte de las laderas están cubiertas por conos y grandes taludes de derrubios, especialmente la vertiente sur perteneciente al cerro Lomas Amarillas, favorecidos por la acción de crioclastismo (Mapa N° 5). Los materiales se movilizan por rodadura, creep o gravedad y al pie de algunas laderas, se reconocen rocas fragmentadas por el impacto generado por caída de las mismas. Son comunes también avalanchas rocosas que al iniciarse son precedidas, en ocasiones, por fuertes sonidos similares a disparos de armas de fuego.

Finalmente hay que mencionar la presencia de conos nivo-torrenciales en la vertiente noroeste del valle y que, como su nombre lo indica, son producto de las aguas de fusión de nieve que al encontrar un cambio en la pendiente al pie de las laderas producen el abandono de los materiales que transportan (Mapa N° 5).

### **Bibliografía**

Ahumada, A. (2002). Estructuras sedimentarias internas y concentración de minerales pesados en la capa activa. Mendoza, CONICET-CRICYT, IANIGLA.

Buk, E. (2002). Hidrología de ambientes periglaciares. Cuenca Morenas Coloradas – Vallecitos, Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza. Mendoza, CONICET-CRICYT, IANIGLA.

Caminos, R. (1965). “Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza”. En: Revista 20(3): 351-392, Asociación Geológica Argentina.

- (1979). Cordillera Frontal, J.C.M. Turner (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-453.
- Capitanelli, R. (1972) . “La Quebrada de Matienzo: modelado glaciario y periglaciario”. En: Separata del tomo especial IV de Acta Geográfica, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO.
- Corte, A. y Espizúa, L. (1981). “Inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza, Mendoza, Argentina”. Mendoza, CONICET-CRICYT, IANIGLA.
- Espizua, L. (1999). “Chronology of Late Pleistocene glacial advances in the Río Mendoza Valley, Argentina”. En: Global and Planetary Change, N° 22, ELSEVIER.
- Feruglio, E. (1957). “Los glaciares de la cordillera Argentina”. En: Geografía de la República Argentina, Buenos Aires, GAEA. T. VII, Primera Parte.
- Folguera, A y otros (2004). “Hoja Geológica 3369-15, Potrerillos, 1:100.000, Provincia de Mendoza”. En: Boletín N°301, Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentina.
- Giambiagi, L. (2003). “Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal entre los 33°30' y 33°45'S”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent., v.58, N°1, Buenos Aires.
- Gutiérrez Elorza, M. (2001). Geomorfología Climática. Barcelona, Omega.
- Irigoyen, M. (1972). Cordillera Principal, Geología Regional Argentina. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.
- Leiva, J.C. (1999). “Recent fluctuations of the Argentinian glaciers”. En: Global and Planetary Change, 22: 169–177.
- Leiva, J.C., Cabrera, G., Lenzano, L (1986). “Glacier mass balances in the Cajón del Rubio, Andes Centrales Argentinos”. En: Cold Regions Science and Technology, 13: 83–90.
- Pereyra, F. (2002). “Identificación y clasificación de fenómenos de remoción en masa en el valle del río Las Cuevas – Mendoza, Provincia de Mendoza (Argentina)”. En: Simposio Internacional de Geología Ambiental para Planificación del Uso del Territorio, Puerto Varas, Chile.
- Regairaz M. (2002). Efectos del congelamiento del suelo en Mendoza y terminología. En: IANIGLA 93. Mendoza, CONICET-CRICYT.
- Salomón, J. (1969). “El alto valle del río Mendoza”. En: Boletín de Estudios Geográficos, v. XVI, N°62, Instituto de Geografía, UNCUYO.
- Segemar (2006). Puente del Inca, Provincia de Mendoza, Estudio neocientífico aplicado al ordenamiento territorial. Buenos Aires.
- Segemar (s/d). Carta geológica del Cerro Aconcagua 1: 250.000, N° 3369I, Argentina.

Suarez, J. (1983). Rasgos del modelado glaciario en la Quebrada Benjamín Matienzo, Andes Centrales, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. Mendoza, Inca Editorial.

Stappenbeck, R. (1917). En: “Geología de la Falda Oriental de la Cordillera del Plata (Provincia de Mendoza)”. En: Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, XII – 1. Buenos Aires.

Trombotto, D. (2002). El ambiente criogénico actual y el paleopermafrost en el extremo austral de América del Sur. En: IANIGLA 65. Mendoza, CONICET-CRICYT.

Vicente, J. (2005). “La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase pehuenche del Mioceno inferior”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent., v.60, N°4, Buenos Aires.

Wayne, W. y Corte, A. (1983). “Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina”. En: Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 42, Elsevier, Science Publishers B.V., Amsterdam.

## **CAPÍTULO V**

### **Los glacis de piedemonte**

En la provincia de Mendoza, los piedemontes ocupan vastas extensiones de superficie, y son espacios que generalmente comunican los frentes orientales de los cordones montañosos del oeste (Precordillera, Cordillera Frontal y Cordillera Principal) con las planicies del este; presentan diferentes dimensiones que a veces alcanzan decenas de kilómetros de ancho y largo. La extensión no es el único elemento de diferenciación entre ellos, aspectos climáticos, vegetacionales, geológicos y humanos marcan diferencias. Por otra parte, estos espacios son contenedores de variadas formas de relieve, tanto estructurales como climáticas como los glacis, formas muy extendidas y generadas bajo condiciones áridas.

En varios puntos de la provincia se pueden observar dos niveles, el Glacis superior y el Glacis principal o inferior. Cada uno de estos es el resultado de la erosión difusa y mantiforme del agua y el escalonamiento se da en función de ascensos tectónicos y de fluctuaciones climáticas. Las diferencias de alturas relativas entre los niveles de glacis, en general, disminuyen con el aumento de la distancia al borde de la montaña y muestran con ello, que el ascenso de ésta es un factor importante en la evolución de los escalonamientos (Garleff, 1989). Paralelamente a los movimientos tectónicos, los glacis reflejan una actividad morfodinámica determinada por el clima, como en el caso de fases áridas o semiáridas con lluvias torrenciales.

---

## **A. Los glacis del piedemonte oeste de la Ciudad de Mendoza**

Al oeste de la Ciudad de Mendoza, se desarrolla un dilatado piedemonte que se relaciona con la Precordillera (Foto N° 1). Comienza alrededor de los 1.500 m s.n.m. y su extensión hacia el oriente puede variar entre 10 y 20 km. El clima de la región ofrece condiciones de aridez con precipitaciones que alcanzan un promedio de 200 mm anuales, a veces torrenciales en los meses de verano. La vegetación natural es una estepa arbustiva pobre, típica de ambientes secos, alterada por procesos de degradación antrópicos a través de pastoreo, tala, incendios, etc.

Este piedemonte está formado principalmente por un importante glacis de erosión con dos niveles, formados por la combinación de fenómenos tectónicos y erosivos y, en su parte terminal, presenta la correspondiente playa que es asiento de gran parte de la ciudad capital de Mendoza.

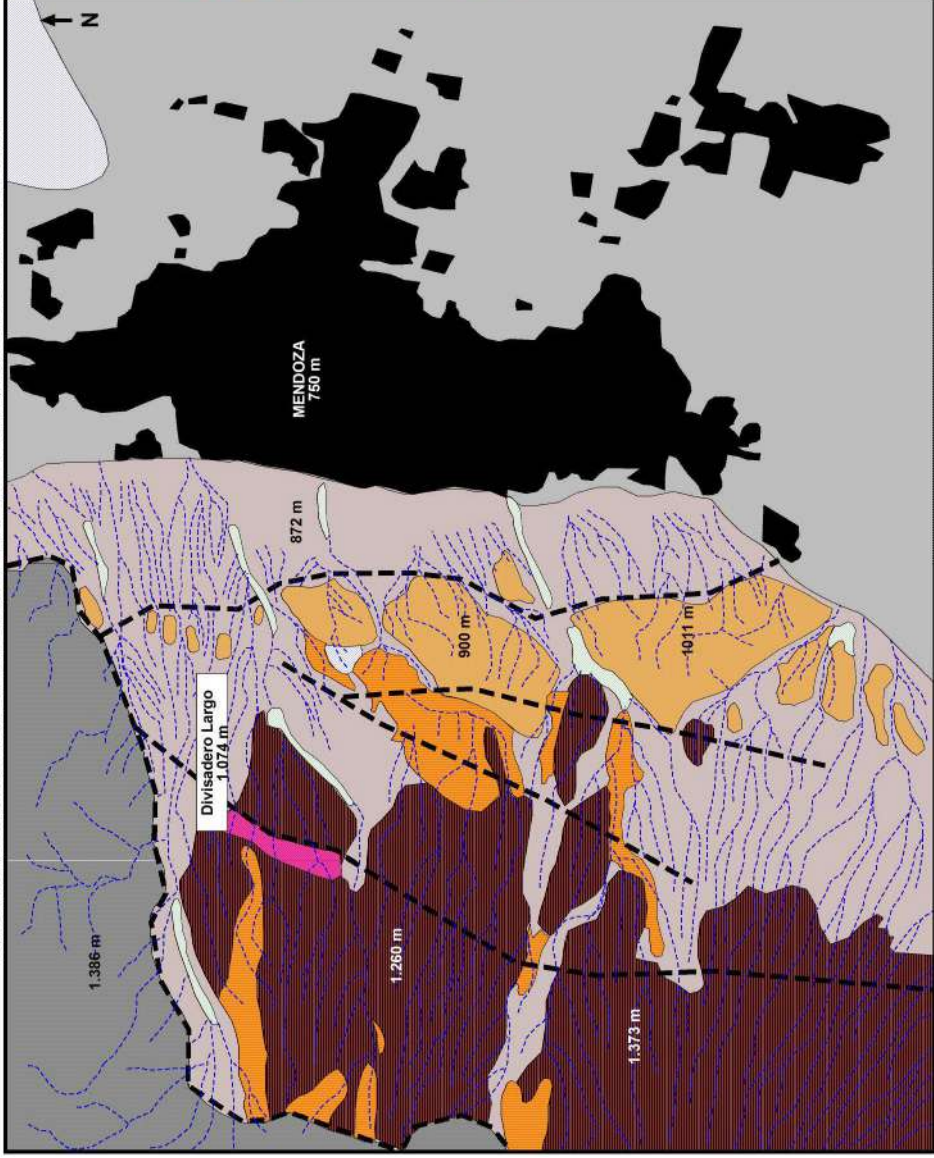
Los glacis sin embargo, no son las únicas formas del relieve en esta área, los mismos están acompañados por otras formas de modelado que a pesar de ocupar extensiones más reducidas, no dejan de tener su importancia en el paisaje (Mapa N° 1).

### **— Formas estructurales**

- **Precordillera**

La Precordillera es un Macizo Antiguo que en Mendoza toma el nombre de Sierra de Uspallata y su fisonomía actual es resultado de una evolución que se inicia con un plegamiento en el Paleozoico. Posteriormente la erosión actuó durante el Mesozoico transformando al relieve en una penillanura para, finalmente, producirse su sobrelevantamiento durante el Terciario a causa de la formación de la Cordillera Principal al occidente (Orogenia Andina).

# GEOMORFOLOGÍA DEL PIEDEMONTTE OESTE DE LA CIUDAD DE MENDOZA



## LEYENDA

### FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Macizo antiguo (Precordillera)
- Crestas en materiales triásicos
- Carrillada de piedemonte
- Hog - Back en areniscas terciarias
- Falla

### MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL

- Uadis
- Glacis superior
- Glacis principal
- Sedimentos lacustres tectonizados
- Sedimentos aluviales modernos

### INSTALACIONES HUMANAS

- Playa edificada
- Playa cultivada

7.39 km

Mapa N° 1



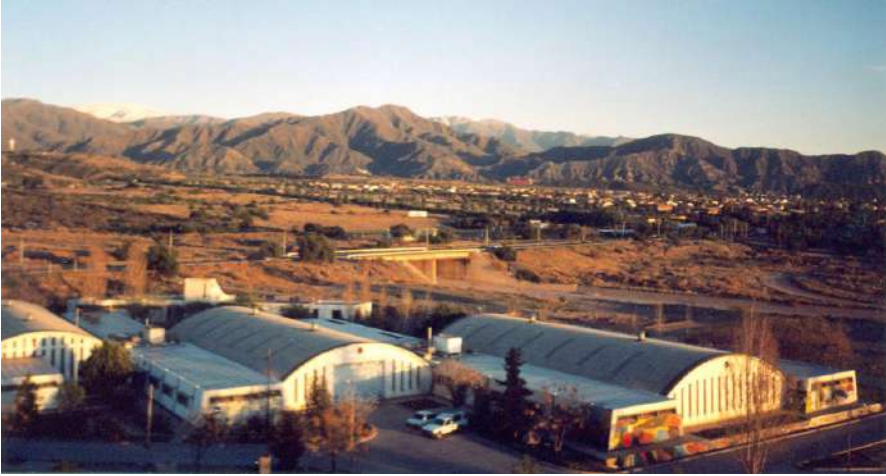


Foto N° 1: Piedemonte oeste de la ciudad de Mendoza donde se destacan un extenso glacis



Foto N° 2: Crestas en materiales triásicos

Su altura media es de 2.500 m y su frente oriental se ubica a unos 18 km al oeste de la ciudad de Mendoza. Presenta un enorme abrupto de falla de 850 m desde su contacto con el piedemonte (Foto N° 1) y los cordones que la componen, en su mayoría paralelos, están separados por estrechas y profundas “quebradas” de rumbo norte-sur y sus frentes aparecen disectados por cursos de agua (uadis) en forma de trapecios con fuertes pendientes, a veces superiores al 30%, que favorecen la concentración de caudales al pie de la misma y permite la formación de algunos colectores principales, los que por escurrimiento concentrado se inscriben en el glacis.

Estructuralmente está compuesta por rocas del Paleozoico y Triásico y en su frente oriental aparecen calizas, dolomías y lutitas cámbricas, calizas, margas, lutitas, areniscas y conglomerados ordovícicos y areniscas y limonitas del Cretácico superior. El Triásico medio y superior está representado por conglomerados, areniscas, arcillas, limonitas y tobas.

- **Crestas de materiales triásicos**

En su formación intervino la tectónica cuaternaria al elevarlas y bascularlas. Prácticamente en todos los casos están asociadas a importantes fallas como por ejemplo la falla inversa del Divisadero Largo. Las crestas se identifican en el paisaje por sus coloraciones rojizas, oscuras, blanquecinas, etc. (Foto N° 2) y presentan reversos con una capa dura en la parte superior y sedimentos blandos en la parte inferior que configuran frentes ligeramente cóncavos a veces con bad land incipientes a causa de la erosión hídrica y también es común la caída de derrubios por gravedad provenientes de las capas superiores. A su vez, los reversos pueden estar disectados por erosión fluvial de manera cataclinal, llegando en ocasiones a generar brechas cataclinales. Estas formas monoclinales están compuestas por rocas del Triásico como areniscas, lutitas, limonitas arcillas, tobas de edad media a superior.

- **Cerrilladas de piedemonte**

La evolución geomorfológica del piedemonte estuvo notoriamente marcada por los impulsos neotectónicos del Terciario superior y del Cuaternario (Polanski, 1963) que ascendieron con gran intensidad a la Precordillera, resultando en intensos procesos de erosión en función de las nuevas pendientes y la acumulación correspondiente de sedimentos en las partes bajas.

Sedimentos torrenciales del Plioceno superior, (Fm. Mogotes) así originados, fueron posteriormente tectonizados elaborando al oeste de la Ciudad de Mendoza, cerrilladas que presentan un alineamiento general norte – sur y se ubican a 12 km del borde oriental de la Precordillera. Sus alturas absolutas oscilan entre 900 y 1.090 m con vertientes cortas y abruptas, compuestas de materiales poco cementados como areniscas, arcillas, conglomerados, etc. Un exponente de este tipo de geoformas es el conocido Cerro de la Gloria.

Desde las cerrilladas (Foto N° 3) descienden innumerables cursos de agua con una densidad de drenaje a 17-19 km/km<sup>2</sup> generando un fuerte abarrancamiento. Los barrancos se forman por la débil cohesión del conglomerado dominante, la fuerte pendiente y la pobre cobertura vegetal de las laderas (arbustos – hierbas). Todo facilita la concentración del agua que conduce a la incisión de los cauces elementales que, con cada precipitación torrencial, se profundizan y multiplican generando llamativos bad land. Las cerrilladas presentan restos de glacia superior en sus partes altas (Viers, 1966), por lo que su levantamiento estaría relacionado con ascensos neotectónicos del Cuaternario que ayudaron también al escalonamiento de los glacia y la estructuración de las crestas.

- **Hog - back en areniscas terciarias**

Son capas duras inclinadas, en algunos casos llegando prácticamente a la vertical (Foto N° 4), por efectos de la tectónica, posiblemente contemporánea a la elaboración de las crestas y cerrilladas, y se sitúan, en su mayoría, al oeste de éstas últimas y vistas desde el aire aparecen como “barras paralelas”. Por su consistencia litológica y verticalidad cuando afloran en los cauces de los uadis, favorecen la formación de plataformas de aterrizaje de materiales, disminuyendo la velocidad del escurrimiento y deteniendo el material en tránsito. La dinámica de sus vertientes es variada encontrándose derrubios por gravedad a veces de considerable tamaño y otras de granulometría menor que forman pequeños conos de derrubios al pie de las laderas. La soliflucción también se manifiesta en esta unidad llegando a formar reducidas coladas de barro que se originan en los bancos blandos y finos (limo-arcillosos) intercalados entre bancos duros de areniscas conglomerádicas. El deslizamiento es favorecido por la posición vertical de las areniscas de edad miocénica (Fm. Mariño).

## **Sedimentos lacustres mesetiformes**

Son limos lacustres y se ubican al oeste y noreste de la ciudad. Estos, una vez depositados, fueron tectonizados y disectados por cursos de agua esporádicos, adquiriendo el aspecto de numerosas y pequeñas mesetas.

### **— Formas climáticas**

- **Los Glacis**

Se distinguen dos niveles de glacis; un primer nivel o Glacis superior que se eleva a unos 60 m sobre el segundo nivel o Glacis inferior o principal. El primero con pendientes entre el 5 y 8 % tiene aspecto mesetiforme, con superficies planas, vertientes abruptas y se encuentra muy disectado por la erosión lineal. Muestra formas estrechas y alargadas en el sentido oeste-este y ocupa una superficie notablemente menor que el segundo nivel. Si bien en ambos casos son glacis erosivos, presentan una cubierta de detritos mal rodados y parcialmente cementados por calcáreos.

El Glacis inferior representa una superficie más extensa (Foto N° 1) y está inclinado hacia el este con pendientes de 6 a 2% y presenta un perfil longitudinal ligeramente cóncavo (por sus dimensiones parece rectilíneo) y un transversal ligeramente convexo. Se encuentra incidido por numerosos uadis que nacen en la Precordillera que pone en evidencia que los grandes glacis de Mendoza son formas heredadas y que los procesos erosivos actuales los desfiguran ya que en la actualidad no se está elaborando ningún glacis.

En su parte inferior se funde gradualmente en la playa que es asiento de la mayor parte de la ciudad de Mendoza y en ningún caso pueden asimilarse los glacis a formas construidas porque, bajo la cubierta aluvial, aparece el sustrato erosionado, con estratos diversamente inclinados y cortados por la superficie del glacis. Se habla entonces de glacis de erosión cubiertos. La cubierta de los glacis es un breve episodio terminal ya que para que el sustrato sea erosionado, ha sido necesario que durante el moldeamiento del glacis éste permaneciera prácticamente denudado.

### **Glacis superior**

Son superficies de erosión elaboradas bajo un clima seco de las que sólo quedan restos en tiras paralelas orientadas en sentido de la pendiente general

(W-E) y perpendiculares a la montaña pero sin estar adosadas a ella. Sus partes superiores son planas, con vertientes abruptas y éstas plataformas han sido elaboradas sobre materiales triásicos y terciarios. Presentan una cubierta de sedimentos con diferentes espesores y los materiales que componen la cubierta están poco rodados y depositados posiblemente cuando el glacis había dejado de modelarse. Los sedimentos que conforman esta cobertera se los conoce como Fm. Los Mesones (Polanski, 1962) de edad plesitocena inferior y de origen torrencial.

- **Glacis Principal**

Se encuentra en un nivel topográficamente inferior, con pendientes que oscilan entre 6 y 2%. Ha sido elaborado bajo un clima seco y presenta una cubierta de materiales detríticos que cubre estratos terciarios y triásicos a los que truncó la rampa erosiva (Foto N° 5). Esta geoforma se encuentra terrazada en algunos sectores y a lo largo de los uadis (Foto N° 6) y en los interfluvios se manifiestan arroyadas difusas cuyos hilos de agua buscan su nivel de base en los colectores mayores.

Los materiales de la cubierta del glacis son sedimentos torrenciales (fanglomerados) con clastos mal rodados (gravas, areniscas y limos) y con frecuentes costras salinas intercaladas a pocos centímetros de la superficie, interfiriendo la normal infiltración. Esta cubierta procedería de un “espesamiento tardío de los aluviones en tránsito, en un periodo en el que los glacis habían dejado de modelarse” (Viers, 1966) y se los conoce como Fm. Invernada (Polanski, 1962) de edad pleistocena media a superior. Sobre la cubierta de los glacis se dan algunos abanicos aluviales en algunos casos coalescentes.

- **Terrazas fluviales**

La inscripción de los uadis en el Glacis principal se realiza en dos etapas de las cuales dan testimonio los dos niveles de terraza. Son producto de cambios climáticos y las divagaciones de los cursos, a menudo, las han hecho desaparecer o sólo quedan restos de la más alta o antigua. Los remanentes de terraza están unidos a la base de las vertientes del Glacis principal y tienen el aspecto de estrechas bandas limitadas por un pequeño talud.

- **Playa**

Es el campo de expansión de los derrames provenientes del glacis y está inclinada suavemente hacia el noreste y se extiende entre las cotas de 800 y 700 m de altitud. Está edificada o cultivada, lo que ha determinado que su morfología original esté totalmente modificada por el hombre.

- **Sedimentos aluviales modernos**

Tapizan el fondo de los uadis y son depositados, especialmente, durante las crecidas torrenciales estivales y están compuestos por rodados heterométricos y de variada composición.

---

## **B. Piedemonte oeste de la Ciudad de Malargüe**

El piedemonte que se desarrolla al oeste de la ciudad de Malargüe, se diferencia del de la ciudad de Mendoza por desarrollarse al pie de la Cordillera Principal, por su clima más fresco, vegetación y por sus relieves entre otros contrastes. Sin embargo, una característica morfológica los une y es la existencia de vastos planos inclinados (glacis) dominando el paisaje.

### **— Los glacis**

El piedemonte oeste de la ciudad de Malargüe, capital del departamento más extenso de la Provincia de Mendoza, se destaca por la importancia de importantes planos inclinados, con pendientes de 6 a 2%, que se funden gradualmente en las llanuras construidas por los ríos Atuel y Malargüe. Estas superficies son, al igual que en el caso del sector occidental del piedemonte de la ciudad de Mendoza, extensos glacis de erosión que en el tramo comprendido entre la ciudad de Malargüe al sur y la estancia Chacay al norte, se encuentran dos niveles topográficos, el principal o inferior y el superior (Mapa N° 2).

- **Glacis Superior**

Del Glacis superior quedan relictos perpendiculares al frente cordillerano que se ubica al oeste. Su edad, al igual que el glacis inferior es pleistocénica Foto N° 5: Cubierta de Glacis principal y se presentan como “altiplanicies” con una cubierta de materiales que se asienta de manera angular discordante sobre estratos de areniscas y arcillas inclinadas del Terciario (Foto N° 7). La cubierta son depósitos torrenciales acumulados por antiguos conos aluviales que descendían de la Cordillera Principal una vez finalizada la construcción del glacis y está formada por arenas, gravas y bloques cementados por carbonatos de calcio.

Entre los materiales, la mayoría redondeados o sub-angulosos, se destacan bloques de basalto de importante tamaño provenientes de formaciones volcánicas ubicada al occidente. Los restos de Glacis superior se encuentran a unos 200 m por sobre los cauces actuales y la supervivencia del mismo a la erosión puede haberse debido a la protección que ejerce la propia cubierta superior cementada a modo de “costra” frente a la erosión

- **Glacis Principal**

Tiene un amplio desarrollo en el piedemonte y afectan sedimentos terciarios (areniscas y arcillas continentales) o cretácicos (arcillas-areniscas continentales o calizas marinas). Esta geoforma pleistocénica se originó a causa de procesos de erosión – depositación por arroyadas en manto provenientes de la cordillera o por escurrimientos originados en los reversos de crestas generando glacis de reversos. Sus pendientes longitudinales presentan una media del 5% y en sectores están cubiertos por conos aluviales recientes y activos durante tormentas estivales (Foto N° 8).



Foto N° 3: Cerrillada de piedemonte con laderas disectadas por la erosión lineal



Foto N° 4: Hog back en areniscas terciarias



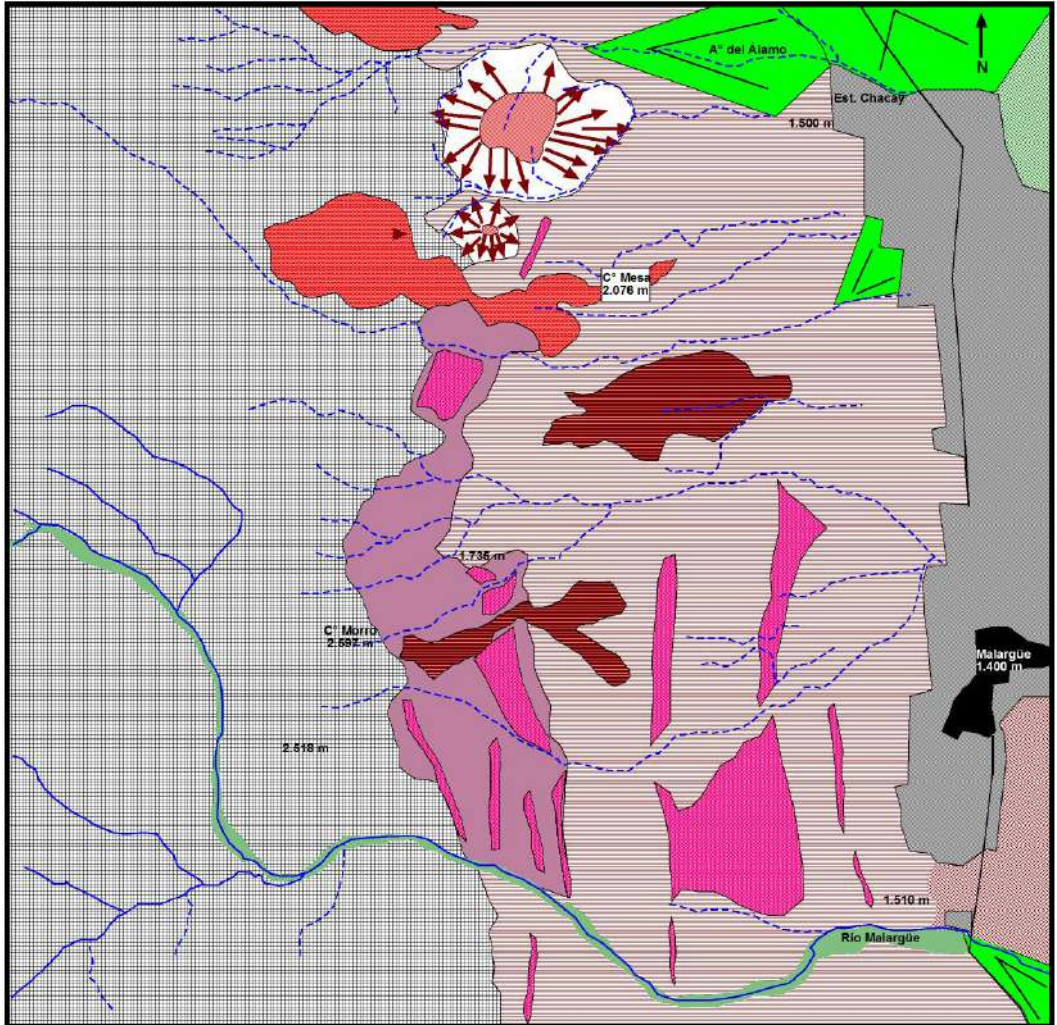


Foto N° 6: Glacis Principal disectado y terrazado por un uadis



Foto N° 7: Glacis superior en el piedemonte de Malargüe

# GEOMORFOLOGÍA DEL PIEDEMORTE OESTE DE MALARGÜE



## LEYENDA

### MODELADO HÍDRICO Y FLUVIAL

- Curso permanente
- Curso temporario
- Glacis superior
- Glacis principal
- Playa
- Planicie fluvial
- Cono aluvial
- Sedimentos aluviales modernos

### FORMAS y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Cordillera Principal
- Área de crestas, anticlinales y sinclinales
- Cresta o cuesta

### MODELADO VOLCÁNICO

- Colada de lava con sup. lisa
- Mesa

### MODELADO DE LADERAS

- Erosión lineal

### INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta
- Área urbana
- Área agrícola



Mapa N° 2



Foto N° 8: Glacis principal

El Glacis principal está disectado por cursos temporarios (uadis) y por el cauce del río Malargüe que desciende de la región montañosa y con dirección oeste – este y se dirige hacia la Laguna de Llancanelo. El glacis presenta una playa en su parte terminal al oriente casi completamente urbanizada o destinada a fines agrícolas – ganaderos, reconociéndose únicamente en su estado original al sur de la ciudad de Malargüe con sus materiales provenientes del oeste ya que constituye un área de expansión y acumulación de sedimentos debido a su escasa pendiente. La playa paulatinamente hacia el este se funde con la planicie aluvial

En varios sectores el Glacis principal se encuentra afectado por la acción negativa del hombre a través de sobrepastoreo de cabras y la tala de la vegetación natural lo que ha favorecido la erosión lineal del agua y la consecuente formación de cárcavas muy activas durante las lluvias estivales y de médanos y nebkas que son el producto de la acumulación de arenas provenientes de la meteorización de formaciones rocosas presentes en el área y la presencia de vientos regulares.

## — Formas estructurales

- **Cordillera Principal**

El piedemonte de Malargüe se desarrolla al pie de la Cordillera Principal que se visualiza al oeste con alturas promedio de 3000 m.s.n.m. (Mapa N° 2). En el área de estudio está integrada mayoritariamente por rocas volcánicas pliocénicas compuestas por conglomerados y aglomerados basálticos y dacíticos con fragmentos de piedras pómez (Dessanti, 1978) y holocénicas como ocurre en el Cerro El Morro, centro eruptivo edificado por basalto y acumulación de escorias, lapillis y cenizas basálticas de color rojizo o negruzco y desde donde se han derramado coladas de lava en bloque. Su actividad se relacionaría con erupciones históricas por lo que se lo debe considerar como un centro activo (Dessanti, 1978) (Foto N° 9).

- **Coladas y mesas lávicas**

Algunas coladas la lava procedentes de la cordillera llegaron hasta el piedemonte cubriendo los relieves preexistentes como ocurre en el denominado C° Mesa que es una dilatada colada básica se superficie lisa y que resalta claramente en el paisaje tanto al ingresar o salir de la ciudad de Malargüe hacia el norte. Por otra parte, restos de estas coladas pliocénicas constituyen mesas basálticas muy afectadas sus laderas por la acción de las aguas torrenciales (Mapa N° 2).

- **Crestas y cuestras**

Las crestas y cuestras se destacan con diferentes inclinaciones y afectan capas de sedimentos cretácicos y terciarios. Aparecen en gran número en todo al ámbito del piedemonte y en los contrafuertes de la Cordillera Principal, constituidas, en la mayoría de los casos, por amplios reversos de estratos duros y empinados frentes donde es recurrente el afloramiento de sedimentos blandos que son afectados por la erosión hídrica generando cárcavas en ocasiones de gran extensión. Éstas formas fueron erigidas por la tectónica Andina terciaria que plegó la cordillera y generó también un sistemas de anticlinales y sinclinales en los contrafuertes orientales de dicha cordillera y

que, posteriormente, sufrieron retoques tectónicos y erosivos durante el Cuaternario adquiriendo su fisonomía actual (Foto N° 10).

En el reverso de algunas crestas se han encontrado a 14 km de la ciudad de Malargüe, huellas de dinosaurios (saurópodos) que han sido la base para la creación del Parque Municipal Cretácico Huellas de Dinosaurios. Dichas pisadas se encuentran en los niveles cuspidales de estratos de la denominada Fm. Anacleto (Cretácico Superior - 83 millones de años AP) y en estratos de los niveles medios de la Fm. Loncoche (Cretácico Tardío - 70 millones de años AP). Estas últimas, constituyen el principal yacimiento de huellas descubiertas y se han preservado en areniscas calcáreas lacustres de coloración grisácea vinculadas con ambientes deltaicos. Estos ambientes están relacionados con una ingresión marina epicontinental que se extendió desde el Atlántico a fines del Cretácico, cubriendo el norte de la Patagonia y extremo sur de la Provincia de Mendoza (Riga, 2011).

- **Mesas ignimbríticas**

Son formas de modelado que se identifican en el paisaje como “mesas” formadas por depósitos de ignimbritas que se han apostado dentro de cauces o sobre el frente o parte superior de crestas en evidente discordancia angular (Foto N° 11). Este evento eruptivo comenzó con caída de cenizas y lapillis que se encuentran en la base de las ignimbritas y es asociado al Holoceno por Dessanti (1978). Sin embargo, su depositación parece relacionarse más con el Pleistoceno por lo avanzado de su erosión, el grado de cobertura vegetal que presenta y la formación de pátina del desierto en la superficie de las rocas, proceso que necesitaría más de 10.000 años para generarse. Los bordes de los depósitos ignimbríticos están afectados por caída de derrubios de gravedad y en algunos casos se producen derrumbes producto de la alteración de la roca por efectos de la meteorización y posiblemente la ayuda sísmica.



Foto N° 9: Cerro o volcán El Morro



Foto N° 10: Crestas en materiales cretácicos



Foto N° 11: Ignimbritas depositadas en discordancia angular sobre crestas

## **Bibliografía**

- Álvarez, A. y otros (1982). Estudio hidrogeológico del área del Cerro de la Gloria, Challao,, Mendoza, CRAS.
- CRICYT – FLACAM (1993). Proyecto Planificación y ordenamiento ambiental del piedemonte al oeste de la Ciudad de Mendoza. T. I, Mendoza.
- Derruau, M. (1983). Geomorfología. Barcelona - España, Ariel.
- Dessanti, R. (1978). “Descripción geológica de la Hoja 28 b Malargüe (Provincia de Mendoza)”. En: Boletín Servicio Geológico Nacional, 149:1-50, Buenos Aires.
- Duffar, E. (1970). “El problema de los glaciares”. En: Boletín de Estudios Geográficos, v. XVII, N°66, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO.
- (1978). “Carta hidrogeomorfológica del arroyo Papagayos”. En: Deserta v.5. Mendoza, CONICET-CRICYT-IADIZA.
- (1983). “Carta hidrogeomorfológica de la cuenca del arroyo Maure”. En: Deserta, v.7. Mendoza.
- Furque, G. y Cuerda, A. (1972). Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza, Geología Regional Argentina. Córdoba, Academia Nacional de Ciencias.
- García, E. (1951). “Contribución al conocimiento de la Precordillera”. En: Actas de la XV Semana de Geografía, U.N.C., Mendoza, San Juan y San Luis.
- Garleff, K. (1989). “El piedemonte andino de la Argentina, Detección y Control de la Desertificación”. Mendoza, CONICET-CRICYT-IADIZA.
- González Riga, B. y Prámparo, M. (2009). “Informe Técnico de base Parque Cretácico Huellas de Dinosaurios.”(Informe presentado a la Municipalidad de Malargüe). Malargüe, Mendoza. 17 pp.
- Groeber, P. (1946). “Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.I. Hoja Chos Malal”. En: Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(3): 177-208.
- Nulló, F y otros (2005). “Hoja Geológica 3569 – III/3572 – IV Malargüe, escala 1: 250.000”. Buenos Aires, Segemar.
- Pedraza, J. (1996). Geomorfología, Principios, Métodos y Aplicaciones. España, Rueda.
- Polansky, J. (1963). “Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Provincia de Mendoza)”. En: Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Polansky, J. (1954). “Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza”. En: Cuadernos de Investigaciones y Estudios, Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas, 4: 4-10, Mendoza.

Segemar (1999). “Hoja Geológica N 3369-II, Mendoza, Escala 1: 250.000”. En: Boletín Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, N°252.

----- (2002). “Carta de Peligrosidad Geológica 3389-II, Mendoza, Escala 1:250.000”. En: Boletín Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, N°324.

Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W. (2005). “Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent., v.60, N°4, Buenos Aires

Viers, G. (1966). “La morfología del piedemonte andino en la provincia de Mendoza; los hechos y las concepciones antiguas”. En: Boletín de Estudios Geográficos, v.XIII, N°52, Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO.

Yagupsky, D., Cristallini, E., Zamora Valcarce, G. y Varadé, R. (2007). “Sistema compresivo sobreimpuesto a un rift oblicuo: aplicaciones en la faja plegada y corrida de Malargüe, sur de Mendoza”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent. v. 62, N°. 1, Buenos Aires.





## GLOSARIO

**Acumulación:** Se produce cuando el viento cesa o el agua desciende por debajo de la competencia necesaria para el transporte de la carga, esta se deposita en el suelo

**Altiplanicies:** Relieve plano o suavemente ondu lado situado a una altura considerable.

**Anticlinal:** Arqueamiento hacia arriba de estratos que forman una estructura abovedada. Es un tipo de pliegue caracterizado porque su núcleo está constituido por las rocas más antiguas de la serie plegada.

**Arenisca:** Roca sedimentaria de origen detrítico formada por arenas conglomeradas.

**Artesa glaciar:** Valle modelado por la acción de un glaciar.

**Bomba volcánica:** Glóbulos de roca fundida cuyo tamaño iguala o supera los 64 mm de diámetro.

**Caldera volcánica:** Es una gran depresión generalmente causada por el hundimiento de una cámara magmática

**Caliza:** Roca sedimentaria compuesta básicamente, de carbonato cálcico más o menos impuro, dura e impermeable, pero soluble en agua con anhídrido carbónico, cuando aquélla penetra por sus poros y fisuras.

**Cárcava:** Reguero de profundidad apreciable e interfluvios afilados. Normalmente las cárcavas se agrupan en redes de tipo arborescente y suponen una fase bastante avanzada de la degradación del suelo.

**Conglomerados:** Rocas detríticas formadas por cantos de tamaño superior a varios milímetros generalmente cementados.

**Cono monogenético:** Cono volcánico de baja altitud generado durante una erupción.

**Conos aluviales:** Formas semicónicas que se producen cuando flujos de agua y sedimentos confinados llegan al pie de las montañas produciéndose entonces una reducción del poder de la corriente, una eliminación del confinamiento y una sedimentación de la carga (fundamentalmente la de mayor tamaño).

**Cordilleras de plegamiento:** Alineación sensiblemente unidireccional de una serie de montañas más o menos ligadas entre sí topográfica y genéticamente.

**Crestas:** Relieve estructural cuyos estratos se encuentran inclinados a causa de la tectónica a más de 70° en una sola dirección.

**Cuenca de sedimentación:** Depresión rellena de materiales sedimentarios.

**Cuenca hidrográfica:** Superficies cuyas aguas van a desembocar al mismo punto.

**Cuesta:** Relieve estructural cuyos estratos se encuentran inclinados en una sola dirección. Su génesis requiere la alternancia de estratos de rocas con distinta resistencia.

**Debris flow:** Flujo de derrubios y barro.

**Diaclasa:** Fractura de la roca que no implica desplazamiento de ningún bloque. Se pueden formar por plegamiento, por enfriamiento y desecación y por distensión al eliminarse una cobertura rocosa.

**Dolina:** Depresión cerrada, de planta circular. Su origen está ligado, fundamentalmente, a procesos de disolución en calizas, aunque se generan también en otras rocas solubles, como el yeso. La disolución puede estar favorecida por factores como la actividad interna de una capa freática, o la existencia de una red de diaclasas dirigiendo la penetración del agua en profundidad.

**Domo:** Forma abovedada sobre la superficie.

**Dorso de cuesta:** También denominado reverso de cuesta, es la vertiente más suave de una cuesta. Coincide con un estrato de rocas resistentes.

**Drenaje:** Escurrimiento de aguas en una red hidrográfica.

**Duna:** Montículo de arena transportada por el viento cuya disposición y forma dependen de las características del viento.

**Erosión:** Término general que expresa la degradación y destrucción progresiva del relieve provocada por la acción de diversos agentes (agua, viento, hielo, etc.).

**Escarpe:** Pendiente netamente más acusada que las vecinas, compuesta de una cornisa y un talud. Los escarpes pueden ser de erosión, de falla y de línea de falla.

**Escoria volcánica:** Lava esponjosa de los volcanes.

**Espeleotema:** La palabra, procedente del griego “depósito de las cavidades”, se refiere generalmente a depósitos minerales secundarios formado en cavernas.

**Estalactita:** Concreción calcárea que se forma en el techo de las galerías kársticas y progresa hacia el suelo. Su génesis está en la precipitación de carbonato cálcico disuelto en las aguas de infiltración.

**Estalagmita:** Concreción calcárea formada por precipitación de carbonato cálcico disuelto en las gotas de agua caídas del techo de una galería subterránea. Progresa de abajo hacia arriba pudiendo enlazar con una estalactita, originando formaciones columnares.

**Estratificación:** Disposición que presentan las rocas sedimentarias en capas superpuestas. Cada una de estas capas, constituidas por material mineral o fragmentos de rocas, recibe el nombre de estrato.

**Estratovolcán:** Tipo de volcán cónico y de gran altura, compuesto por múltiples capas de lava endurecida y piroclastos,

**Estría glaciar:** Éstas se producen cuando el hielo contiene trozos de roca que marcan surcos en el lecho de roca. La dirección de las estrías se puede determinar el desplazamiento del flujo glaciar.

**Estructura fallada:** La disposición que presentan las rocas se caracteriza por las deformaciones de fractura. Esta estructura es típica de las rocas rígidas. En las coberteras sedimentarias puede encontrarse como respuesta a la ruptura del zócalo infrayacente o a fuerzas internas que sobrepasan su límite de plasticidad.

**Estructura monoclinal:** Los estratos presentan una disposición inclinada en una única dirección. Este buzamiento puede deberse a un basculamiento de origen tectónico o a una adaptación de los sedimentos a la pendiente del sustrato.

**Estructura plegada:** La disposición de los estratos traduce una deformación tectónica debida a fuerzas de compresión.

**Falla inversa:** Falla en la cual el material situado encima del plano de falla asciende en relación con el material situado debajo.

**Falla:** Fractura de las rocas acompañada de un desplazamiento de los bloques.

**Flujo piroclástico:** Mezcla de gases volcánicos calientes, sólidos calientes y aire atrapado que se mueve a nivel del suelo y a altas velocidades que resultan de ciertos tipos de erupciones volcánicas.

**Formas de modelado:** El término modelado se refiere al conjunto de formas de la superficie terrestre cuya definición requiere un agente o proceso de erosión. Las formas estructurales, aunque realizadas por la erosión, se definen recurriendo a la tectónica.

**Fosa tectónica:** Depresión de origen tectónico de forma alargada y limitada por fallas más o menos levantadas.

**Fractura:** Ruptura que se produce en las rocas por la acción de las fuerzas tectónicas. No implica desplazamiento de bloques.

**Frente de cuesta:** Vertiente más abrupta de una cuesta. Se compone de cornisa y talud.

**Gelifracción:** Expresa la fragmentación de una roca por efecto de la congelación del agua contenida en poros o fisuras.

**Glaciar:** Acumulación de hielo que procede de la transformación de la nieve y sometido a un desplazamiento.

**Glacis:** Planos inclinados en el piedemonte con una pendiente muy suave y que están recubiertos por una película de detritos, por lo general poco potente. Constituyen la transición entre las zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y la sedimentación.

**Haloclastia:** Consiste en la fragmentación de la roca debida a las tensiones que provoca el aumento de volumen que se producen en los cristales salinos. Estos se forman cuando se evapora el agua en las que están disueltas. Las sales, que están acogidas en las fisuras de las rocas, presionan las paredes, a manera de cuña, hasta romperlas.

**Hog-back:** Estratos duros inclinados verticalizados o muy cercanos a la vertical a causa de la tectónica.

**Horst tectónico:** Elevación resultante de una tectónica de fractura. Está formado por un bloque elevado entre dos hundidos.

**Ígneas:** De origen volcánico (rocas). Pudiendo ser intrusivas o extrusivas.

**Ignimbrita:** Roca y depósito volcánico formado por flujos piroclásticos.

**Interfluvios:** Espacio comprendido entre dos talwegs (línea que une los puntos bajos de un valle)

**Karst:** Término de origen servocroata que designa las formas de relieve resultantes de la disolución de la roca caliza por el agua, caracterizadas por la presencia de importantes depresiones, circulación subterránea de aguas y escaso drenaje superficial.

**Lacustre:** Relativo a los lagos.

**Ladera:** Flanco de una montaña.

**Lapiaz:** Forma de modelado kárstico. Surcos y acanaladuras formados por disolución sobre la roca caliza en superficie, de varios tamaños, desde unos centímetros a varios metros. Se dan numerosos tipos y formas, desde los de aristas agudas a las redondeadas.

**Lapilli:** Conjunto de los pequeños trozos de lava que arrojan los volcanes en erupción.

**Lava:** Material incandescente que brota desde cualquier grieta de la corteza terrestre producto de una erupción volcánica.

**Macizo antiguo:** Conjunto de relieves elevados y elaborados sobre estructuras viejas que datan por lo menos de la era primaria, donde las plutonitas y las rocas cristalofílicas son frecuentes o dominantes y donde los aplanamientos cubren una proporción importante de la superficie.

**Materiales sedimentarios:** Constituyen las rocas sedimentarias y proceden más o menos directamente de otras rocas anteriores destruidas por agentes geológicos externos y depositadas en el fondo del mar, de los lagos, de los ríos y en la superficie terrestre.

**Mesa:** Elevación aislada de superficie plana y pendientes escarpadas, formada por estratos horizontales.

**Meseta:** Superficie llana o ligeramente inclinada en una determinada dirección, cortada por valles y situada a cierta altitud respecto al nivel del mar. En ella se suele distinguir el encajamiento de los valles.

**Meteorización mecánica:** La meteorización mecánica o física consiste en la ruptura de las rocas a causa de esfuerzos externos e internos causados por los meteoros. Son sinónimos los términos de disgregación y fragmentación.

**Morrena:** Material glaciario, bien sea en curso de transporte por el glaciar o abandonado durante la retirada glaciario.

**Movimientos orogénicos:** Son movimientos de la corteza terrestre que se producen como consecuencia de una serie de procesos geológicos internos y que ocasionan la formación de montañas.

**Nichos de Nivación:** Acumulación de nieve en depresiones inicialmente poco pronunciadas y profundizadas por la misma nieve.

**Penillanura:** También conocida como superficie de erosión, es una superficie emergida, de poca altura y escaso relieve, producida por el prolongado proceso de erosión de una masa continental.

**Periglaciario:** Formas de modelado ligadas principalmente a la acción de la congelación - descongelación del agua en el suelo, subsuelo o en las rocas, en regiones de altas latitudes y alta montaña.

**Plegamiento andino:** Movimiento orogénico producido en la era Terciaria. Plegó los materiales blandos (sedimentados en el secundario) y fracturó los duros (materiales antiguos).

**Plegamiento herciniano:** Movimiento orogénico de la era Primaria. Los restos de las montañas plegadas en esta orogenia se presentan falladas y metamorfozadas parcialmente.

**Plegamiento:** Dislocación de la corteza terrestre debida a las fuerzas orogénicas que provocan una disposición alternante de los estratos, que se hundien y elevan a causa de la compresión.

**Pliegue:** Ondulación de estratos provocada por una actividad tectónica de compresión.

**Polje:** Valle o depresión cerrada kárstica, con fondo plano y delimitada por bordes más o menos abruptos, en la que se desarrolla mucho más el eje longitudinal. Su génesis está favorecida, en muchos casos, por un condicionante tectónico, líneas de falla, o cubetas sinclinales.

**Pómez:** es una roca ígnea volcánica vítrea con baja densidad.

**Relieve estructural:** Traduce directamente las deformaciones tectónicas que han sufrido las rocas, o la disposición de las series sedimentarias si no ha habido esfuerzos tectodinámicos. Cuando la erosión no lo ha modificado, se habla de

relieve primitivo, por el contrario, si ha sido modificado, manteniendo aún la relación inicial entre topografía y estructura, se denomina relieve derivado.

**Rocas aborregadas:** Son formadas cuando la abrasión glaciar alisa la suave pendiente que está en el frente del hielo glaciar que se aproxima y el arranque aumenta la inclinación del lado opuesto a medida que el hielo pasa por encima de la protuberancia. Estas rocas indican la dirección del flujo del glaciar.

**Rocas detríticas:** Resultan de la sedimentación de materiales gruesos o finos procedentes de la fragmentación de rocas preexistentes, arrancados y depositados por algún agente externo. Esta sedimentación se hace mecánicamente, por la simple acción de la gravedad.

**Sinclinal:** Arqueamiento hacia abajo de estratos. Es un tipo de pliegue que se caracteriza porque su núcleo está ocupado por las rocas más recientes de la serie plegada.

**Soliflucción:** Consiste en un desplazamiento que afecta a una masa de fango desplazada sobre un basamento estable. Afecta únicamente a los materiales arcillosos susceptibles de transformarse en fango por el aumento de su contenido en agua líquida, lo que provoca un cambio de densidad, del peso y del volumen, que favorece el desplazamiento a lo largo de la pendiente.

**Superficie de erosión:** Extensión de terreno prácticamente llana, originada por procesos de erosión que han arrasado las estructuras preexistentes. Los dos tipos fundamentales de superficies de erosión son la penillanura y el glacis. Estos responden a procesos morfogénéticos diferentes.

**Talud:** Porción de una vertiente dotada de fuerte pendiente, talud de escombros, talud de terraza, talud de fragmentación, etc.

**Tectónica:** Disposición que adquieren las rocas por la intervención de las fuerzas internas de la Tierra.

**Termoclastia:** Es la fragmentación de la roca debido a los cambios de temperatura bruscos. Las dilataciones y las contracciones producidas por los cambios de temperatura producen tensiones en las rocas que terminan por romperla.

**Terraza fluvial:** Estructura plana en forma de banco producida por una corriente de agua, que quedó elevada conforme a la corriente erosionaba en sentido descendente. Está formada por un rellano y un escarpe.

**Túmulo volcánico:** Montículo sobre la superficie de la lava.



**Valle colgado:** Valle secundario que desemboca en el principal mediante un escalón de pendiente debido a la erosión glaciárica

**Vega:** Porción de terreno regado por las aguas de un río, y que, por tanto, coincide más o menos con el fondo del valle o llanura de inundación o aluvial.

**Volcán:** Elevación formada por la eyección de materiales a través de una abertura que lo comunica con el interior de la Tierra.

## DATOS DEL AUTOR

**Raúl Alejandro Mikkan** es Profesor de enseñanza Media y Superior en Geografía y Licenciado en Geografía. Obtuvo el grado de Doctor en Geografía en la Facultad de Filosofía y Letras de la UNCUYO con la Tesis: “Fenómenos catastróficos naturales del Gran Mendoza”.

Fue Becario del Consejo de Investigaciones de la UNCUYO en las categorías de Iniciación y Perfeccionamiento entre los años 1987 a 1990. Recibió becas de la Agencia Española de Cooperación Internacional en los años 2000 y 2002 y de la Fundación Carolina y Ministerio de Educación, Ciencia y Tecnología de Argentina, en el Programa de Becas de Estancia posdoctoral en el año 2007.

Bajo su tutela, numerosos doctorandos, becarios y pasantes de Universidades Nacionales y extranjeras concretaron sus trabajos de investigación. Ha dirigido proyectos y programas de investigación en el ámbito nacional e internacional.

Dictó cursos de perfeccionamiento en el país y fuera de él, principalmente de Geomorfología que es su especialidad.

Ha realizado estancias de perfeccionamiento fuera del país y desarrolló tareas profesionales en organismos públicos de la provincia de Mendoza.

Actualmente es Profesor Titular de las cátedras Geomorfología, Geología y Dinámica de los Sistemas Naturales, Acciones Antrópicas y Cambio Global de la Carrera de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO.

Es “Investigador Categoría I” en el Programa de Incentivos a los Docentes Investigadores y Evaluador de la Comisión Asesora de Historia, Antropología y Geografía del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Secretaría de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva, Ministerio de Educación, Ciencia y Tecnología.

Cuenta con más de 50 publicaciones en libros, capítulos de libros de su autoría y revistas nacionales e internacionales y es Miembro de Comités Científicos de Publicaciones en revistas nacionales y extranjeras.

Ocupó diversos cargos de gestión dentro de la UNCUYO especialmente como Consejero Superior en representación de profesores Efectivos por la Facultad de Filosofía y Letras de la UNCUYO.

Logró las distinciones de “Ciudadano Ilustre de la ciudad de Mendoza” por parte de la Alianza del Mutualismo Americano en 1994 y la “Orden Domingo Faustino Sarmiento”, otorgada por Casa del Maestro, Mendoza en el 2000 y es Miembro de la Sociedad Española de Geomorfología desde 1998.

## **OTRAS PUBLICACIONES DEL AUTOR**

### **— Libros**

MIKKAN, R. (Ed.), PEÑA, J.L., SANCHO, C., PICKENHAYN, J. y DURÁN, V., (2001), *La Caverna de las Brujas*, Malargüe, Mendoza, Argentina, Centro Interdisciplinario de Estudios Regionales, Ed. Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO, Mendoza.

MIKKAN, R y FERNANDEZ GARGÍA, F., 2003, *Evaluación Global del Medio Geográfico, como base de un ordenamiento racional en el principal corredor Bioceánico del Plan MERCOSUR: Valles del Río Mendoza (Argentina) y Aconcagua (Chile)*, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO, Mendoza, Argentina.

MIKKAN, R., 2004, *Transformación de los escenarios naturales y problemas ambientales en Iberoamérica: el impacto humano*, Cuadernos de Historia de Iberoamérica, OEI, Ed. SM, Madrid, España.

MIKKAN, R., 2007, *Geomorfología volcánica de la Reserva Payunia*, Malargüe, Mendoza, Editorial de la Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO, Mendoza, Argentina.

MIKKAN, R., 2007, *Aguas Salvajes*, Colección Jarilla, Editorial de la Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO, Mendoza, Argentina.

### **— Capítulos de libro**

MIKKAN, R., (1998) *El clima urbano del Gran Mendoza*, en: “Clima y Ambiente urbano en ciudades Ibéricas e Iberoamericanas, Ed. PARTELUZ, España.

MIKKAN, R., 2003, *Geomorfología y Minería en Paramillos*, en: “Minería e Impacto en Mendoza”, serie Libros del CEIDER N° 4, Facultad de Filosofía y Letras, UNCUYO, pp. 9 – 55.