

tomo **II**

RAÚL
MIKKAN

Atlas
geomorfológico
de la provincia
de Mendoza

RAÚL
MIKKAN

Atlas geomorfológico de la provincia de Mendoza

Tomo II



UNCUYO
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE CUYO



FACULTAD DE
FILOSOFÍA Y LETRAS



Mikkan, Raúl Alejandro

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

153 p. : il. ; 21x14 cm.

ISBN 978-950-774-248-4

1. Geografía. Investigación. 2. Geomorfoloía. 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, UNCUYO, Argentina.

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

<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.

Índice

Introducción	9
Capítulo I.....	13
EL MACIZO DE SAN RAFAEL	13
1 - Aspectos estructurales	13
2 - Características generales del relieve	15
3 - Modelados del sector norte	16
a) Formas estructurales	16
— Macizo antiguo y penillanura.....	16
— Relieves dómicos y basculados	20
b) Formas climáticas	21
— Pedimentos	21
— Glacis internos.....	21
— Bad land oriental.....	21
c) Otros relieves.....	22
— Glacis de piedemonte.....	22
— Meseta de Los Ramblones.....	22
— Planicie	23
4 - Modelados del sector central.....	23
a) La montaña.....	23
— Relieve volcánico.....	24
— Modelado eólico	26
b) Relieves vecinos	29
— Médanos	29
— Glacis.....	29
— Planicie y volcanes	29
5 - Modelados del sector sur	30
a) El macizo antiguo.....	30
b) Relieve del área del Volcán Nevado.....	31
— Volcán Nevado.....	31
— Volcán Plateado.....	32
— Mesetas orientales escalonadas	32
— Conos y altiplanicie volcánica occidental	32
c) Centros volcánicos aislados emergentes en planicie fluvial	

oriental	37
Capítulo II	41
DEPRESIONES PERIANDINAS	41
a) Depresión Norte de Mendoza	41
- Formas estructurales	42
— Precordillera	42
— Cerrilladas	43
— Anticlinales de Capdevila y Borbollón	44
Formas climáticas	51
— Glacis	51
— Bajada aluvial	51
— Planicie aluvial	51
b) - Depresión de Los Huarpes	53
1- Aspectos generales y evolución	53
2- Sub - unidades del relieve	55
2.1 - Depresión de Tunuyán	55
- Características generales	55
- Fallas delimitantes	56
- Relieves estructurales	56
— Macizo antiguo	56
— Cerrilladas de piedemonte	57
— Relieve volcánico	58
- Relieves climáticos	58
— Formas eólicas	58
— Glacis	59
— Playa	63
— Valle fluvial	63
— Conos aluviales	63
2.2 - Valle intermontano	63
- Aspectos generales	63
- Génesis del valle	64
- Principales formas del relieve	68
— Glacis	68
— Volcanes	68
2.3 - Glacis del río Diamante	69
- Relieves del sector	69

— Cordillera Frontal	69
— Glacis.....	71
— Conos volcánicos.....	71
2.4 - Piedemonte de la Cuchilla de la Tristeza.....	72
- Morfologías presentes.....	75
— Glacis.....	75
— Cuerpos lávicos e intrusivos	76
— Volcanes.....	76
— Cono del río Atuel.....	82
Capítulo III	85
LA CUENCA DEL RÍO SALADO.....	85
1. La cuenca del río Salado	85
2. Estructura de la cuenca del río Salado	87
3. Geomorfología de la cuenca	88
- Características generales.....	88
- Formas tectogénicas.....	88
— Cordillera Principal.....	88
— Anticlinal de Cañada Ancha	94
- Modelado kárstico.....	94
— Dolinas.....	94
— Rinnenkarren.....	98
— Cavernas	98
- Formas volcánicas.....	98
- Formas climatogénicas.....	99
— Modelado glaciar.....	99
— Modelado periglaciario	103
— Glacis.....	103
— Modelado fluvial.....	103
— Depósitos aluviales	104
Bibliografía	104
Capítulo IV.....	107
CERRILLADAS Y HUAYQUERÍAS	107

1. Características y origen	107
2. Cerrillada de Lunlunta - Barrancas - Carrizal.....	107
3. Cerrillada de Tunuyán	109
– Bad Land o huayquerías	110
4. Cerrillada de Tupungato	114
5. Planicie aluvial.....	115
Bibliografía	119
Capítulo V	121
PLANICIES ORIENTALES	121
1. Aspectos generales.....	121
2. Unidades geomorfológicas	121
- Sector norte.....	121
– Planicie fluvio – eólica.....	121
– Planicie fluvio – lacustre	124
– Paleo-conos aluviales	124
– Planicie fluvio – eólica.....	124
- Sector central	129
– Bajada aluvial de Ñacuñán	129
- Sector sur	129
– Planicie fluvio - eólica	129
– Planicie aluvial del río Atuel.....	133
Bibliografía	133
Capítulo VI	135
GEOMORFOLOGÍA ANTRÓPICA DE PARAMILLOS.....	135
Insertar mapa grande	137
1. Área de explotación.....	136
2. Características geomorfológicas del área minera Paramillos	136
- Macizo antiguo	137
- Otras formas estructurales	142
- Formas climáticas	143
– Glacis de reverso	143
– Conos aluviales	143

— Penillanura alterada.....	144
— Colada de barro.....	144
3. Sitios de explotación minera.....	144
- Vallejos (campamento 1).....	144
- Vallejos (campamento 2).....	145
- Vallejos (campamento 3).....	145
- El Gobernador.....	146
- El Sauce.....	146
4. Relieves creados por la actividad minera.....	146
— Sumideros.....	149
— Bocaminas.....	149
— Acumulaciones.....	150
— Derrumbes.....	150
Bibliografía.....	150
Glosario.....	151

Introducción

El Atlas Geomorfológico de la Provincia de Mendoza fue concebido por el motivo que Mendoza alberga una gran variedad de formas del relieve en su superficie (Figura N°1), sin embargo, no existían suficientes estudios geomorfológicos de los mismos y no se contaba una obra bibliográfica que permitiera reunir y caracterizar la mayor cantidad posible de modelados provinciales.

La primera entrega del Atlas (tomo I), tuvo por objetivo interpretar y ofrecer ejemplos de relieves específicos (volcánicos, kársticos, estructurales, climatogenéticos) que sirvieran como consulta para diferentes finalidades (planificación, evaluación de recursos naturales, ordenamiento territorial, riesgos, etc.) y ser referencia para alumnos, profesionales o público interesado en la temática, desarrollada frente al indudable crecimiento del interés por conocer la geomorfología de Mendoza

Persiguiendo similares objetivos se elaboró el segundo tomo con la pretensión que el lector continúe conociendo los diferentes relieves mendocinos pero en esta oportunidad, los espacios estudiados se refieren a grandes unidades que reúnen tanto modelados estructurales como climáticos, logrando de esta manera representar un mayor número de modelados terrestres para lograr el acercamiento de la Sociedad a los relieves con quienes interactúa permanentemente, fomentando la necesidad de un análisis del paisaje geomorfológico para comprender la articulación y dinámica del espacio natural que la rodea.

El tomo II ofrece los elementos morfológicos del Macizo de San Rafael en el sur provincial, las enormes depresiones periandinas que acompañan los erguidos cordones montañosos occidentales, las cerrilladas de piedemonte talladas por las conocidas “huayquerías”, las dilatadas planicies orientales y la cuenca del río Salado en el Departamento de Malargüe que se destaca por poseer las dolinas kársticas de mayor tamaño de Mendoza. Por último, se incorporó un ambiente que contiene relieves “artificiales” como es Paramillos, enclavado en la Precordillera y donde sus formas naturales han sido intensamente modificadas por la mano del hombre.

Al igual que en la primera entrega del Atlas, cada unidad trabajada es acompañada por su correspondiente cartografía geomorfológica, respetando las cualidades que debe contener un mapa temático de éstas particularidades como herramienta geográfica fundamental para el conocimiento del medio que rodea al humano.

Con esta segunda entrega se concluye un ansiado proyecto que tuvo un esencial apoyo de la Secretaría de Ciencia, Técnica y Posgrado de la Universidad Nacional de Cuyo y de la Facultad de Filosofía y Letras de la misma institución universitaria. Asimismo a todos los que colaboraron para la concreción de la meta final, **¡muchas gracias!**

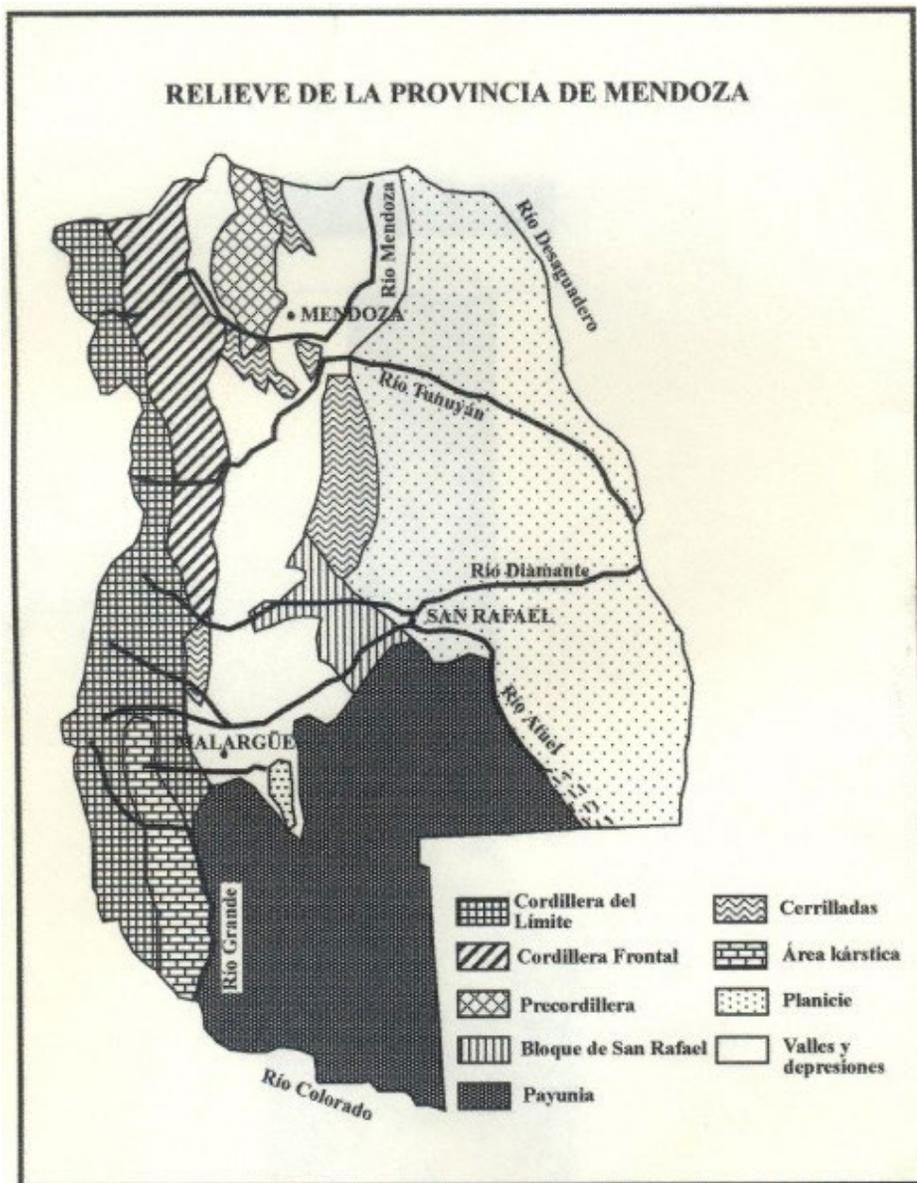


Figura N° 1

Capítulo I

EL MACIZO DE SAN RAFAEL

1 - Aspectos estructurales

El Macizo de San Rafael se ubica en el sur de la Provincia de Mendoza, mayormente en el Departamento de San Rafael y parte en el Departamento de Malargüe, extendiéndose de norte a sur entre los 34° 14' y 36° 21' de latitud sur y de oeste a este entre los 69° 02' y 68° 19' longitud oeste. Sólo 40 km lo separan del frente oriental de la Cordillera Frontal y unos 60 km de los contrafuertes de la Cordillera Principal, con un desarrollo meridiano de 211 km y un promedio de 30 km de ancho.

Es un relieve montañoso complejo, estructurado por plegamientos, fracturas, fallas y un extendido vulcanismo. Se trata de un macizo antiguo elevado por primera vez en el Paleozoico y posteriormente rejuvenecido fundamentalmente en el Terciario en relación con la orogenia Andina que plegó la Cordillera Principal al poniente. Los periodos de sobre-levantamiento comenzaron en el Mioceno medio (15 Ma.) produciendo una primera exhumación del macizo. Folguera (2009) vincula este evento de deformación compresiva a un periodo de sub-horizontalización de la placa oceánica de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana.

Posteriormente, un segundo levantamiento del macizo ocurrió en el Plioceno (6 Ma.), seguido de un empinamiento de la placa de Nazca y la instalación de un régimen distensivo que generó una actividad plio-pleistocena asociada a la emisión de importantes volúmenes de magmas basálticos. Durante el Cuaternario la importante actividad neotectónica en el frente oriental del macizo indica que el proceso de levantamiento está aún activo (Ramos, 1999). Efectivamente esta actividad es clara a través de rasgos morfológicos del borde oriental de la montaña, observándose la presencia de frentes de escarpes que indicarían diferentes estadios de fallamiento moderno y la génesis de sismos

como el famoso terremoto del 30 de mayo de 1929 con epicentro en cercanías de las localidades de Villa Atuel-Las Malvinas (San Rafael) (Cisneros, 2002).

De acuerdo a este esquema evolutivo, no es de extrañar que en la parte superior de la montaña se destaque una extensa penillanura erosiva generada entre los momentos de plegamiento inicial y posterior sobre-levantamiento. Esta penillanura o *penepplanicie* al parecer, fue labrada durante el Jurásico y Cretácico cuando la región estuvo sometida a un largo período de degradación fluvial y eólica como consecuencia de una prolongada quietud tectónica o donde los movimientos de ascenso fueron superados por la erosión.

En general el macizo se caracteriza por la presencia de extensos afloramientos de rocas ígneas permo-triásicas correspondientes al ciclo magmático Choiyoi. Presenta un zócalo precámbrico (rocas básicas, micacitas, migmatitas) con un alto grado de metamorfismo y con intrusiones magmáticas (granitos) acaecidas a partir del cambro – ordovícico. El cuadro geológico se completa con sedimentos cambro – ordovícicos (calizas), devónicos (grauvacas, arcilitas, esquistos con diferentes grados de metamorfismo, basaltos, andesitas, pórfiros, dioritas y granodioritas intrusivas), carboníferos (areniscas micáceas y cuarcíticas, conglomerados, limonitas, lutitas, fanglomerados, conglomerados), pérmicos (tobas, vulcanitas), permotriásicos (basaltos, riolitas, ignimbritas, granitos – granodioritas intrusivas), triásicos (limonitas, lutitas, areniscas, conglomerados) y cenozoicos con sedimentitas continentales fluviales del Terciario y lavas basálticas y andesíticas del Cuaternario (Criado Roque, *et. al.*, 1979).

El basamento está muy tectonizado lo que ha llevado a la generación de numerosas fallas que han sido fundamentales en la eyección de materiales magmáticos permo-triásicos (Grupo Choiyoi) y fueron reactivadas en el Terciario y Cuaternario por efectos de la orogenia Andina. Algunas de éstas fallas fueron aprovechadas por cursos de agua para entallar sus cauces como es el caso del río seco Las Peñas (límite norte del macizo) que escurre a favor de un control estructural oeste – este.

En el relieve del macizo se observa un claro predominio de modelados de fallamiento por sobre plegamientos. El diseño de las fallas presenta un grupo principal de rumbo NW-SE caracterizado por el predominio de fallas inversas y otro secundario ENE -WSW en el cual se asocian fallas directas y de rumbo. A lo

largo de algunas de estas fallas se emplazó una importante actividad magmática terciaria y cuaternaria, generándose formas volcánicas que evidenciarían líneas de debilidad estructural que facilitaron el ascenso del magma. Por tal motivo, se produce un vulcanismo explosivo durante el Mioceno superior alzándose centros eruptivos como El Plateado, Pelado, Peceño y Sierra Chorreada entre otros, que generaron flujos piroclásticos, coladas de lava y cuerpos sub-volcánicos. Posteriormente en el Plioceno el vulcanismo continuo siendo explosivo y como consecuencia de esto se edificó el volcán compuesto El Nevado, constituido por coladas de lava, piroclastitas y cuerpos sub-volcánicos. Finalmente en el límite Plioceno-Pleistoceno, la actividad volcánica pasó a ser efusiva basáltica de retroarco y desarrolló conos dentro y en los bordes del macizo.

2 - Características generales del relieve

El macizo se presenta como un relieve montañoso continuo y una dirección general NNW-SSE. Los cordones que lo componen se denominan Sierra de Las Peñas al norte del río Diamante que alcanza los 1.840 m.s.n.m. en el volcán basáltico Rodeo, mientras que al sur del mencionado río se encuentra la Sierra Pintada cuya altura disminuye llegando hasta los 1.500 m.s.n.m.. Esta sierra cambia de denominación a Sierra del Nevado a la latitud donde se hace presente un paisaje volcánico relacionado con el volcán homónimo.

Al norte el macizo se inicia en el río seco Las Peñas (San Rafael) y se extiende hacia el sur hasta cercanías de la localidad Agua Escondida (Malargüe) donde desaparece bajo el modelado volcánico de Payunia. El macizo en general es asimétrico debido a que su flanco oriental es más empinado y se asocia con fallas de alto ángulo. En contraste, el borde occidental es más suave y se define por una serie de fallas normales.

El relieve se caracteriza por el predominio de formas estructurales (tectogénicas, intrusivas, volcánicas) modificadas por la posterior erosión bajo condiciones de clima seco. En su modelado no se reconoce la acción de glaciares pleistocénicos pero la actividad periglacial bajo condiciones ambientales más frías en el pasado ha dejado algunas evidencias.

Presenta dos importantes ríos permanentes, el Diamante y el Atuel que nacen en la Cordillera Principal y cortan transversalmente al macizo por antecedencia

y sobreimposición a través de profundos “cañones” elaborados a favor de líneas de fallas. Estos cortes han permitido la instalación de centrales hidroeléctricas de gran importancia para Mendoza como Agua del Toro, Valle Grande o los Nihüiles. El resto de la red de drenaje muestra un grado de desarrollo diferente. En el sector occidental de macizo es menos densa con divisorias más extensas, mientras que el oriental se caracteriza por una disección fluvial más intensa.

Para una caracterización más detallada del relieve, se ha dividido al macizo en tres sectores, norte, centro y sur, por presentar modelados con diferentes particularidades:

3 - Modelados del sector norte

a) Formas estructurales

— Macizo antiguo y penillanura

El sector abarca desde la terminación norte del macizo en el A° Las Peñas hasta la latitud del cerro Carrizalito (Mapa N° 1). Comprende la totalidad de la Sierra de Las Peñas al norte del río Diamante y parte de la Sierra Pintada al sur de curso mencionado. En este tramo el vulcanismo tiene poca presencia y la penillanura presenta el mejor desarrollo en la parte superior de la montaña.

En su terminación septentrional el macizo presenta una falla con labio hundido al norte (Foto 1) donde el A° Las Peñas ha elaborado su cauce. La montaña en este sector se encuentra basculada hacia el este, lo que produce que el sector oriental (también recorrido en su base por una extensa falla) presente pendientes más acusadas lo que se traduce en una mayor erosión lineal, claramente observable por la alta densidad de cursos en su mayoría esporádicos. Algunos de éstos, una vez que abandonan la sierra, continúan sus recorridos en el piedemonte alcanzando varios kilómetros de extensión como es el caso de los arroyos (*uadis*) La Tosca, Silva, Agua del Chanco, La Hedionda, La Huella, etc.

La penillanura (Foto 1) ocupa la parte alta del macizo y presenta una topografía suave, sin grandes desniveles, ni líneas de drenaje importantes, y es cubierta, en gran parte, por un manto somero de arenas eólicas cuaternarias.



Foto 1: Vista de la terminación norte en macizo de San Rafael. Se destaca la penillanura en su parte superior



Foto 2: Penillanura del macizo de San Rafael sobre la cual se observan conos volcánicos como el C° Rodeo a la izquierda



Foto 3: Lacolito granodiorítico a la izquierda y relieve de cuesta a la derecha en la Cuesta de Los Terneros



Foto 4: Intrusivo con forma de domo conocido como C° Bola

Polanski (1964) la denominó como la “*antigua planicie de destrucción resurrecta, o sea exhumada*”, y remarcaba que su mejor expresión “*cubre la parcela boreal del Bloque de San Rafael comprendida entre el río Diamante al sur y el río seco de Las Peñas*”.

La penillanura se inclina suavemente hacia el norte a partir del río Diamante. Sobre la superficie de erosión, mayormente diferenciable por la concordancia de cumbres, es posible la individualización de *monadnocks* que se alzan sobre el monótono paisaje de la peneplanicie como el C° Carrizalito (riolitas) con sus 1.338 metros de altura (González Díaz, 1972). La buena individualización de la superficie de erosión es posible ya que la misma se labró principalmente sobre duras rocas paleozoicas (vulcanitas, intrusivos ácidos a mesosilíceos, metacuarcitas, etc.).

El punto más alto del macizo en el sector considerado es el C° El Rodeo, volcán de 1.858 m que se levanta unos 100 m sobre el nivel de la peniplanicie (Foto 2). Este cono aportillado forma parte de un conjunto volcánico de conos pleistocénicos basálticos de 0,5 a 0,7 Ma (Folguera *et. al.*, 2009) que presentan similares morfologías y que han arrojado cortas coladas de lava tipo *pahoehoe*, hoy en gran parte cubiertas por mantos de arenas.

— Relieves dómicos y basculados

En varios puntos del macizo, cuerpos intrusivos correspondientes a un magmatismo meso-variscico se destacan por la generación de formas redondeadas o dómicas. Un buen ejemplo de esto es claramente observable en la denominada Cuesta de los Terneros, transitada por la ruta provincial N° 144, donde un magnífico lacolito granodiorítico perteneciente al Grupo Choiyoi, intruye un manto de ignimbritas riolíticas (Foto 3). Otro ejemplo lo constituye el conocido C° Bola en la misma área, donde un intrusivo permio – triásico de naturaleza silícea, genera un llamativo domo que ha sus pies funcionaron instalaciones de baños con aguas mineralizadas (Foto 4)

Vecino al lacolito de la Cuesta de los Terneros, se aprecia un relieve de cuesta por basculamiento de estratos de Choiyoi generado por la presión ejercida por el intrusivo (Foto 3). Otros relieves monoclinales se deben a reactivaciones tectónicas durante el Cenozoico y están representados por cuestas, crestas y

hog back según el ángulo de inclinación de los estratos y son identificables en numerosos puntos del macizo.

b) Formas climáticas

— Pedimentos

Al este del conjunto volcánico del C° Rodeo (Mapa 1) y favorecida por la inclinación hacia el naciente que presenta el macizo, la acción fluvial trabajó sobre rocas paleozoicas metamorizadas elaborando un pedimento. El mismo presenta una cubierta arenosa y es disectado por cursos de agua esporádicos los cuales incrementan su densidad a medida que se acercan a su nivel de base local en el río Diamante.

— Glacis internos

En el modelado del macizo, se pueden observar zonas deprimidas correspondientes a bloques que no fueron ascendidos con la misma intensidad que el resto de la montaña. Estos bloques, paulatinamente fueron rellenados por sedimentos fluviales (areniscas, limolitas) durante el Mioceno como producto de la erosión de las partes elevadas. Posteriormente en el Cuaternario, y a favor de nuevas pendientes a raíz de nuevos sobre-elevamientos de las áreas positivas y bajo condiciones de clima seco, los sedimentos fueron arrasados por la erosión del agua generándose cortos glacis que luego fueron cubiertos por arenas. Lo descripto es posible de ser observado en el sector que la ruta provincial N° 144 comienza a descender hacia el oeste una vez que ha coronado la Cuesta de los Terneros (Foto 5). En este sitio se pueden identificar dos glacis enfrentados, uno oriental de reducido recorrido y otro occidental más extendido (Mapa 1).

— Bad land oriental

El borde oriental del macizo está disectado por una densa red de cauces secos que excavaron en la estructura aplanada e inclinada del macizo hacia el naciente, un denso sistema de cursos paralelos con barrancas verticales elaboradas en rocas ígneas de edad paleozoica generando un relieve de *bad land*. Los desniveles de las cárcavas son muy pronunciados y crecen las mismas hacia el interior del macizo por erosión retrocedente.

c) Otros relieves

— Glacis de piedemonte

Se desarrollan tanto en el pie oriental como occidental de la serranía (Mapa 1). El de mayor desarrollo al naciente es el correspondiente a la Sierra de Las Peñas. Esta geoforma está cubierta por arenas y sedimentos fluviales cuaternarios (Fm Invernada) generando un relieve sin mayores desniveles relativos. Sin embargo, en algunos espacios, el glacis aparece descubierto como en la loma Agua del Chanco que conforma una divisoria de aguas secundaria entre el arroyo homónimo y el río Seco Silva. En este sitio el glacis aparece generando morfologías mesetiformes y exhibe un gradiente hacia el sudeste que va desde los 1.150 m hasta los 950-900 m de altitud.

El glacis es surcado por una densa red de *uadis* paralelos como el río de Las Peñas y más al sur el río seco Silva, con su tributario el arroyo seco de la Tosca y los ríos secos Agua del Chanco y Hedionda con sus tributarios que vierten sus aguas temporarias en la Ciénaga de Resolana cerca de San Rafael.

— Meseta de Los Ramblones

El río Seco de Las Peñas deja expuesto en su margen izquierda un relieve elevado, conformado por una superficie uniforme y erosionada en su borde meridional por tributarios de este *uadi*. Este relieve corresponde a la meseta de Los Ramblones que abarca el sector inmediatamente al norte del macizo, separado de éste por el mencionado arroyo seco.

Según Polansky (1964), la meseta fue elaborada en el Pleistoceno como una planicie de destrucción sobre sedimentitas mio-pliocenas, formando una superficie que desciende hacia el este y cubierta por un manto de depósitos eólicos del Pleistoceno tardío- Holoceno. Años después Sepúlveda, *et. al.* (2007) ubicó los sedimentos continentales del sustrato erosionado (conglomerados, areniscas, limolitas, arcillas, tobas) en el Plioceno inferior.

Los bordes de la meseta están disectados por cursos esporádicos conformando un área de elevada densidad de drenaje. En este sector erosionado se aprecian restos de glacis principal por lo que la meseta sería entonces un extenso glacis erosionado en sus bordes sur y este por la acción fluvial y cubierto por

sedimentos eólicos (arenas, médanos), alternando con cuencas de deflación elaboradas por acción del viento durante el Pleistoceno - Holoceno. El paisaje se completa con aisladas formas volcánicas sobre la meseta como el C° Huayquería (1.436 m), cono plio-pleistocénico en herradura situado fuera del ámbito del mapa geomorfológico realizado para el sector. El borde septentrional de la meseta se conecta paulatinamente con una planicie sembrada de médanos correspondiente a la Meseta del Guadal (fuera del área cartografiada).

— Planicie

La planicie se ubica al este de la montaña. Su génesis se debe a la colmatación de un bloque hundido por sedimentos aportados por los cursos esporádicos que descienden del macizo y por los materiales pertenecientes a los conos fluvio-glaciares de los ríos Diamante y Atuel que han posibilitado el desarrollo del oasis de San Rafael. La planicie se adosa por el oeste con los glaciares que parten del macizo, es continua, y se inclina suavemente hacia el naciente desde los 857 m al oeste, para descender hasta los 630 m en el este. Su monótono paisaje se halla interrumpido, aparte del oasis, por la presencia de elevaciones medanosas que llegan a formar campos de exponentes longitudinales y otros integrados por diferentes tipos de médanos semifijos según la dirección de los vientos (Mapa 1).

4 - Modelados del sector central

Este sector abarca desde el río Atuel al norte, hasta la latitud del volcán Ponon Trehue (35° 11' lat. S.) al sur (Mapa 2). En este tramo se aprecia un importante incremento del número de conos volcánicos en los bordes del macizo, mientras que el mismo mantiene la presencia de su penillanura en su parte superior pero a su vez, se encuentra sepultado en dilatados espacios por importantes acumulaciones arenosas.

a) La montaña

En este tramo el macizo recibe el nombre de Sierra Pintada y es atravesado de manera antecedente y sobre-impuesta por el río Atuel que aprovecha una línea de falla y posibilita la formación del turísticamente desarrollado Cañón del Atuel.

Sobre el macizo se sigue apreciando la penillanura que, en general, se inclina hacia el sur y se ha elaborado especialmente sobre rocas ácidas e hipabisales paleozoicas y del Triásico inferior. Teniendo en cuenta que al norte del río Diamante la inclinación de la penillanura es contraria, esto podría indicar la existencia de una divisoria de aguas por una modificación tectónica (González Díaz, 1964). Sobre la superficie de erosión es posible observar la presencia de *monadnocks* que se elevan en el paisaje como el cerro Carrizal, esculpido en riolitas y con una altura de 1.318 m.s.n.m. (González Díaz, 1972). También se reconocen formas dómicas como consecuencia de cuerpos intrusivos (Foto 6).

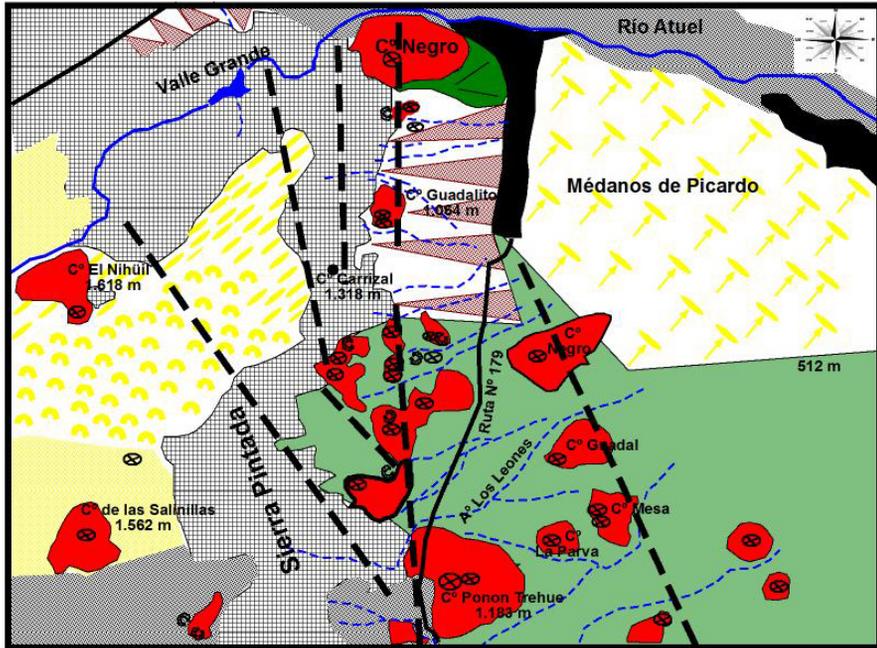
Por el este, el macizo está flanqueado por importantes fallas como la del C° Negro, Jilguero y Malvinas. A su vez, por el oeste se encuentra la falla del Carrizalito que sirve de límite occidental del macizo y en relación a ésta se ha edificado el volcán conocido como C° El Nihüil (Mapa 2).

— Relieve volcánico

En este tramo es notorio, con respecto al ubicado al norte, el mayor número de conos volcánicos con sus respectivas coladas de lava. Los volcanes se ubican principalmente en la margen oriental del macizo, son basálticos, de edad plio - pleistocénica (Nuñez, 1979) y se destacan los volcanes Negro, Solo, Puntano, Guadalito y Ponon Trehue que presentan edades comprendidas entre 0,75 y 1,8 Ma. (Folguera *et. al.*, 2009). En su mayoría se encuentran alineados de norte - sur y noroeste - sureste según las direcciones predominantes de fallas como la de El Jilguero, C° Negro y Malvinas que fueron importantes para la elaboración de los conos y sus coladas.

El Guadalito de 1.064 m de altitud (Foto 7) presenta las laderas muy suavizadas por dunas remontantes y el volcán compuesto Ponon Trehue (1.183 m) (Foto 8) presenta un cráter de unos 25 m de diámetro relleno por basalto. En este volcán los mecanismos eruptivos actuantes fueron el estromboliano y el hawaiano con fases estrombolianas. El primero formó conos de escoria con bajo grado de soldamiento y el segundo la efusividad fue más marcada generándose coladas de lava en sus faldas.

GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO DE SAN RAFAEL SECTOR CENTRAL



LEYENDA

Mapa 2

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

Macizo antiguo

Falla

FORMAS VOLCÁNICAS

Cono pleistocénico
aportillado

Cono pleistocénico
sin cráter

Colada de lava
pahoehoe

FORMAS EÓLICAS

Dunas paralelas

Dunas transversales

Erg con distintos
tipos de dunas

Campo de arenas
y nepkas

FORMAS DENUDATIVAS

Glacis cubierto

FORMAS FLUVIALES

Río

Curso esporádico

Sedimentos fluviales

Planicie fluvial con
cubierta eólica

Cono aluvial

INSTALACIONES HUMANAS

Área cultivada
y urbanizada

Embalse

Ruta

21,5 m



En el sector occidental se encuentran aparatos volcánicos en relación a fallas extensionales reactivadas por movimientos neotectónicos como la falla Carrizalito que ejerció un fuerte control estructural en la edificación de volcanes durante el Plioceno y Pleistoceno como es el caso del volcán El Nihüil que presenta una edad de 1.4 Ma. (Folguera *et. al.*, 2009).

En general, el conjunto de volcanes del sector central se trata de conos piroclásticos (algunos monogenéticos) de 20 a 200 m de altura relativa, manteniendo en algunos casos su cráter y su forma aportillada mientras que en otros, la erosión ha desdibujado la morfología inicial de los mismos, siendo a veces dificultoso diferenciar su cráter. Las coladas de lava forman parte principal del edificio volcánico y la longitud de los flujos es variable llegando a alcanzar, en algunos casos, varios kilómetros de extensión como en el C° Negro (1.064 m), donde los basaltos recorren la margen austral del río Atuel a lo largo de unos 3 km. Este aparato volcánico es de tipo múltiple, con un núcleo piroclástico integrado por aglomerados y lapillis (González Díaz, 1964).

Dentro del modelado volcánico es importante destacar la elaboración de un relieve de mesetas que se manifiesta en sectores cubiertos por coladas basálticas plio-pleistocenas. Estas “mesas” son observables, por ejemplo, como prolongación meridiana del C° Negro donde el paisaje, derivado de las distintas coladas, muestra un relieve escalonado que desciende hacia el noreste y este, perdiéndose bajo la cubierta aluvial moderna. Los modelados mesetarios se muestran también hacia el sur partiendo de sus conos y llegando hasta la misma ruta provincial N° 179 (Foto 9).

— Modelado eólico

La superficie rocosa del macizo queda, en partes, bajo extendidos mantos de arena que generan un importante *erg* en las faldas occidentales de la montaña compuesto por dunas paralelas y otros tipos (barjanas, sif, eco, etc.) según el comportamiento del viento. En la superficie de estos campos arenosos emergen solitariamente conos volcánicos plio – pleistocénicos como los volcanes El Nihüil (1.618 m) y De las Salinillas (1.562 m) (Mapa 2).



Foto 5: Glacis desarrollados sobre depósitos terciarios que colmataban bloques poco sobre-elevados del macizo



Foto 6: Formas dómicas sobre el macizo generadas por cuerpos intrusivos. Se aprecia el desarrollo de glacia al pie de la montaña



Foto 7: Volcán Guadalito



Foto 8: Volcán Ponon Trehue

b) Relieves vecinos

— Médanos

El modelado eólico no sólo se localiza sobre el macizo, sino también se destaca al este del mismo formando los denominados Médanos de Picardo (Foto 10). Éstos ocupan aproximadamente 600 km² de superficie, dando origen al sector medanoso más sobresaliente del área que se presenta como una cadena de médanos de no más de 100 m de desnivel relativo y aparecen marginando el flanco oriental de la Colonia Las Malvinas. Es un paisaje de montículos (cotas de 750 m aprox.) donde las arenas que componen los médanos son medianas a gruesas, moderadamente seleccionadas, de coloración gris parda, de composición cuarzosa con abundancia de minerales máficos (magnetita) y sub-angulosas a sub-redondeadas (González Díaz, 1972).

Fueron estudiados por Polanski (1964) y González Díaz (1972) quienes los caracterizaron como médanos transversales con 300 a 600 m de extensión, distancias de 160 a 200 m entre crestas. Presentan orientaciones NNE-SSO y el material provino de la deflación de las llanuras aluviales de los ríos Atuel y Diamante producida por paleo-vientos. El relieve de médanos se ve interrumpido por la presencia de bajos que presentan un drenaje no muy bien definido hacia el curso del río Atuel debido al encauzamiento de los excesos de las aguas de lluvias no absorbidas por las arenas.

— Glacis

Los glacis se desarrollan en un sector del pie oriental del macizo con pendientes entre el 8 y 5 %. Presentan una cubierta fluvial y eólica y son disectados por cursos de agua esporádicos que descienden del macizo en dirección al naciente. Estas rampas de erosión corresponden al Pleistoceno y se habrían elaborado en épocas posteriores a la edificación de los volcanes ubicados al pie del macizo en este sector (Mapa 2).

— Planicie y volcanes

Al este del macizo se encuentra una planicie que se ha elaborado por colmatación de un bloque hundido principalmente a causa de sedimentos fluviales arrastrados por los cursos de agua que descienden de la montaña. El

rellenamiento se vio también favorecido por la depositación de arenas eólicas que llegan a edificar importantes médanos. Su relieve uniforme se ve alterado por la presencia de conos volcánicos orientados según líneas de falla que atraviesan la planicie con dirección sureste – noreste (Foto 11). Los aparatos volcánicos se caracterizan por presentar conos de escorias, en su mayoría muy erosionados, lo que no permite en algunos casos reconocer su cráter y en otros, la avanzada erosión del cono ha dejado al descubierto diques generando una inversión del relieve. Las coladas de basaltos emitidas si bien están recubiertas por mantos arenosos, algunos claros permiten apreciar que corresponden al tipo *pahoehoe*.

5 - Modelados del sector sur

El sector sur comprende desde el volcán Nevado al norte, hasta la terminación sur del macizo en cercanías de la localidad Agua Escondida. En este tramo recibe la denominación de Sierra del Nevado y se destaca fundamentalmente por un cambio rotundo en las morfologías a causa de una serie de efusiones volcánicas terciarias y pleistocénicas sobre la montaña que generan un paisaje volcánico con reducidas manifestaciones en superficie de rocas antiguas (Mapa 3).

a) El macizo antiguo

Queda mayormente cubierto por basaltos terciarios y cuaternarios. En los espacios desprovistos de la cubierta basáltica se observa aún la evidente concordancia de la crestas superiores de la montaña atestiguando la presencia de la penillanura que corona el macizo desarrollada sobre volcanitas permo-triásicas ácidas a mesosilíceas e hipabisales (Sepúlveda, *et. al.*, 2007). Holberg (1973) en relación a los asomos del macizo afirmaba que *“por la presencia de estos relictos puede deducirse que el relieve era escalonado antes de las efusiones, tal vez por fallas múltiples o simplemente elaborado por erosión diferencial. Sin embargo se encontraba en un grado avanzado de disección y las formas del relieve, en general, presentaban redondeamiento”*.

En los alrededores de Agua Escondida el macizo compone una larga y angosta faja, presenta un relieve bajo y continúa mostrando evidencias de la *peneplanicie* desarrollada sobre rocas permo-triásicas constituidas por lavas, tobas, ignimbritas y brechas riolíticas (Narciso, 2007), sobresaliendo alguna

reducida elevación rocosa sobre la misma con formas redondeadas. Suelen también presentarse aparatos volcánicos basálticos pleistocénicos asentados sobre la antigua estructura como son los volcanes Negro, Morado, Chato, Los Corrales, Lindero, entre otros. La red hidrográfica está integrada por cursos esporádicos que han depositado sedimentos que tapizan el pie de la montaña conjuntamente con materiales coluviales que descienden de las laderas. A la altura del cerro Los Toscosos y la loma Colorada el área serrana hace un giro hacia el sur-suroeste, desapareciendo en las Pampas Onduladas que se trata de una extensa colada de lava holocénica perteneciente a la región de volcánica de Payunia.

b) Relieve del área del Volcán Nevado

— Volcán Nevado

El Nevado es un estratovolcán del Plioceno inferior (Sepúlveda, *et. al.*, 2007) con una caldera en su parte superior. Presenta un elevado cono, muy erosionado por la acción concentrada del agua (lluvia y derretimiento de nieve) favorecida por las pendientes acentuadas de las laderas. Su avenamiento es radial divergente y está rodeado por pequeños y numerosos conos de escoria basálticos adventicios que se presentan a veces aislados o alineados por fallas paleozoicas reactivadas.

La cima del Nevado representa la culminación del relieve en la región y del macizo de San Rafael con 3.810 m.s.n.m. (Foto 12). Como se mencionó, el cono del volcán está excavado por profundos y angostos valles o “cañadones” de paredes abruptas. El desnivel entre el fondo de los valles y la cima es de más de 300 m en algunos casos y por ellos transitan cursos esporádicos que muestran una marcada erosión remontante en sus cabeceras. No se observa acción glaciaria heredada pero sí periglaciaria funcional que se traduce en la fragmentación mecánica de las rocas con detritos diversos y formación de taludes de derrubios. El material basáltico proveniente del Nevado y sus volcanes adventicios ha rellenado y cubierto al macizo elaborado en rocas paleozoicas y triásicas, quedando algunos relictos aislados o “islas” de rocas antiguas.

– Volcán Plateado

Hacia el suroeste del Nevado aparece un grupo de volcanes coronados por el volcán Plateado de 2.844 m de altitud que presenta una interesante caldera. Este complejo tiene un importante grado de erosión hídrica y está formado por cordones alargados mesetiformes, con direcciones norte-sur en el oeste y de oeste a este en el noroeste. Se trata de geoformas generadas por basaltos, tobas, brechas y aglomerados volcánicos de composición dacítica, riolítica y andesítica, producto de una actividad magmática acaecida en el Mioceno superior (Sepúlveda, *et. al.*, 2007). Morfologías similares se advierten al oeste del Plateado en la denominada Sierra Chorreada debido a que presenta las mismas formaciones rocosas.

– Mesetas orientales escalonadas

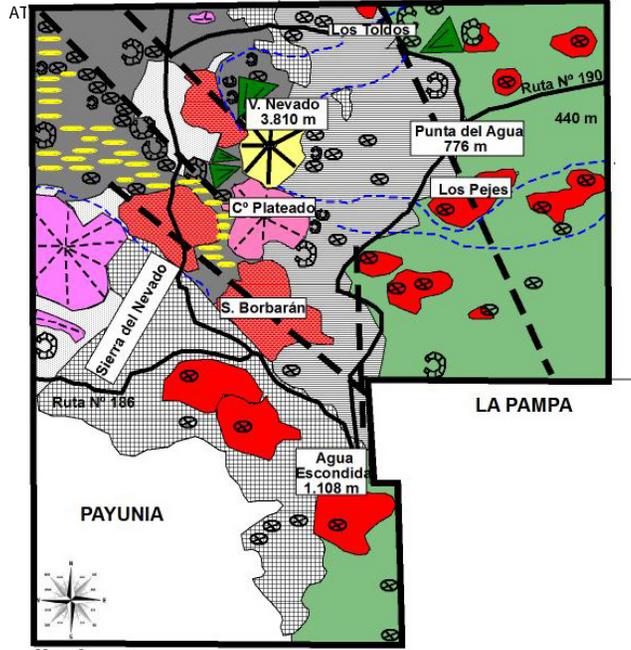
Como consecuencia del derrame y apilamiento de las distintas coladas de lavas plio – pleistocénicas sobre el macizo, se elaboró, al este del volcán Nevado un extenso y escalonado relieve mesetario (Foto 13) que contiene algunas *ventanas lávicas* donde las coladas no alcanzaron a cubrir la totalidad de las rocas paleozoicas del macizo, que por sus tonos rosados o rojizos se destacan en el oscuro ambiente basáltico.

La zona mesetaria presenta “cañadones” que según González Díaz (1972) “responden a la existencia del relieve sub-basáltico. La deducción de esta influencia es sencilla: el basalto fluido rellenó hasta la nivelación el relieve inferior, pero la contracción durante la consolidación de la lava, produjo bajos alargados siguiendo la línea de los cauces sub-basálticos; aunque de perfil suave, estos bajos tuvieron suficiente importancia como para concentrar y permitir la circulación del agua. Las grietas del basalto permitieron la infiltración del agua y por ello también la circulación subálvea actuando en la roca del substratum, a veces roca granítica, como nivel impermeable o, si blanda, rápidamente destruida”.

– Conos y altiplanicie volcánica occidental

Al sur y oeste del conjunto volcánico del C° Plateado y al oeste del volcán Nevado, el paisaje presenta un enorme densidad de conos volcánicos plio – pleistocénicos que ubicados sobre el macizo antiguo, se encuentran alineados por fallas paleozoicas reavivadas, paralelas y con direcciones noroeste – sureste.

GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO DE SAN RAFAEL
SECTOR SUR



Mapa 3

LEYENDA

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

-  Macizo antiguo
-  Falla

FORMAS VOLCÁNICAS

-  Estratovolcanes miocénicos erosionados
-  Estratovolcán pliocénico erosionado
-  Cono pleistocénico aportillado
-  Cono pleistocénico sin cráter
-  Conos basálticos pleistocénicos agrupados
-  Colada de lava pahoehoe

-  Altiplanicie lávica cubierta por arena
-  Coladas de lava escalonadas

FORMAS DENUDATIVAS

-  Glacis cubierto

FORMAS EÓLICAS

-  Dunas paralelas

FORMAS FLUVIALES

-  Curso esporádico
-  Planicie fluvial con cubierta eólica
-  Sedimentos fluviales
-  Cono aluvial

INSTALACIONES HUMANAS

-  Ruta

49 km



Foto 9: Mesetas generadas por coladas de lava básicas



Foto 10: Médanos de Picardo



Foto 11: Planicie “salpicada” de conos volcánicos



Foto 12: Volcán Nevado



Foto 13: Relieve de mesetas escalonadas en contacto con la planicie oriental. Al fondo se destaca el volcán Nevado



Foto 14: Cono volcánico y su colada sobre el macizo de San Rafael

Se trata de conos piroclásticos con poca emisión de bombas, de formas aportilladas o morfologías sin cráter a causa de la erosión (Fotos 14 y 15). Los conos se presentan a veces aislados o en otras oportunidades agrupados y edificando complejos como el que da origen al cordón o sierra de Borbarán al sur del Plateado (Mapa 3).

Estos conos han emitido un gran número de coladas de lavas basálticas, mayormente *pahoehohe*. Éstas se han derramado sobre el macizo, apilándose y recubriéndolo con varios metros de lava generando de esta manera, una extendida altiplanicie lávica que a su vez fue cubierta por sedimentos fluviales provistos por los cursos que van erosionando los conos y por depósitos de arena que han edificado cordones de dunas paralelas o remontantes cuando comienzan a “trepar” por las laderas de los edificios volcánicos. El mayor aporte de arena proviene del oeste y son el producto de la deflación de zonas no vegetadas que rodean la laguna de Llancanelo.

Los conos reciben nombres como De las Yeguas, Chingolo, Las Blas, Guanaco, Montura, de Las Cabras, Negro y se destaca notablemente en el relieve un alineamiento que supera la docena de conos y está integrado por los denominados cerros Las Niñas, Amarillo, Las Vacas, De la Ventana, Morados, Agua Colorada, Agua del Campo, etc.

c) Centros volcánicos aislados emergentes en planicie fluvial oriental

Al oriente del macizo se extiende una vasta planicie con pendiente hacia el noreste y este-noreste. Está surcada por cauces secos, en su mayor parte alóctonos ya que son prolongación de los cañadones originados en la meseta basáltica ubicada al oeste. Se puede considerar a esta planicie como una gran bajada aluvial formada por la coalescencia de conos fluviales originados por cursos que han rellenado un área o bloque hundido.

La planicie se prolonga hacia el este alcanzando el valle del río Atue¹ y su red de drenaje es enteramente esporádica como consecuencia de las escasas precipitaciones o de las condiciones del terreno que hace que las aguas se insuman en los sedimentos o se evaporen formando salitres en espacios deprimidos. La homogeneidad de su superficie se interrumpe por la presencia de conos volcánicos basálticos dispersos con formas aportilladas o erosionados que se levantan aislados y semi-cubiertos por arena.



Foto 15: Los conos de la altiplanicie lávica a veces se presentan agrupados dando lugar a la Sierra de Borbarán donde sus laderas van siendo colonizadas por arenas remontantes

En general cada uno de los conos tiene una red de avenamiento radial divergente donde los cauces en ocasiones han incidido los basaltos. Se destacan los centros volcánicos formados por la agrupación de los cerros Guadal, El Chivato, Toscoso, Loma Chata, etc. Una suave ondulación es perceptible en la planicie y es atribuible a médanos antiguos fijos ya que el movimiento actual de la arena no genera formas eólicas importantes.

Bibliografía

- Cisneros, H. (2002). "El Cuaternario del Bloque de San Rafael, características geomorfológicas – estructurales y riesgo sísmico asociado". Ianigla.
- Criado, R. e Ibáñez G. (1979). "Provincia sanrafaelino-pampeana". En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias I: 837-869, Córdoba.
- Folguera, A. y otros (2009). "Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°–

5°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting". En: Journal of Volcanology and Geothermal Research 186, 169–185.

González Díaz, E. (1972). "Descripción geológica de la hoja 27 D., San Rafael, Mendoza". Boletín N° 132. Serv. Nac. Geol. Min., Bs. As.

González Díaz, E. (1964). "Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27 d (San Rafael) y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza)". Asociación Geológica Argentina, Revista XIX (3): 151-188, Buenos Aires.

González Díaz, E. (1972). "Descripción geológica de la Hoja 30e Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa". Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, Buenos Aires.

Holmberg, E. (1973). "Descripción geológica de la Hoja 29d Cerro Nevado, Provincia de Mendoza". Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 144, Buenos Aires.

Narciso, V. (2007). "Hoja Geológica 3769- II 1: 250.000. Agua Escondida". Segemar. Buenos Aires.

Nuñez, E. (1979). "Descripción geológica de la Hoja 28d Estación Soitúé, Provincia de Mendoza", Servicio Geológico Nacional, Boletín 166, Buenos Aires.

Polansky, J. (1964). "Descripción geológica de la Hoja 26c La Tosca, Provincia de Mendoza". Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 101, Buenos Aires.

Ramos, V. (1999). "Rasgos estructurales del territorio argentino" En: Geología Argentina, Capítulo 24, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, Buenos Aires,

Sepúlveda, E. y otros (2007). "Hoja Geológica 3569- IV 1: 250.000 Embalse El Nihüil", Segemar, Buenos Aires.

Sepúlveda, E. y otros (2007). "Hoja Geológica 3569- II 1: 250.000 San Rafael", Segemar, Buenos Aires.

Capítulo II

DEPRESIONES PERIANDINAS

La Provincia de Mendoza fuera de su área montañosa presenta diferentes depresiones separadas por “pilares tectónicos” (Capitanelli, 1972), entendiéndose como pilar tectónico a un bloque de la corteza terrestre elevado a lo largo de fallas que lo limitan. Teniendo en cuenta lo expuesto de norte a sur en Mendoza se pueden diferenciar tres depresiones de origen tectónico:

Depresión Norte o de Mendoza – Tulumaya

Depresión de los Huarpes

Depresión de Llanquanelo

Estos espacios deprimidos, una vez configurados, fueron progresivamente colmatados por sedimentos terciarios y cuaternarios y, a favor de escurrimientos superficiales, en algunos casos son actualmente lugares de asentamientos humanos y actividades económicas de gran importancia provincial. La depresión de Llanquanelo ya fue caracterizada en el tomo I del Atlas Geomorfológico de Mendoza, por lo tanto, en este capítulo se detallarán las formas del relieve presentes en las dos primeras.

a) Depresión Norte de Mendoza

La Depresión Norte de Mendoza, si bien no se trata de una depresión típica, encerrada por “pilares tectónicos”, se extiende desde el río Mendoza en el sur, hasta el límite con la provincia de San Juan, bordea el pie oriental de la Precordillera y se confunde con las planicies arenosas del este. El sector considerado en este apartado es el que se desarrolla al norte del área urbana del Gran Mendoza (Mapa 1).

Esta depresión es un bloque deprimido durante el Terciario relleno por sedimentos provenientes de la Precordillera y su piedemonte y por materiales

del río Mendoza durante la construcción de su gran cono aluvial. A su vez, en el piedemonte occidental, la tectónica cuaternaria (neotectónica) ha tenido un papel muy importante en la construcción de jóvenes modelados e inclusive su accionar sigue activo.

- Formas estructurales

— Precordillera

La Precordillera se eleva por el oeste de la depresión y es un macizo antiguo que, como en el resto de la provincia, ha tenido una evolución que se inicia con plegamientos en el Paleozoico, luego, y a raíz de periodos tectónicos menos intensos, se erosionó para finalmente sobre-elevarse en el Terciario como consecuencia de la orogenia Andina.

En el espacio estudiado la montaña presenta características particulares como el “desacoplamiento” hacia el este del cordón Las Peñas-Las Higueras del resto de macizo que se encuentra a unos 7 km al oeste. De esta manera, el mencionado cordón constituye el rasgo orográfico más oriental de la Precordillera mendocina presentando una orientación nor-noroeste (Mapa 1), con altitudes que disminuyen hacia el sur y que van desde los 2.000 a 900 m.s.n.m.. Estructuralmente es la expresión del frente oriental de deformación generado por los episodios diastróficos cenozoicos andinos que han dado lugar a la formación de las Cordilleras Principal, Frontal y de la Precordillera (Costa, 2000, Vergés, *et al.* 2007). Este proceso de migración ha levantado bloques generando tanto la Sierra de las Peñas al norte, como Las Higueras al sur. El corrimiento producido por la neotectónica cuaternaria ha tenido también como consecuencia la elevación y corrimiento de rocas terciarias sobre sedimentos cuaternarios en el sector oriental del macizo generando relieves monoclinales de crestas y hog back en capas replegadas del Terciario.

Un conjunto de fallas longitudinales inversas definen la configuración tectónica del cordón Las Peñas-Higueras. En primer lugar, en su parte central, una falla meridiana de unos 26 km de extensión coloca rocas paleozoicas (gauvacas, pizarras, lutitas, conglomerados, limonitas, areniscas) y triásicas (conglomerados, areniscas, arcillitas, limonitas, tobas) por encima de sedimentos oligo –miocénicos (areniscas, conglomerados, arcillas). Más al este, las fallas Las Peñas al norte y Las Higueras al sur a lo largo de 42 km, limitan al

cordón siendo las responsables de la baja sinuosidad del mismo y permiten que las rocas terciarias se sobrepongan a depósitos cuaternarios del piedemonte (Foto 1).

La falla Higueras se prolonga hacia el sur con orientación norte-sur a nor-nordeste en la falla inversa La Cal, evidencia importante de la deformación cuaternaria del piedemonte que ha elevado aisladamente al denominado C° de La Cal (1.026 m.s.n.m.) (Foto 2) compuesto por rocas calizas y margas paleozoicas y se la identifica como la probable fuente del sismo que destruyó un importante sector de la ciudad de Mendoza en 1861, dando la pauta que este frente precordillerano y el sector de piedemonte adyacente, constituyen un frente orogénico activo (Cortés, *et. al.*, 1999). La falla La Cal (también denominada Salagasta) se extiende por unos 30,7 km desde el curso temporario Las Higueras hasta aproximadamente el límite departamental urbano Capital - Godoy Cruz (Mingorance, 2006).

La vertiente oriental del cordón es abrupta y cortada por quebradas profundas elaboradas por cursos esporádicos que dan una morfología de facetas triangulares a manera de *chevrone*s (Foto 1). Los cursos con dirección oeste – este siguen los lineamientos de diaclasas como el arroyo Las Peñas que separa los bloques Las Peñas (norte) e Higueras (sur) (Foto 3). La ladera occidental es más suave, descendiendo hacia un pequeño valle que separa los cordones Peñas- Higueras del macizo principal.

— Cerrilladas

Al este y sur del cordón precordillerano, se pueden apreciar una serie de cerrilladas que se levantan sub-paralelas a la estructura de la sierra sobre la superficie del piedemonte, o se encuentran adosadas al macizo en su parte meridional (Mapa 1), tratándose de pliegues y abovedamientos que afectan sedimentos pliocénicos de la Formación Mogotes (Sepúlveda, 2001).

En la parte superior de las cerrilladas se puede apreciar una superficie de erosión cuaternaria (glacis superior) lo que demuestra que el levantamiento de las mismas se debió a la neotectónica Andina (Foto 4). Las laderas de estas geoformas se encuentran sumamente disectadas por la erosión concentrada del agua, cuya acción es muy eficaz durante los chaparrones torrenciales estivales que afectan a la zona caracterizada por un clima seco.

Dentro de las cerrilladas de piedemonte se destaca una estructura conocida como anticlinal Montecito y se ha interpretado que el mismo está asociado a la culminación de corrimientos en su migración al este (Cortés *et. al.*, 1999). El anticlinal (Mapa 1) presenta un eje con disposición oblicua al Cordón Las Peñas y está compuesto por rocas pertenecientes a la Fm Mogotes (areniscas, conglomerados). Se trata de un anticlinal simétrico, con rumbo general NNE, con un largo y ancho de 7 km y 2 km respectivamente e inclinaciones de sus flancos que oscilan entre 50° hasta 25°.

Sus vertientes están afectadas por la erosión lineal del agua dando lugar en algunos casos por la densidad de cauces a la formación de *bad land*. El anticlinal se encuentra cortado de manera antecedente por dos cursos de agua esporádicos que forman delgados conos aluviales al dejar la estructura hacia el este. Costa *et al.* (2000) han estimado una tasa de levantamiento cuaternaria para este pliegue comprendida entre 0.04 a 0.15 mm/año.

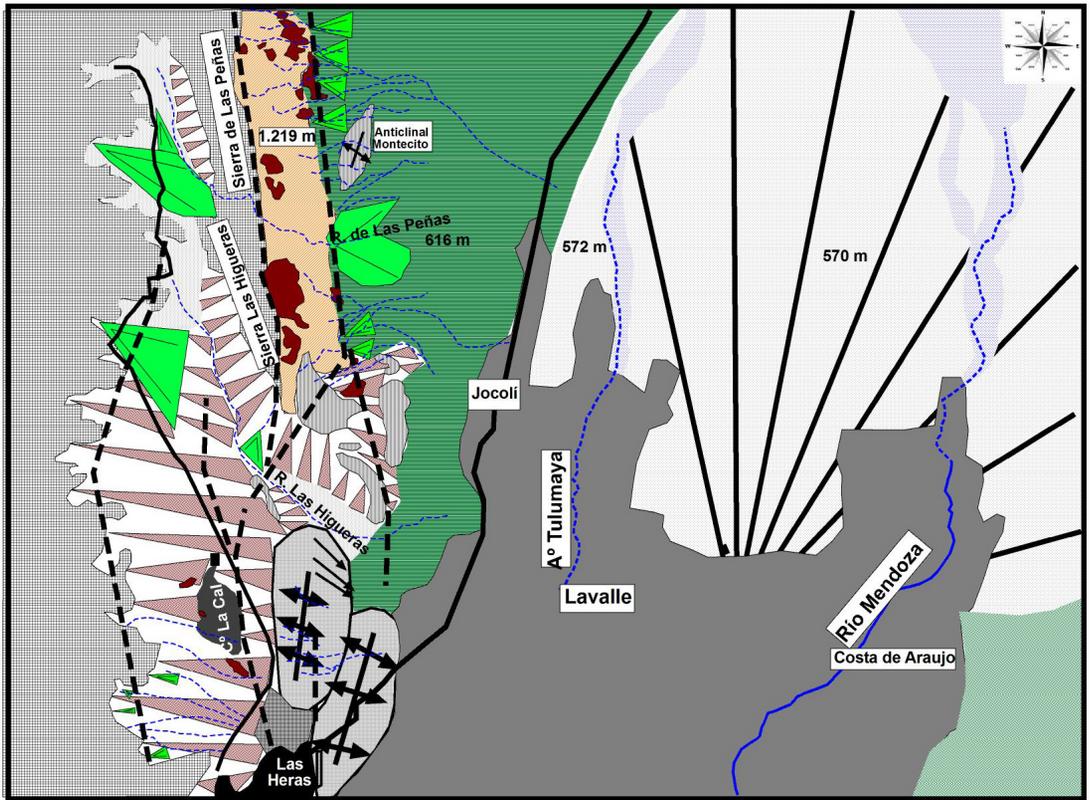
— Anticlinales de Capdevila y Borbollón

Al sur del Cordón Las Peñas-Higueras, se han generado los anticlinales Capdeville y Borbollón como resultado de deformaciones tectónicas cuaternarias del piedemonte. En cercanías de la antigua estación ferroviaria Capdevila puede reconocerse el desarrollo de dos suaves anticlinales con rumbo NNE que deforman sedimentos del Pleistoceno – Holoceno compuestos por limos, arcillas, arenas y *tefras* volcánicas.

Ambos anticlinales, posiblemente relacionados con fallas ocultas, son atravesados de manera antecedente por cursos de agua esporádicos que descienden del oeste y que generan una morfología de mesetas separadas entre sí (Foto 5).

Están dispuestos en forma escalonada, el Capdevila al oeste y el Borbollón ubicado más al este (Mapa1). Las inclinaciones máximas de sus flancos alcanzan unos 15° y se encuentran afectados por el escurrimiento lineal del agua que forma cárcavas. El aeropuerto internacional del Plumerillo y zonas de urbanización creciente hacia el norte están emplazadas directamente sobre el anticlinal Borbollón.

GEOMORFOLOGÍA DE LA DEPRESIÓN NORTE DE MENDOZA



Mapa 1

LEYENDA

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

-  Macizo Antiguo
-  Cerrillada
-  Falla
-  Anticinal
-  Cerro aislado
-  Crestas y hog - back

FORMAS FLUVIALES

-  Río
-  Curso esporádico
-  Cono aluvial del Río Mendoza
-  Bañado
-  Laguna
-  Bajada aluvial
-  Cono aluvial
-  Planicie fluvio - eólica
-  Sedimentos aluviales

FORMAS DENUDATIVAS

-  Glacis inferior
-  Glacis superior
-  Cárcava

INSTALACIONES HUMANAS

-  Área urbana
-  Area agrícola
-  Ruta
-  Aeropuerto

12.5 km



Foto 1: Cordón Las Peñas e Higueras con sus vertientes orientales modeladas a manera de *chevrões*. Se observan también las rocas más claras del Terciario sobrepuestas a sedimentos cuaternarios a causa de la migración del frente orogénico andino



Foto 2: El C° La Cal elevado por la falla homónima



Foto 3: Corte producido por el A° Las Peñas que separa el cordón de las Peñas a la izquierda y el de las Higueras a la derecha.



Foto 4: Cerrilladas de piedemonte



Foto 5: Sedimentos limosos del anticlinal Borbollón disectados por el agua generando morfologías mesetarias



Foto 6: Glacis principal al pie del Cordón Peñas - Higueras



Foto 7: Bajada aluvial



Foto 8: Materiales limo –arcillosos de la bajada aluvial



Foto 9: Planicie aluvial



Foto 10: Médanos ocupando en fondo de una cubeta seca en las Lagunas del Rosario

Formas climáticas

— Glacis

Existen dos niveles, uno superior y otro inferior, ambos cubiertos por sedimentos fluviales. Del superior y más antiguo (Pleistoceno inferior) quedan restos perpendiculares a la montaña al pie de la misma, coronando la parte superior de las areniscas oligo-miocénicas tectonizadas en la parte oriental del macizo, o en la parte superior de las cerrilladas.

El inferior o principal más moderno (Pleistoceno medio) ocupa mayores superficies distribuidos en las partes bajas del macizo. Esta forma del relieve se presenta fuertemente incidida por la red de drenaje de cursos esporádicos que descienden de la Precordillera y se ponen en funcionamiento durante el verano como consecuencia de precipitaciones intensas (Foto 6).

— Bajada aluvial

Ha sido elaborada por coalescencia de conos aluviales formados por los cursos de agua esporádicos que descienden del Cordón Las Peñas – Las Higueras (Foto 7). En su parte distal se caracteriza por la presencia en superficie de materiales finos (limos, arcillas) de color pardo rojizo a pardo amarillento, provenientes de la erosión sobre afloramientos terciarios ubicados al pie del Cordón Las Peñas – Higueras (Foto 8). Estos sedimentos que rellenan parte de la Depresión Norte, entran en contacto al este de la ruta nacional N° 40 con los materiales del cono del río Mendoza (Mapa 1).

— Planicie aluvial

Está constituida por materiales provenientes del río Mendoza depositados a manera de cono aluvial. Dos cauces principales atraviesan esta planicie en dirección sur a norte, el propio río Mendoza y el abarrancado arroyo Tulumaya que nace por el aporte de aguas provenientes de los bordes septentrionales de los conos del río Mendoza.

Esta planicie (Foto 9) constituye un sector de cultivos que aprovechan el agua del río Mendoza o el agua del subsuelo mediante perforaciones a pesar del alto porcentaje de sales contenidas en los materiales que a veces llegan a formar

costras impermeables en superficie. Se pueden observar algunos reservorios con agua como los bañados del Tulumaya que reciben agua de escorrentías superficiales de origen pluvial o desde canales de desagüe de las inundaciones producidas en el oasis por lluvias de verano.

Sus pendientes son inferiores al 1% y abarca una franja en sentido meridiano con un ancho que varía entre 20 y 40 kilómetros. Como se dijo su construcción se debe a materiales provenientes del río Mendoza correspondientes al denominado Cono Mendoza (Enjalbert, 1953) de más de 30 km de ancho y excede los 50 km de longitud y que junto a los conos Cacheuta y Fray Luis Beltrán (Enjalbert, 1953) constituyen tres conos fluvio-glaciares encajados elaborados por el río Mendoza en el Pleistoceno y a merced de los cuales se originó el oasis norte de Mendoza (Figura 1). Es conveniente aclarar que al cono Mendoza otros autores (Regairaz y Barrera, 1975) lo denominan cono de Maipú, mientras que al Cacheuta lo llaman cono Agrelo y al Fray Luis Beltrán como Palmira que en su parte terminal se confunde con la planicie oriental de la provincia.

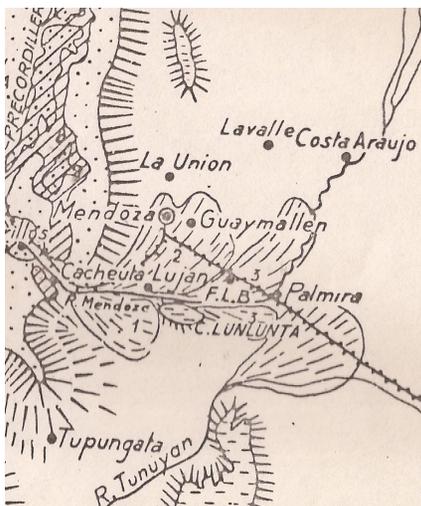


Figura. 1: Cono Cacheuta (n° 1), Cono Mendoza (n° 2) y cono Fray Luis Beltrán (n° 3) según Enjalbert (1953)

En el extremo norte de la planicie (fuera del área cartografiada), se encuentra un sistema lacustre alimentado por el río San Juan y en menor medida por el río Mendoza y arroyo Tulumaya conocido como Lagunas de Rosario y Guanacache. Si bien sus espejos de agua tuvieron en el pasado una

significación económica importante en la provincia, hoy son cubetas desecadas debido al uso agrícola y urbano del agua en los oasis mendocinos y sanjuaninos que las ha privado del líquido elemento. Si bien es posible que en años con nevadas abundantes en la cordillera y deshielos importantes, el agua escurrida por los ríos llegue al sistema lagunar llenándolo parcialmente, aunque lo común es apreciarlas secas, a veces invadidas por médanos (Foto 10) y sus fondos planos rellenos de arenas y arcillas o por sales producto de la evaporación de aguas meteóricas.

Como consecuencia de la sequedad de los terrenos y la granulometría de los sedimentos, los vientos no sólo acumulan arenas sino que también actúan por deflación dando origen a pequeñas depresiones o bajos de escasa profundidad dentro de las lagunas y en los alrededores

Respecto al origen de las lagunas, Rodríguez (1982) mencionaba la posibilidad que el sector antiguamente constituía un enorme lago sin desagüe alimentado por precipitaciones y los ríos andinos que encontraban su nivel de base local en esta gran cuenca lacustre. Posteriormente en el Cuaternario, cambios tectónicos en el relieve comenzaron la retracción del espejo de agua a causa de procesos de erosión retrocedente desatados por el río Desaguadero que nació en el lago. Este proceso trajo aparejado un conjunto de lagunas menores y bañados que finalmente el desarrollo de los oasis culminó la desaparición de las mismas.

b) - Depresión de Los Huarpes

1- Aspectos generales y evolución

La Depresión de los Huarpes se desarrolla de norte a sur al pie de los contrafuertes orientales de la cordillera de Los Andes y se encuentra rellena por potentes acumulaciones de sedimentos terciarios y cuaternarios. Sin embargo, desde el punto de vista geomorfológico, es una unidad compleja, a tal punto que no todos los autores coinciden en relación a su extensión y límites (Polanski, 1954, Garlef, *et. al.*, 1989) e incluso otros (Cortés *et. al.*, 1999), no la reconocen como unidad geomorfológica.

En la Figura 2, tomada de Global Mapper, se observa que su sector norte, conocido como la Depresión de Tunuyán, es el espacio donde las características que definen una depresión están totalmente expuestas, ya que

se trata de un sector hundido tectónicamente, limitado por fallas, cuyo fondo se encuentra a una altura promedio de 900 m.s.n.m. y separado de la Depresión Norte de Mendoza por las cerrilladas de Tupungato. Sin embargo, hacia el sur, a la latitud de Pareditas en el Departamento de San Carlos, la depresión pierde profundidad para convertirse prácticamente en una planicie donde su piso supera, en algunos puntos, los 2.000 m.s.n.m., con presencia de dilatados glaciares y conos volcánicos en su interior. Solamente la vista imponente de los contrafuertes cordilleranos al oeste y la tímida expresión del Macizo de San Rafael al este, permiten recordar que se está dentro de un espacio deprimido. Estas condiciones del relieve se mantienen hasta la ruta Nacional N° 40 que vincula la localidad El Sosneado con San Rafael, donde, al sur de dicha vía de comunicación, nuevamente se puede observar un nuevo bloque tectónico profundo representado por la Depresión de Llanquanelo.



Figura 2: Se observa como la Depresión de Tunuyán desaparece hacia el río Diamante (imagen Global Mapper)

Según lo expuesto, se puede concluir que la Depresión de los Huarpes más que una gran depresión longitudinal, se trata de una serie de entidades geomorfológicas cuyo basamento está integrado por rocas paleozoicas y precámbricas sepultadas bajo una espesa cubierta sedimentaria. La superficie de este basamento presenta diferentes alturas, muy profundo en la zona de Tunuyán para, paulatinamente, ganar altura hacia el sur.

Según Polansky (1963), la depresión comenzó su profundización a principios del Terciario, esbozándose un bajo estructural que comenzó a separar la punta austral de la Precordillera del extremo boreal del Macizo de San Rafael. En su fondo comenzaron a acumularse sedimentos provenientes de la destrucción de la montaña y la configuración definitiva de la misma habría acaecido en el Mioceno para posteriormente en el Cuaternario (Pleistoceno superior) y por efectos de neotectónica, producirse la fracturación y descenso del graben de Tunuyán en su parte norte.

2- Sub - unidades del relieve

2.1 - Depresión de Tunuyán

- Características generales

También denominada "Gaben del Tunuyán" (Polansky, 1963) o "Bolsón de Tunuyán" (Groeber, 1939), se extiende desde las cerrilladas de Tupungato al norte, hasta la localidad de Pareditas al sur y entre la Cordillera Frontal al oeste y los contrafuertes occidentales de las cerrilladas de Tupungato y Tunuyán al este (Foto 11).

La depresión abarca el piedemonte de los Cordones del Plata y Portillo pertenecientes a la Cordillera Frontal y una planicie oriental que se enlaza con el piedemonte y en la cual los sedimentos terciarios van a ser sepultados por materiales cuaternarios provenientes de la erosión de los relieves elevados (Mapa 2). La depresión aloja unos 1.800 m de sedimentos en promedio, su profundidad disminuye progresivamente hacia el sur y este, y su extensión máxima norte-sur es de unos 90 km, mientras que su ancho máximo no excede los 30 km. El denominado Valle de Uco es el sector agrícola comprendido entre la localidad de Tupungato al norte y las localidades de Tunuyán-San Carlos al este y sur respectivamente y representa uno de los oasis de cultivo de la provincia de Mendoza.

- Fallas delimitantes

La definición de depresión requiere un área hundida cuyos límites evidencien fallas con algún rechazo vertical de consideración. La depresión de Tunuyán está definida por fallas inversas cuaternarias. En su costado occidental el fallamiento es complejo y se expone más bien como una zona fallada denominada Sistema de fallas de La Carrera (Polanski 1963, Cortés, *et. al.*, 1993). Es un conjunto de fallas inversas de rumbo norte-sur que margina la montaña y es interpretado como el responsable del levantamiento neógeno de la Cordillera Frontal a estas latitudes. La falla inversa más oriental del sistema es la llamada Aguadita que con una extensa escarpa de falla nace en la divisoria entre los ríos Mendoza y Tunuyán y corre hacia el sur hasta la desembocadura del río Tunuyán en la llanura donde muere después de extenderse unos 60 km.

Al sur y este la depresión está definida por la falla del Cerro Negro de Capiz y la gran falla del Totoral que empalma con la anterior en la estancia Aguanda. Al norte se encuentra la conocida falla de Anchayuyo mientras que en el interior de la depresión, también se observan importantes fallas que son evidencias de deformación cuaternaria por reactivaciones del frente montañoso como la falla inversa de Tupungato (Polanski, 1963).

- Relieves estructurales

— Macizo antiguo

La Depresión de Tunuyán está cerrada en el oeste por la Cordillera Frontal que presenta un marcado rumbo norte – sur. En este tramo se divide en Cordón del Plata por el norte hasta el río de Las Tunas, para luego denominarse Cordón del Portillo al sur de este curso. Un rechazo de 2.000 a 3.000 m oponen al impresionante macizo con la profunda cuenca de subsidencia.

Se trata de un macizo antiguo plegado en el Paleozoico y rejuvenecido como consecuencia de la extraordinaria potencia de los movimientos andinos del Terciario. La actividad tectónica en el frente montañoso ha continuado durante el Cuaternario (Polansky, 1963). La Cordillera Frontal en este sector está compuesta mayormente por rocas del Carbónico, plegadas en el ciclo orogénico varíscico e intruidas por plutones graníticos y rocas magmáticas del Pérmico y Triásico (Regairaz, 1962). Estos depósitos, tras un periodo erosivo y

formación de una *peneplanicie*, fueron nuevamente elevados en el ciclo Ándico de la era Cenozoica comportándose como un bloque rígido frente a los empujes del oeste que plegaron la Cordillera Principal.

En el Cordón del Portillo algunas de sus cimas sobrepasan los 5.000 m, cae directamente a la depresión de Tunuyán y presenta en su borde oriental valles de pronunciada pendiente surcados por cursos a veces torrentosos que seccionan transversalmente el cordón. Presenta en sus partes altas morfologías glaciarias (circos, valle superiores en artesa, valles colgados, etc.) producto de las glaciaciones cuaternarias que no alcanzaron gran significación. Hoy en día subsisten algunos glaciares descubiertos por encima de los 4.000 m en circos que miran hacia el sudeste. El modelado de las vertientes acusa la acción de un sistema de erosión periglacial, manifestándose en modelados como conos de derrubios, coladas de soliflucción, etc.

— Cerrilladas de piedemonte

Cerrando por el norte y noreste a la depresión de Tunuyán, se encuentran las Cerrilladas de Tupungato (Foto 12) con alturas entre 2.500 y 2.000 m.s.n.n. que van perdiendo elevación de norte a sur. Su edad es cuaternaria y han sido elaboradas por la neotectónica en depósitos pliocénicos conglomerádicos continentales de la Formación Mogotes. Se encuentran levemente plegadas y en su parte superior presentan una débil capa de materiales (Fm Mesones) suprayacentes a una superficie de erosión correspondientes a un glacis superior; lo que permite ubicar el movimiento de ascenso entre la formación de este glacis (Pleistoceno inferior) y el glacis principal (Pleistoceno medio), ya que las cerrilladas se encuentran elevadas respecto al nivel del glacis principal o inferior, formando un conjunto de “lomas” orientadas de NW a SE en correspondencia con las líneas axiales de su estructura plegada y fallada. El clima seco del Holoceno han impreso en las laderas un modelado de *bad-land* localmente conocido como huayquerías.

Dentro de la depresión y como remanentes de las serranías descriptas, aparecen dos anticlinales, hacia el oeste y suroeste de la villa de Tupungato. Son las llamadas Lomas de Gualtallary – Jaboncillo y las Lomas del Peral (Foto 13) con asomos de la Fm Mesones (Pleistoceno inferior) que forma parte de la cubierta del glacis superior en su coronamiento. Las lomadas están cortadas por cursos de orientación oeste-este, que conforman pequeños abanicos

aluviales al salir de las mismas.

En las Lomas del Gualtallary - Jaboncillo, se aprecian fallas inversas y la ubicada más al este es la denominada falla Chupasangral. A su vez, las Lomas del Peral ubicadas al este de las anteriores, están afectadas en su borde oriental por una falla de rumbo aproximado norte-sur con el labio hundido al este, denominada por Polanski (1963) falla Tupungato. En el extremo norte de las Lomas del Peral aparece la Loma Sola del Diablo afectada por falla inversa Sola del Diablo que en la margen norte del arroyo Chupasangral sobrepone sedimentitas neógenas sobre fanglomerados de la Fm Los Mesones (Polansky, 1963).

El límite este de la depresión está formado por las Cerrilladas de San Carlos o Tunuyán. Se trata de una serranía que corre con rumbo sub-meridional y cierran la depresión por el sur también. Estas cerrilladas están también constituidas por estratos del Plioceno (Fm Mogotes) compuestos por potentes sedimentos arenosos y limosos e intercalaciones de bancos tobácicos. Los sedimentos de la cerrillada han sido arrasados en su parte alta por el glacis superior y cortados profundamente por cauces temporarios generando un paisaje de *bad land* (huayquerías).

— Relieve volcánico

Al sur de la depresión y al oeste de la localidad de Pareditas, se destacan tres conos volcánicos de edad pleistocénica compuestos por basaltos olivínicos. El de mayor porte denominado C° Negro (1.385 m.s.n.m.), ha emitido una destacada corta colada de lava hacia su sector oriental. En todos los conos sus cráteres han desaparecidos como consecuencia de la erosión y muestran un intensa disección fluvial en sus laderas. Por la ausencia de material piroclástico se los puede considerar como conos en escudo.

- Relieves climáticos

— Formas eólicas

Se presentan en forma de acumulaciones como en el Cordón del Toba que es una cadena de médanos que bordea la depresión de Tunuyán. Ocupa una alargada franja adosada al borde occidental de las Cerrilladas de San Carlos desde la estancia Aguanda en el sur y la salida del río Tunuyán a la depresión de

homónima en el norte (Mapa 2).

El conjunto está integrado por cadenas paralelas de médanos separados por planos longitudinales y presentan una dirección SW-NE. La cadena principal es la oriental, mientras que la occidental es algo más corta con un ancho de 1 a 1,6 km, alturas entre 80 y 90 m en relación al cauce del río Tunuyán y está mucho más afectada por la degradación del agua en los taludes de los médanos (Foto 14). En general las pendientes de los médanos son suaves, no exhibiendo grandes diferencias entre la pendiente del barlovento y el sotavento. Polansky (1963) supuso que se formaron por vientos holocenos en pugna continua con la vegetación que hoy cubre el médano con arbustos y gramíneas que los inmovilizan.

En los alrededores de San Carlos, a unos 3 km de la villa, renacen con la denominación Cordón de Casas Viejas (Polansky, 1963), que en realidad constituye una extensión del Toba ubicado al norte. Este segundo cordón se prolonga continuo unos 12 km hacia el sur hasta Chilecito, siguiendo luego con interrupciones unos 8 km más al sur hasta los alrededores de la estancia Aguanda. El ancho promedio del cordón es de 1 km con alturas relativas entre 15 a 20 m, revela también un aspecto amorfo y está cubierto por una carpeta vegetal muy afectada por el intenso pastoreo que genera “peladales” arenosos.

— Glacis

Los de mayor extensión parten del pie mismo del Cordón Frontal y desaparecen bajo los depósitos modernos de sus playas. Las playas ocupan la zona de mayor hundimiento de la depresión que se ha rellenado con materiales fluviales provenientes del glacis y eólicos que han dado lugar a la formación de suelos sobre los cuales se asientan los oasis irrigados de Tunuyán y San Carlos.

Los glacis poseen una importante red hidrográfica que los disecta en sentido oeste-este. Estos cursos son en muchos casos de carácter permanente como el Anchayuyo (10 m³/segundo) y La Carrera que descienden hacia Tupungato y Zapata, el arroyo Las Tunas (4,5m.3/seg) que va hacia Tunuyán, el arroyo Grande (2,1 m³/seg.) y sin duda el más importante es el río Tunuyán (27,4 m³/seg.) que a través de un profundo valle desciende al piedemonte donde toma rumbo noreste. Se pueden observar dos niveles de glacis, un glacis superior y otro inferior. La potencia de los movimientos andinos que elevaron la Cordillera Frontal a alturas relativas de más de 3.000 m, explican el enorme desarrollo de estas

geoformas y el espesor de los detritos que cubren estas superficies de erosión conformando glacis cubiertos (Regairaz, 1962).

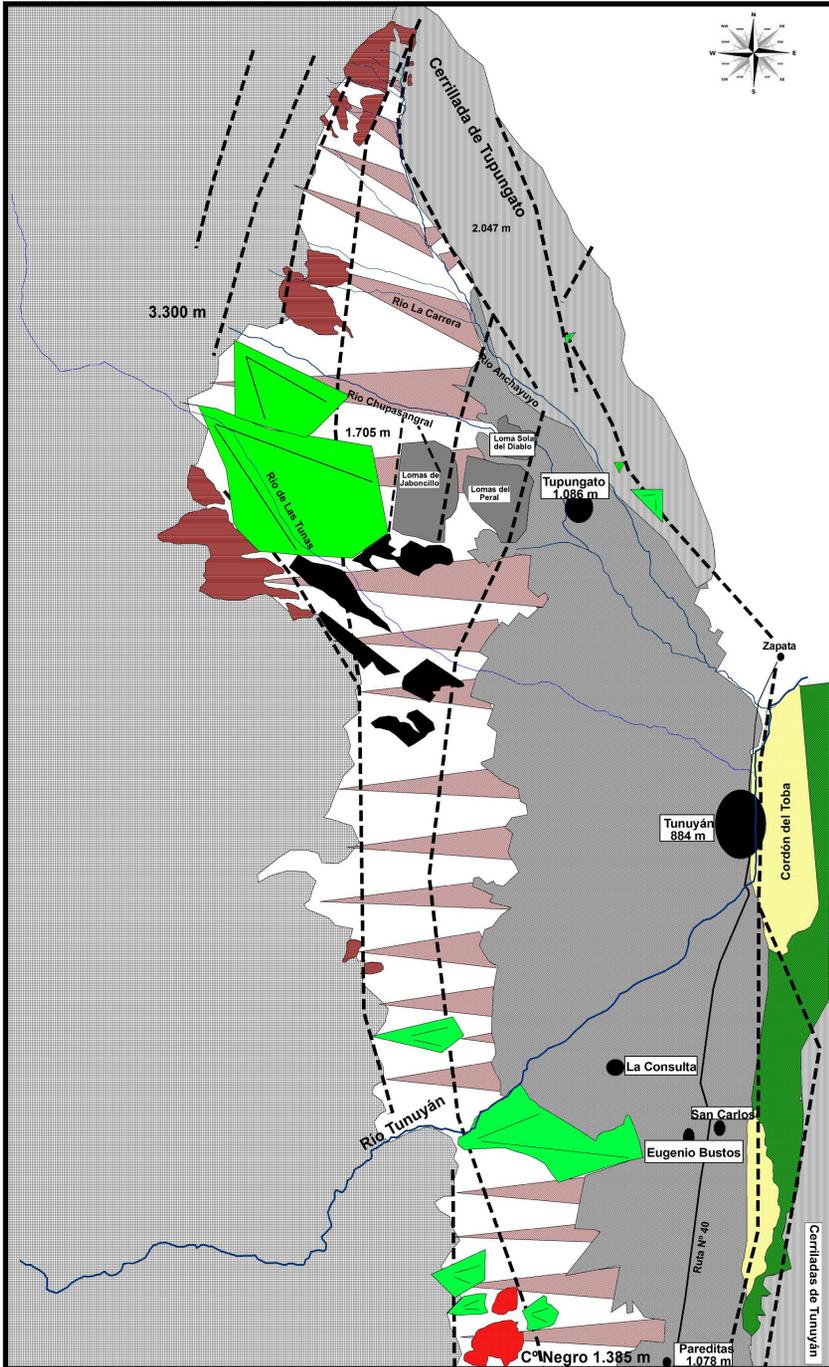
El glacis superior (Foto 15) se observa al pie de la Cordillera Frontal como restos de superficies orientadas de oeste a este y adosadas a la montaña mientras que, entre el río de las Tunas y el arroyo Chupasangral, aparece casi como una superficie continua con una pendiente aproximada del 6 a 7%, descendiendo hacia el este para unirse al glacis inferior.

Al norte del arroyo Chupasangral el glacis superior está netamente separado del inferior por un abrupto de falla y cortado por cauces que descienden de la cordillera. En conjunto dan el aspecto de mesadas planas y paralelas a veces muy erosionadas por arroyada concentrada. Barrera (1970) observó en cortes de los ríos Carrera, Cuevas y Guevara, el carácter de verdadera superficie de erosión del glacis superior; puesto que los detritos de menor espesor (Fm Mesones - Pleistoceno inferior) descansan directamente sobre la superficie del mismo.

El glacis inferior (Foto 16) es otro glacis cubierto (Fm Invernada) y constituye una extensa superficie interrumpida solamente por las Lomas de Gualtallary-Jaboncillo y del Peral. También denominado glacis principal, presenta una pendiente del 5 al 7% y una gran parte del mismo presenta en superficie loess mezclados con detritos de la cubierta del glacis.

También es importante destacar que al pie de las cerrilladas de Tupungato y contemporáneas con la elaboración del glacis inferior, se formaron cortos glacis sobre materiales conglomerádicos pliocénicos formando estrechas rampas con pendientes de 4 a 5% y entallados por cortos cursos esporádicos que transportan materiales que colaboran con el relleno de la depresión (Mapa 2).

GEOMORFOLOGÍA DE LA DEPRESIÓN DE TUNUYÁN



- LEYENDA**
- FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES**
- Macizo antiguo
 - Cerrilladas
 - Falla
 - Cono volcánico en escudo
- FORMAS DENUDATORIAS**
- Glacis superior
 - Glacis inferior
 - Glacis cultivado
- FORMAS FLUVIALES**
- Río
 - Cono aluvial
 - Playa cultivada
 - Valle fluvial antiguo
- FORMAS EÓLICAS**
- Médanos
- ELEMENTOS ANTRÓPICOS**
- Ciudad
 - Ruta
- 2 km

Mapa 2



Foto 11: Depresión de Tunuyán



Foto 12: Cerrilladas de Tupungato disectadas por la erosión lineal del agua y con estrechos glacis a sus pies

— Playa

Su relieve es relativamente llano; desciende aproximadamente desde los 1.000 m.s.n.m. en los alrededores de Tupungato hasta los 800 m.s.n.m. en las cercanías del río Tunuyán. Presenta una pendiente general hacia el norte, con suelos finos y una vegetación esteparia xerófila visible donde el hombre no la ha modificado. Ocupa el fondo de la depresión y está constituida predominantemente por limos fluviales arenosos y arenas finas a muy finas con algunas intercalaciones de material aluvional grueso proveniente de los cursos que transitan y erosionan el glacis. La profundidad de los depósitos que conforman la playa disminuye hacia los bordes del graben y los sedimentos que coronan el relleno son de edad holocénica. El contacto entre el glacis y la playa es, en partes, imperceptible y esta última en casi su totalidad se encuentra cultivada constituyendo uno de los oasis de la provincia (Mapa 2).

— Valle fluvial

Entre el Cordón del Toba y las cerrilladas de San Carlos se desarrolla el antiguo y decapitado Valle del Toba como una alargada depresión de 15 km de largo y 4 km de ancho (Mapa 2). Su fondo está ocupado por acumulaciones eólicas y se encuentra drenado por una red intermitente de cursos esporádicos que descienden de la cerrillada. La inclinación general del fondo de este valle es muy suave (0,5 %) hacia el nor-noreste y Polansky (1963) postula la formación del valle en el Pleistoceno.

— Conos aluviales

Son producto de la depositación de materiales por parte de cursos permanentes al momento de abandonar la montaña. Son post-glaciares y se asientan sobre el glacis principal alcanzando algunos, grandes superficies como por ejemplo el del río de Las Tunas (Mapa 2).

2.2 - Valle intermontano

- Aspectos generales

Al sur de la localidad de Pareditas, luego de trasponer y ascender un escalón topográfico, la Depresión de Tunuyán desaparece en el paisaje y el relieve se modifica a un amplio valle intermontano de fondo plano (Foto 17) denominado en su oportunidad por Polansky (1963) como “Valle Extenso” (Mapa 3).

El valle se encuentra acompañado al este por los suaves desniveles del Bloque de San Rafael (Foto 18) y los débiles contrafuertes de las mesetas del Guadal y Ramblones; mientras que por el oeste la elevada Cordillera Frontal sirve de límite (Foto 17). A este valle se lo ha considerado como parte de la Depresión de Los Huarpes pero es claro que su piso se encuentra a una altura superior respecto de la Depresión de Tunuyán. Esta menor profundización está dada por la formación en el Pleistoceno superior de la Depresión de Tunuyán al norte y previamente, en el Pleistoceno inferior, se habría producido un leve ascenso del basamento del valle (Polansky, 1963).

El ancho del valle alcanza en el norte unos 8 a 10 km, disminuyendo en el sur hasta 5 km y su extensión longitudinal se estima en unos 40 km. Geomorfológicamente finaliza hacia el sur unos kilómetros antes del río Diamante donde extendidos glacis que descienden de la Cordillera Frontal lo hacen desaparecer.

- Génesis del valle

Como se mencionó, en el Pleistoceno inferior se habría iniciado en este sector un leve ascenso del fondo de la ya formada Depresión de los Huarpes entre el Macizo de San Rafael y la Cordillera Frontal. Esto implicó un relieve disponible de baja energía y constituido por rocas deleznable, circunstancia que facilitó la elaboración de un primer nivel de glacis o glacis superior con la posterior deposición fanglomerádica de la Formación Mesones (Pleistoceno Inferior), comenzando de esta manera el rellenamiento del valle.

Posteriormente, se genera un segundo nivel de glacis o glacis inferior recubierto por la Formación Invernada (Pleistoceno medio). Este nivel que cubría el fondo del valle que comienza a disectarse con la profundización de la Depresión de Tunuyán al norte al generarse un nuevo nivel de base y con ello la reactivación de la erosión fluvial. A pesar que los arroyos principales eran poco caudalosos por condiciones de clima seco, excavaron valles amplios, de poca profundidad, con niveles de terrazas y suaves pendientes como es el caso de los arroyos Papagayos (Foto 19) y Yaucha.



Foto 13: Lomas de Gualtallary – Jaboncillo y Lomas del Peral



Foto 14: Cordón del Toba

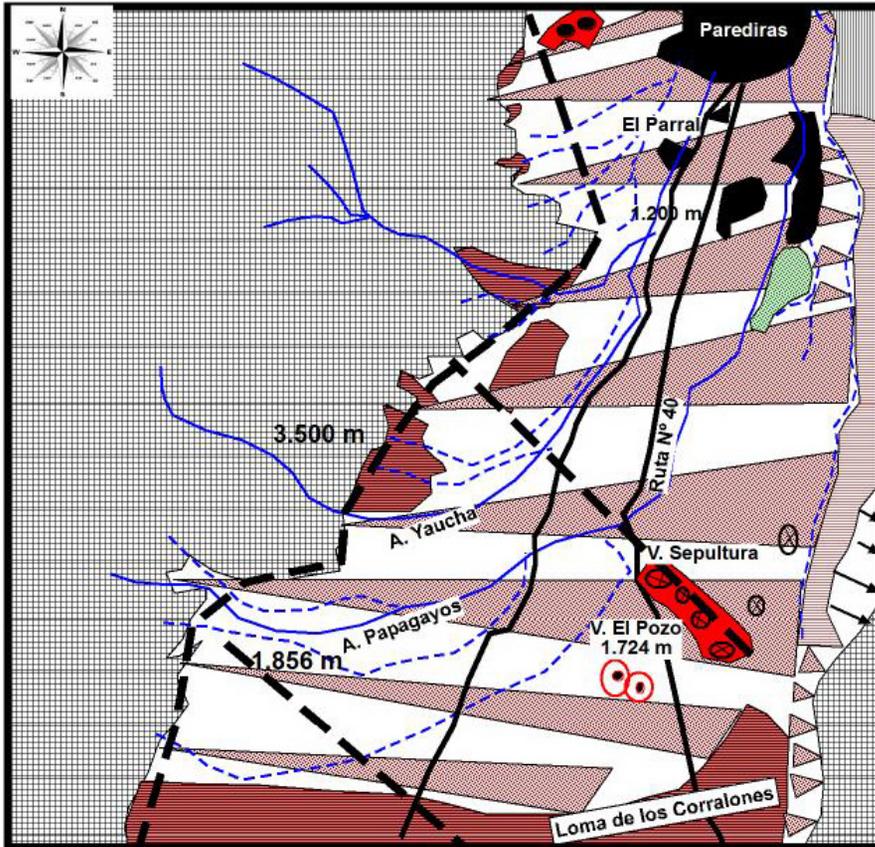


Foto 15: Glacis superior al pie de la Cordillera Frontal



Foto 16: Glacis principal dentro de la Depresión de Tunuyán

GEOMORFOLOGIA DEL VALLE INTERMONTANO



LEYENDA

Mapa 3

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

-  Macizo antiguo
-  Cerrillada
-  Falla

FORMAS VOLCÁNICAS

-  Cono sin cráter
-  Maar
-  Cono en escudo
-  Colada de lava

FORMAS DENUDATORIAS

-  Glacis superior
-  Glacis inferior
-  Meseta
-  Cárcava

FORMAS FLUVIALES

-  Curso permanente
-  Curso temporario

-  Sedimentos aluviales

INSTALACIONES HUMANAS

-  Área cultivada o urbanizada
-  Ruta

21,5 Km



- Principales formas del relieve

— Glacis

El valle presenta dos niveles de glacis, uno superior (Pleistoceno inferior) y otro inferior o principal (Pleistoceno medio) (Foto 20), ambos cubiertos por depósitos fanglomerádicos originados una vez que las rampas inclinadas de erosión habían concluido su elaboración. El inferior ocupa mayores superficies y a su vez presenta, en sectores, depósitos igninbríticos - piroclásticos pumíceos en superficie provenientes del volcán Maipo situado en la Cordillera Principal y emitidos hace 0.450 Ma. (Stern *et. al.* 1984) cubriendo más de 100 km².

Los glacis se encuentran incididos tanto por arroyos permanentes y esporádicos que descienden de la montaña y que han elaborados sus propios valles por erosión fluvial como el A° Papagayos que al igual que otros cursos como el A° Yaucha, una vez que ingresa al valle, toma dirección norte por el confinamiento que le genera el propio valle y la pendiente general del terreno.

— Volcanes

Otra característica del valle es la existencia de conos volcánicos de retroarco, alineados y asociados a fallas con componente extensional y reactivadas en el Pleistoceno – Holoceno como la denominada Papagayos.

En general los volcanes presentan conos de escorias basálticos. Entre los aparatos más destacables se pueden mencionar los volcanes Sepultura, del Medio y Zorro que son conos piroclásticos sin cráter visible y coladas de basalto olivínico de reducida extensión (Mapa 3). Otro volcán que llama la atención es El Pozo que consiste en dos cráteres de explosión o *maar* de unos 0,5 km de diámetro. El pozo más occidental contiene un cono monogenético anidado de 50 m de altura (volcán El Pozo) (Fotos 21 -22). Los *maar* están excavados en la superficie del glacis principal y sus depósitos están compuestos por pequeños flujos piroclásticos (lapilli y bombas) dispersos hacia el este. Su origen es hidromagmático, donde la interacción magma - agua se realizó a poca profundidad y la edad del volcán se calcula entre 106 y 257.000 años AP (Folguera *et. al.*, 2009).

2.3 - Glacis del río Diamante

Unos 4 km al sur del volcán El Pozo, una extensa faja de glacis superior (Loma de Los Corralones) que parte de la Cordillera Frontal y llega prácticamente al Macizo de San Rafael al oriente, conforma el cierre austral del valle intermontano por encontrarse a una altitud superior al mismo y da paso a un sector que se desarrolla a ambos costados del río Diamante con formas mesetiformes correspondientes a importantes restos de glacis superior al oeste y dilatadas superficies de glacis principal al este, ambos con presencia de conos volcánicos (Mapa 4). Si bien este tramo ubicado entre la Cordillera Frontal al oeste y el Macizo de San Rafael al este fue considerado parte de la Depresión de los Huarpes (Polansky 1954, 1963), ésta nos es perceptible ya que en sectores, las alturas de los glacis prácticamente igualan a las del macizo de San Rafael y generan una gran planicie inclinada.

El río Diamante que nace en la Cordillera Principal (caldera del Diamante), a excavado en el piedemonte una profunda escotadura que desde la Loma de Los Corralones, al norte del río, se deben salvar unos 130 m de desnivel para llegar al fondo del valle. La incisión del Diamante ha causado la formación y la preservación de un conjunto lateral de terrazas vinculadas a cambios climáticos. Cinco terrazas fueron asignadas en el valle del río Diamante lo que sugiere que existe una relación causal entre los episodios de depositación y los cambios en la carga de sedimentos y descarga relacionados con la presencia periódica de los glaciares en la cuenca (Baker, *et. al.* 2009).

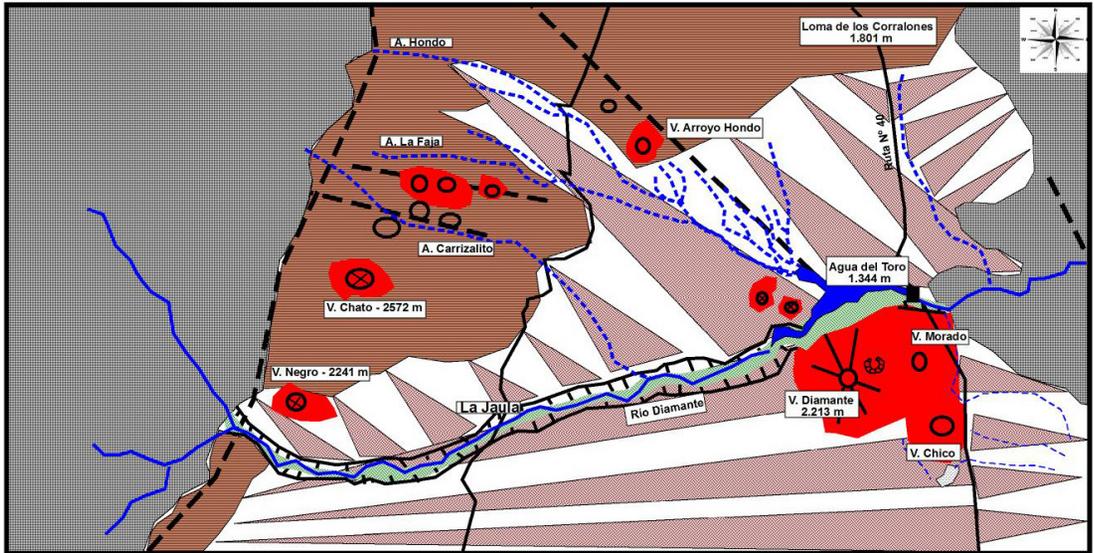
Otros cursos del área son poco caudalosos (Hondo, Tábano y Carrizalito), algunos esporádicos y corren al salir de la montaña hacia el naciente con un destacado paralelismo, separados por interfluvios planos para dirigirse posteriormente al río Diamante que es el nivel de base local.

- Relieves del sector

— Cordillera Frontal

Los sistemas de glacis se desarrollan al pie del Cordón del Carrizalito perteneciente a la Cordillera Frontal. Este cordón constituye un bloque rígido de basamento elevado mediante una falla inversa ubicada en su borde oriental denominada falla Carrizalito, que a su vez deforma intensamente la cubierta sedimentaria en el piedemonte (Turienzo y Dimieri, 2004).

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DEL RÍO DIAMANTE



Mapa 4

LEYENDA

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Macizo antiguo
- Falla

FORMAS VOLCÁNICAS

- Cono pleistocénico sin cráter
- Estratovolcán pleistocénico
- Cono pleistocénico aportillado
- Cono pleistocénico anular con cráter
- Colada de lava basáltica

FORMAS DENUDATORIAS

- Glacis superior
- Glacis inferior

FORMAS FLUVIALES

- Río
- Curso temporario
- Terraza fluvial
- Sedimentos aluviales
- Barreal

INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta
- Embalse
- Túnel

13 km

El frente oriental del mencionado cordón, está constituido principalmente por rocas paleozoicas (lutitas, areniscas, grauvacas) metamorizadas y rocas permo-triásicas del Grupo Choiyoi (Sruoga, *et. al.*, 1998) y conserva su penillanura superior debido a que como toda la Cordillera Frontal, es un macizo antiguo rejuvenecido por la tectónica Andina del Terciario.

— Glacis

La elaboración de superficies de erosión (glacis) inclinadas al este - sureste, dominan el paisaje (Mapa 4). Estas rampas se han desarrollado sobre sedimentitas del terciario y al igual que en otros sectores de la provincia, presentan dos niveles, uno superior adosado a la montaña y otro inferior o principal al este que en algunos puntos toma contacto y cubre partes del Macizo de San Rafael.

Los glacis son de diferentes edades, el superior fue modelado en el Pleistoceno inferior mientras que el principal en el Pleistoceno medio. Ambos son glacis cubiertos ya que en el caso del superior, materiales fluviales de la llamada Formación Mogotes lo enmarcaran y fanglomerados de la Formación Invernada hacen lo propio con el inferior.

Esta característica hizo que Polansky (1963) bautizara a este sector como “Bajada del Diamante”, pero hay que dejar en claro que los depósitos a manera de abanicos generados por los cursos de agua en el piedemonte, se asientan sobre una superficie de erosión anterior por lo que no constituyen una bajada aluvial en sentido estrictamente geomorfológico.

Ambos glacis han sido erosionados linealmente por los cursos de agua que descienden de la montaña, dejando ver en sus barrancas el sustrato terciario afectado por los glacis e indicando un cambio en los sistemas de erosión, pasando de arroyadas en manto a arroyadas concentradas, asociadas a cambio climáticos acaecidos en el Cuaternario.

— Conos volcánicos

Otras formas del relieve del área son conos volcánicos que se elevan por sobre los glacis. Los conos son escoriáceos y de edad pleistocénica como es el caso de los volcanes Chato al oeste y Hondo al norte. Este último en realidad son dos

volcanes sobreimpuestos de diferente edad dentro del Pleistoceno. En el caso del Chato, la erosión ha desdibujado su cráter pero no así en el Hondo donde aún es perceptible, permitiendo interpretar su forma anular, morfología que se repite en otros conos situados entre ambos volcanes y que siguen líneas de fracturación oeste – este (Mapa 4). En todos los casos, la emisión de coladas de lava ha sido muy limitada en cuanto a las superficies ocupadas.

La falla del Diamante que se manifiesta con orientación noroeste - sureste y un ancho de 5 a 7 km por 50 km de desarrollo entre el pie del cordón Carrizalito hasta el C° Diamante, permite el alineamiento de los volcanes Diamante, Bolas y Leones. El Diamante (Foto 23) es un estratovolcán de aproximadamente 7 kilómetros de diámetro y 830 m de altura, compuesto por coladas basálticas y basalto – andesíticas de 15 a 20 m de espesor con intercalaciones de piroclastos. Se encuentra rodeado de conos monogenéticos y en su flanco occidental presenta un cono adventicio. Ente los conos que lo rodean se destacan el Morado y Chico que son anillos de toba hidromagmáticos con edades de $0,484 \pm 0,030$ Ma (Folguera *et al.* 2009). Una de las últimas erupciones del Diamante originó una ceniza cuya pluma de 46 km de largo se dirigió hacia el noreste hace 0.43 Ma. (Gudnason, *et. al.*, 2012).

2.4 - Piedemonte de la Cuchilla de la Tristeza

Al sur del río Diamante finaliza la Cordillera Frontal y comienza la Cordillera Principal mendocina que está constituida por el cinturón plegado y corrido de Malargüe y que corresponde, según Kozlowski (1984), a una faja de piel gruesa. Al norte del río Salado, el sector externo del cinturón cordillerano es una extensa estructura sinclinal de orientación norte-sur, cuya expresión morfológica es la nombrada Cuchilla de la Tristeza, con alturas máximas entre 2.500 y 3.500 m.s.n.m., rumbo norte-sur y cuyo flanco oriental ha sido corrido durante el Terciario por las fallas del Mesón y El Sosneado dando origen al frente serrano (Foto 24).

Depósitos de la Formación Mesones (Pleistoceno inferior) que corresponden a la cubierta del glacis superior, coronan la cuchilla por sobre sedimentos terciarios, y se hallan a más de 800 m por encima de niveles de piedemonte, lo cual podría estar indicando reactivaciones cuaternarias de los corrimientos del frente montañoso. Al pie de la cuchilla se desarrollan amplios glacis que



Foto 17: Vista hacia al oeste del valle intermontano



Foto 18: Suaves desniveles del macizo de San Rafael delimitan el valle por el naciente



Foto 19: Valle del A° Papagayos inserto en el glacis principal



Foto 20: Niveles de glacis dentro del valle. El nivel inferior se encuentra cortado por cursos de agua que descienden de la Cordillera Frontal que han formado amplios valles de reducida pendiente

generan un paisaje de extensas planicies escalonadas que se extienden hacia el este para entrar en contacto con el piedemonte occidental del Macizo de San Rafael o hacia el sur de la ruta nacional n° 40 donde se conectan con el bloque hundido de la Depresión de Llancanelo (Mapa 5).

- Morfologías presentes

— Glacis

Se manifiestan en dos niveles. Uno superior y otro inferior o principal y ambos considerados como glacis cubiertos (Foto 25). El superior se encuentra bajo la Formación paleo-pleistocena Los Mesones, que es el resultado de fuertes procesos de erosión en la montaña por reactivaciones tectónicas y corresponde a fanglomerados y otros tipos de sedimentos. La sedimentación tuvo lugar preponderantemente en forma de coladas de barro y resulta en gran parte en acumulaciones de abanicos o formas semejantes. Los fanglomerados de la formación Los Mesones descansan sobre la superficie de erosión del glacis superior, considerado como el nivel más alto del piedemonte, que se extiende entre los 2.500 m.s.n.m. (borde de la cuchilla) y termina alrededor de los 1.600 m.s.n.m. aproximadamente (Mapa 5).

El glacis superior está cortado por cursos de agua esporádicos que funcionan solamente como colectores del escurrimiento superficial en tiempos de lluvias. Los procesos morfodinámicos dominantes sobre el superior son la acción de la arroyada difusa en los interfluvios y concentrada en cauces, más la acumulación eólica de las arenas. Se puede encontrar también en lugares altos, actividad de procesos crio-dinámicos superficiales (Garlef, *et. al.*, 1989).

Después de la formación de este primer nivel, continuaron los ascensos y plegamientos suaves en el piedemonte mismo, los cuales causaron su incisión y erosión parcial. Como consecuencia de esto se formó un segundo nivel o glacis principal que ocupa mayores superficies (Foto 26). Sobre este glacis de menor altitud se sedimentaron los fanglomerados de la Formación meso-pleistocena La Invernada, como resultado de nuevos movimientos de los bloques montañosos. En sentido geomorfológico los fanglomerados forman extensas planicies pero no se trata de planicies primitivas de acumulación, sino de planicies de denudación (Garlef, *et. al.*, 1989).

El glacis principal abarca grandes extensiones y se pone en contacto con la depresión de Llancanelo como ocurre en el paraje Los Pocitos (Foto 27) a la vera de la ruta nacional 40, que asciende cada vez que tiene que atravesar la superficie aplanada del glacis principal.

Acompañada de cambios climáticos en la montaña, comienza la incisión del glacis inferior por cursos, en su mayoría esporádicos, que forman en sus partes distales delgados conos aluviales que incluso ingresan en la depresión Llancanelo ubicada al sur.

Ambos glacis sobre sus cubiertas pleistocénicas, evidencian arenas eólicas del Holoceno de reducido espesor y presentan pendientes entre 15 y 25 %. El glacis principal a su vez entra en contacto también con depresiones menores como al sur del volcán Diamante o con el bloque hundido ocupado por las salinas del Diamante (Foto 28) (Mapa 5).

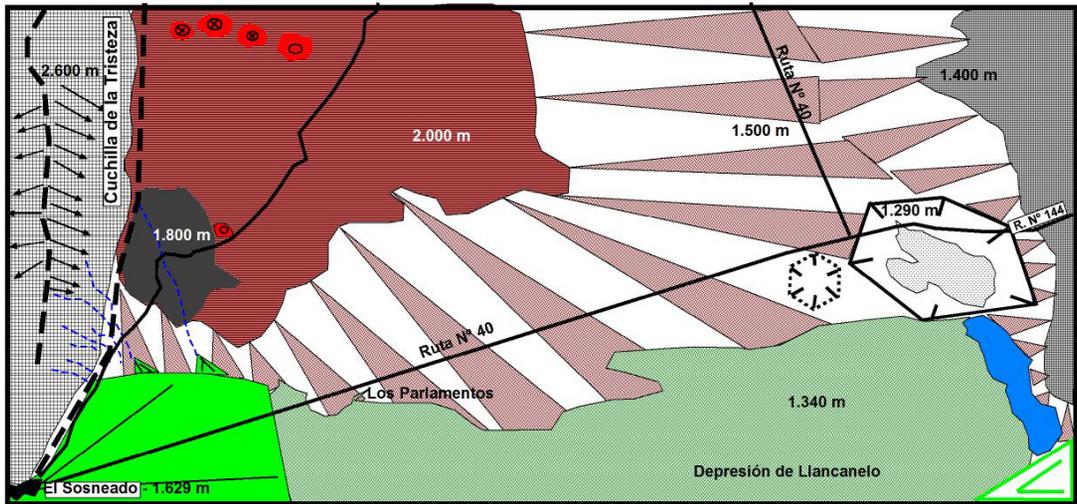
— Cuerpos lávicos e intrusivos

Al pie de la Cuchilla de la Tristeza y por sobre los glacis, se encuentran elevaciones de pocos metros de altitud consistentes en afloramientos resistentes de rocas del Terciario pertenecientes a cuerpos lávicos e intrusivos subyacentes. En la mayoría de los casos las alturas relativas son sólo 10 a 20 m. La diferente resistencia y los cambios tectónicos del emplazamiento de las rocas cerca de la superficie, indujeron al descubrimiento de las mismas y aparecen especialmente en puntos de contacto de ambos glacis, debido a que la profundización erosiva para el desarrollo del glacis principal afectó áreas de rocas de menor resistencia y dejó rocas más resistentes como relieve emergido (Mapa 5).

— Volcanes

Las fases neotectónicas del Pleistoceno y la consecuente reactivación de fallas, permitió el ascenso de magmas y la consecuente aparición de conos volcánicos, especialmente al norte del área (Mapa 5). Son conos piroclásticos basálticos y se encuentran orientados fundamentalmente de oeste a este, presentando formas anulares con intensa erosión de sus cráteres y reducidas coladas de lava.

GEOMORFOLOGIA DEL PIEDEMORTE DE LA CUCHILLA DE LA TRISTEZA



LEYENDA

Mapa 5

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

Macizo antiguo

Cordillera

Depresión tectónica

Falla

FORMAS VOLCÁNICAS

Cuerpos lávicos e intrusivos del Terciario

Cono monogénico pleistocénico sin cráter

Cono monogénico pleistocénico con cráter

Colada de lava basáltica

FORMAS DENUDATORIAS

Glacis superior

Glacis inferior

Cárcava

Depresión erosiva

FORMAS FLUVIALES

Curso temporario

Cono aluvial

Salina

Sedimentos aluviales

Delta fluvial

INSTALACIONES HUMANAS

Localidad

Embalse

Ruta

16,6 km



Foto 21: Maar oriental



Foto 22: Volcán El Pozo en el maar occidental



Foto 23: Volcán Diamante



Foto 24: Cuchilla de la Tristeza y su frente oriental erosionado por la acción del agua



Foto 25: Niveles de glacis al pie de la Cuchilla de la Tristeza



Foto 26: Extenso glacis inferior fotografiados desde un nivel de glacis superior



Foto 27: Glacis principal en contacto con la depresión de Llancanelo destacable por su coloración amarillenta causada por coironales que la habitan



Foto 28: Salinas del Diamante

— Cono del río Atuel

Presenta un declive de 10 a 3 % y desciende de 1.500 hasta 1.400 m.s.n.m.. Desde la salida de la montaña del río Atuel, en la localidad de El Sosneado, el cono presenta forma de semicírculo con un radio de 20 km. De origen fluvio-glaciar es casi llano, se inclina al noreste y este y está formado fundamentalmente por clastos gruesos bien redondeados y sedimentados en las fases de avances glaciarios en la cordillera. Los rodados están cubiertos por arena eólica de espesores variables afectadas por procesos de deflación y de acumulación (nebkas).

Bibliografía

Baker, S. y otros (2009). "Quaternary history of the piedmont reach of Río Diamante, Argentina". En: *Journal of South American Earth Sciences* 28.

Barrera, R. (1961). "Estudio preliminar del piedemonte en la cuenca del río Tunuyán". En *GAEA, Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, Tomo XI, Imprenta "Coni", Buenos Aires.

Barrera, R. (1962). "Hidrología del Río Tunuyán". En: *Boletín de Estudios Geográficos*, N° 36, Vol. IX, Instituto de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza.

Barrera, R. (1970). "Bosquejo Geomorfológico del valle de Tupungato". En: *Boletín de Estudios Geográficos*, N° 68, Vol. XVII, Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo.

Capitanelli, R. (1972). "Geomorfología y Clima de la provincia de Mendoza". En: *Geología, Geomorfolología, Climatología, Fitogeografía y Zoogeografía de la provincia de Mendoza* (Roig FA, ed.). Reedición especial del *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica* 8.

Casa, A y otros (2010). "Evidencias de deformación pleistocena en el sistema de falla de La Carrera (32°40'-33°15'ls), Cordillera Frontal de Mendoza". En: *Rev. Asoc. Geol. Argent.* vol.67 no.1 Buenos Aires.

Casa, A. (2009). "Sistema de Falla de la Carrera". En: *Atlas de Deformaciones Cuaternarias de Los Andes, Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas*, Publicación Geológica Multinacional N° 7, Canadá.

Cortés, J.M. y otros (2006). "Fajas oblicuas de deformación neotectónica en Precordillera y Cordillera Frontal (31° 30´ - 33° 30´ LS): controles paleotectónicos". En: *Rev. Asoc. Geol. Argent.* v.61 n.4 Buenos Aires.

Cortés, J, y otros (1999). "Tectónica Cuaternaria de la Región Andina del Nuevo Cuyo (28°- 38° LS)". En: *Geología Argentina, Caminos, R. (Ed.), Anales N° 29, Subsecretaría de*

Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.

Cortés, J. M. y Sruoga, P. (1998). “Zonas de fractura cuaternarias y volcanismo asociado en el piedemonte de la Cordillera Frontal (34°30'S), Argentina”. En: Actas del 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 116- 121, Buenos Aires

Costa, C. y otros (2000). “The Andean orogenic front at Sierra de Las Peñas-Las Higueras, Mendoza, Argentina”. En: Journal of South American Earth Sciences 13.

Costa, C. (2009). “Anticlinal Montecito”. En: Atlas de Deformaciones Cuaternarias de Los Andes, Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, Publicación Geológica Multinacional N° 7, Canadá.

Enjalbert, H. (1953). “El valle del río Mendoza (Argentina), Ensayo sobre la evolución del modelado de los Andes secos”, Instituto de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza.

Folguera, A. y otros (2009). “Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°–5°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting”. En: Journal of Volcanology and Geothermal Research 186, 169–185.

Garlef, K. y otros (1989). “Geomorphologische Karte 1: 100.000 Las Junta – Agua Negra, Provinz Mendoza/ Argentinien”, Fach Geographie, Universität Bamberg.

Garleff, K. y otros (1989). “Mapa geomorfológico 1: 100.000 La Junta – Agua Nueva, Provincia de Mendoza, Argentina”, Universidad de Bamberg, Alemania.

González Díaz, E. (1999). “Cuaternario de la Región de Cuyo”. En: Geología Argentina, Caminos, R. (Ed.), Anales N° 29, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires.

González, M. (2002). “Carta de Peligrosidad Geológica Hoja 3369-II. MENDOZA”, Boletín 324, Programa Nacional de Cartas Geológicas y Temáticas de la República Argentina 1:250.000, Subsecretaría de Energía y Minería de la Nación, SEGEMAR – IGRM.

Guðnason, J. y otros (2012). “Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina”. En: Journal of South American Earth Sciences 37.

Kozłowski, E. (1984). “Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza”. En: Actas del Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas III: 381-395, Bariloche.

Mingorance, F. (2006). “Morfometría de la escarpa de falla histórica identificada al norte del cerro La Cal, zona de falla La Cal, Mendoza”. En: Rev. Asoc. Geol. Argent. v.61 n.4 Buenos Aires

- Perucca, L., Mehl, A. y Zárate, M. (2009). "Neotectónica y sismicidad en el sector norte de la depresión de Tunuyán, provincia de Mendoza". En: Rev. Asoc. Geol. Argent. V.64, n° 2, Buenos Aires.
- Polansky, J. (1954). "Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza", Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuaderno de Investigaciones y Estudios. 4: 4- 10. Mendoza.
- Polansky, J. (1963). "Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza", Asociación Geológica Argentina. Revista XVII (3-4) (1962): 127-349, Buenos Aires.
- Regairaz, A. y Barrera, R. (1975). "Formaciones del Cuaternario: unidades geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la Precordillera". En: Anales de la Academia Brasileira de Ciências, 47, Suplemento: 5-20, Rio de Janeiro.
- Rodríguez, E. (1982). "El problema de las lagunas de Huanacache. En: Diario Los Andes, 30 de agosto de 1982.
- Sepúlveda, E. (2001). "Hoja Geológica 3369-II, Mendoza, 1:250.000", Boletín 252, Segemar, Buenos Aires.
- Sruoga y otros (1998). "Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo 1: 250.000", Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Boletín 290, Segemar, Buenos Aires.
- Stappenbeck, R. (1917). "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.
- Storni, C. (1957). "Rasgos fisiográficos de la región situada al norte del curso medio del río Diamante (Departamento de San Carlos, Mendoza)". En: Revista Geográfica Americana, T. I, N° 3.
- Turienzo, M y Dimieri, L. (2004). "Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina". En: Journal of South American Earth Sciences 19 (2005) 111–125.
- Vergés, J. y otros (2007). "Crustal wedging triggering recent deformation in the Andean thrust front between 31S and 33S: Sierras Pampeanas-Precordillera interaction". En: Journal of Geophysical Research, Vol. 112.
- Volkheimer, W. (1978). "Descripción Geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza", Servicio Geológico Nacional, Boletín 151: 1-83, Buenos Aires.
- Zárate, M y Páez, M. (2002). "Los Paleoambientes del pleistoceno – Holoceno en la cuenca del arroyo La Estacada, Mendoza", IANIGLA.
- Zárate, M. y Mehl, A. (2008). "Estratigrafía y geocronología de los depósitos del Pleistoceno tardío/Holoceno de la cuenca del arroyo La Estacada, departamentos de Tunuyán y Tupungato (Valle de Uco), Mendoza". En: Rev. Asoc. Geol. Argent. v.63 n.3

Capítulo III

LA CUENCA DEL RÍO SALADO

1. La cuenca del río Salado

La cuenca del río Salado presenta una geomorfología variada ocupando dos espacios contrastados, uno montañoso y otro de piedemonte. Dentro de la multiplicidad de morfologías, se destaca la existencia de las dolinas de mayor tamaño desarrolladas en la Provincia de Mendoza.

El río Salado es el tributario más importante del río Atuel cuya cuenca se ubica en el centro - oeste de Mendoza y abarca los departamentos de Malargüe, San Rafael y General Alvear. La cuenca del río Salado constituye por lo tanto, una subcuenca del río Atuel con la particularidad de ubicarse íntegramente en el Departamento de Malargüe, uniéndose al brazo meridional del Atuel en la localidad de La Junta. El Salado es el mayor aporte del Atuel con 10.27 m³/seg. y el comportamiento de sus caudales es típico de un régimen de alimentación nivo - glaciar con máximos entre los meses de noviembre a enero (primavera - verano) y mínimos de abril y julio.

La cuenca presenta una superficie de 690 km², un perímetro de 218 km de longitud, una elongación meridiana de 69 km y se extiende entre los 70° 11' 57.81" - 69° 26' 51.62" long. O y los 35° 03' 02.47" - 35° 17' 17.05" lat. S. El 70% de la cuenca se desarrolla dentro del ambiente de la Cordillera Principal y, a partir de los 1.700 m.s.n.m. aproximadamente, comienza a formar parte del piedemonte malargüino, área donde ha elaborado su cono aluvial.

La cuenca se desarrolla entre los 3.500 y 1.400 m.s.n.m., presentado cumbres importantes como los cerros Las Leñas (4.351 m), Lagunitas (3.588 m), Torrecillas (3.771 m), Entre Ríos (3.444 m), El Deshecho (3.419 m), Potreritos de los Morros (3.789 m), etc., destacándose también algunos cordones montañosos denominadas "cuchillas" como la de Los Entumidos por el oeste, Colorada al sur y de Las Bayas en el centro de la cuenca (Mapa 1).

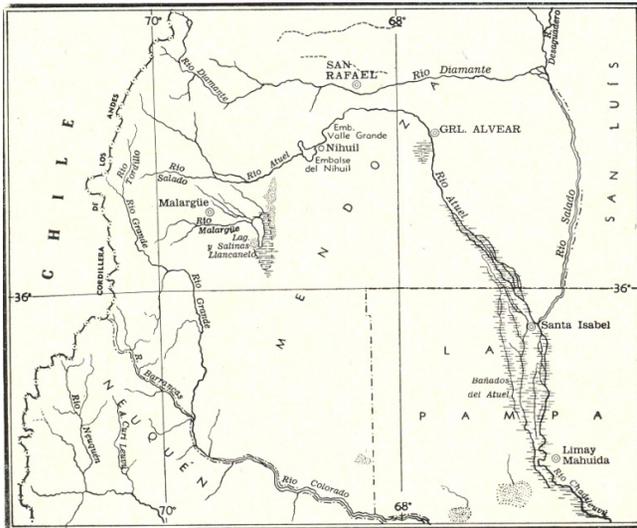


Figura 1: Ríos del centro - sur de la Provincia de Mendoza (GAEA, 1975)

Es recorrida por la ruta provincial N° 222 que parte de la ruta nacional N° 40 hacia el oeste y la vincula con el Valle Hermoso. A lo largo de su trayecto se encuentran las localidades de Los Molles y Las Leñas, centro de deportes invernales más importante de la provincia.

El río Salado se forma por la confluencia de los arroyos El Deshecho y Las Leñas que tienen sus nacientes sobre los 3.000 m de altitud. Estos cursos están alimentados por una red de arroyos permanentes nacidos de cuerpos de hielo descubierto y cubierto (glaciares rocosos) y por el derretimiento de la nieve. A estos se suman arroyos esporádicos que se ponen en funcionamiento por la fusión de la nieve o por lluvias a veces torrenciales de verano.

Entre los numerosos los arroyos que vierten al Salado sobresale el A° El Pedrero en su margen izquierda, formado en la confluencia de los arroyos Horqueta y Los Rosillos, llegando a Los Molles, localidad caracterizada por sus alrededores con vegas que permiten el desarrollo de una ganadería de pie de cordillera y por sus baños termales. Otros cursos de caudal permanente destacables son el A° El Alfalfalito (margen izquierda) y por la margen derecha los arroyos Los Blancos y La Cienaguita.

2. Estructura de la cuenca del río Salado

La cuenca del río Salado se desarrolla principalmente dentro del ámbito de la Cordillera Principal formando parte de la faja plegada y corrida Malargüe que ha sido interpretada como una faja de piel gruesa, dando lugar a plegamientos y a retrocorrimientos (Giambiagi, L. *et. al.*, 2009) muy evidentes en la denominada Cañada Ancha donde se observa un fuerte replegamiento de secuencias sedimentarias mesozoicas.

Los primeros depósitos sedimentarios de la cuenca datan del Paleozoico superior (Devónico) con la presencia de esquistos, pizarras y cuarcitas poco metamorfizadas. Luego, durante el Pérmico-Triásico, se producen efusiones volcánicas con brechas, lavas y tobas (Grupo Choiyoi) que en el Triásico medio a superior se traducen en intrusiones granodioríticas posiblemente vinculadas al magmatismo Varíscico.

En el Jurásico inferior se produce una transgresión marina desde el oeste la cual afectó a toda la cuenca con arenisca, lutitas, calizas y margas fosilíferas con aporte de material piroclástico. En el resto del Jurásico continúa la sedimentación generándose evaporitas que indicaría una fase regresiva del mar que al terminar de retirarse depositó sedimentos continentales (areniscas y conglomerados), indicadores de un sistema fluvial.

Posteriormente se origina desde el Pacífico un nuevo evento transgresivo que se inicia a fines del Jurásico, con sedimentos muy fosilíferos (pelitas, pelitas calcáreas, calizas, limolitas, areniscas) y finaliza durante el Cratácico inferior dando lugar al retiro definitivo del mar y originando una fase de depositación en cuencas cerradas de evaporitas (Fm Huitrín). A partir de aquí comienza una secuencia clástica y continental.

A fines del Cretácico, o comienzos del Terciario, tendrá lugar una importante tectónica que afecta a toda la secuencia mesozoica poniendo en contacto al basamento de la cuenca con las sedimentitas preexistentes que resultan falladas y plegadas. Posteriormente en el Mioceno se produce un ciclo eruptivo (ciclo Huincán), originando intrusivos, derrames lávicos (andesitas, basaltos), como también cuerpos volcánicos y sub-volcánicos.

En el límite Terciario – Cuaternario nuevamente coladas andesíticas y basálticas cubren amplias zonas de la cuenca. Durante el Pleistoceno se da la erosión glaciaria en los sectores oeste de la cuenca y en el Holoceno se reanuda el vulcanismo basáltico y andesítico. Finalmente, los procesos de erosión y acumulación fluvial y eólico, completan el modelado actual de la cuenca.

3. Geomorfología de la cuenca

- Características generales

Como se expresó la mayor parte de la cuenca se desarrolla en el ámbito de la Cordillera Principal con alturas principales cercanas a los 5.000 m.s.n.m. lo que permite el desarrollo de pequeños cuerpos de hielo en las partes superiores de la misma. Esta cordillera es una faja plegada y corrida en el Terciario a causa de la orogenia Andina a través de sucesivos movimientos que han dado forma a los cordones que la componen. En la cabecera de algunos valles son identificables circos glaciares heredados y glaciares rocosos activos dentro de un ambiente morfogenético periglaciario.

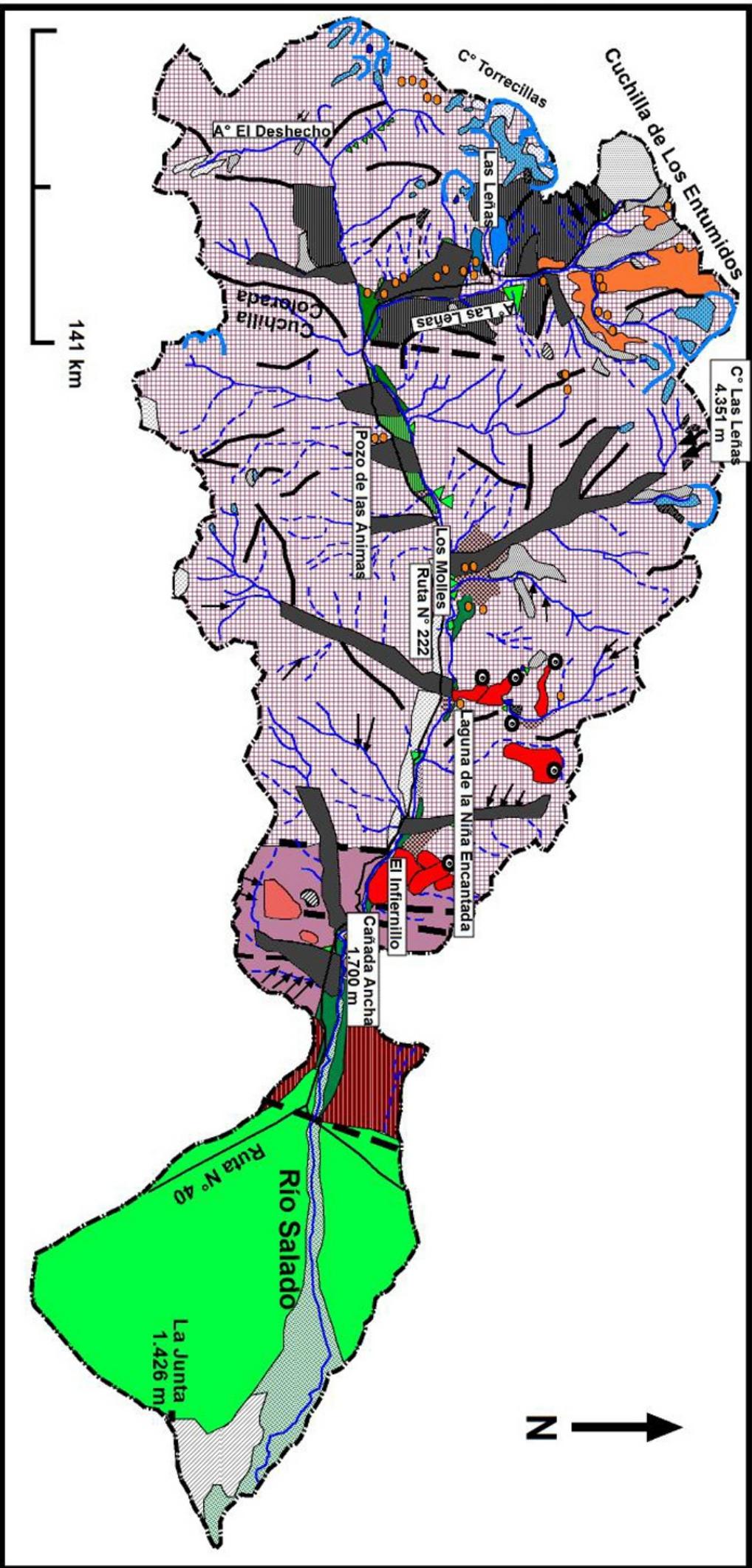
Fuera del ámbito montañoso la cuenca se desarrolla en un piedemonte caracterizado por planos inclinados generados por erosión (glacis) que han afectado sustratos sedimentarios de diferente composición. En este sector también se destaca también el importante cono aluvial depositado por el río Salado. Dentro de la morfología fluvial se observan restos de una terraza fluvio-glaciaria en cercanías de la localidad Los Molles y otros puntos del valle, y sedimentos aluviales modernos que ocupan el cauce principal del Salado y de tributarios. Se observa además la presencia de relieves volcánicos a través de conos y coladas basálticas terciarias y cuaternarias como la del Infiernillo y de relieves cársticos como el famoso Pozo de las Ánimas.

- Formas tectogénicas

— Cordillera Principal

La cuenca del río Salado se desarrolla aproximadamente en un 70 % dentro del ámbito de la Cordillera Principal que se presenta como un relieve joven, elevado durante la orogenia Andina acontecida principalmente durante el Terciario.

GEOMORFOLOGÍA DE LA CUENCA DEL RÍO SALADO



LEYENDA

HIDROGRAFÍA

- Ríos permanentes
- Ríos temporarios
- Laguna

FORMAS TECTOGÉNICAS

- Cordillera Principal
- Área tectonizada (pliegues, crestas y hog back)

FORMAS KARSTICAS

- Dolina
- Rinnenkarren y dolinas

FORMAS VOLCÁNICAS

- Colada lavica
- Mesa lavica
- Cono

MODELADO GLACIAR

- Morrena
- Circo
- Hielo descubierta

MODELADO PERIGLACIAR

- Glaciar rocoso

FORMAS DE DOMINIO ÁRIDO

- Glacis

MODELADO FLUVIAL

- Cono aluvial
- Sedimentos fluviales
- Sedimentos aluvionales

ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Bajada aluvial
- Terraza aluvial
- Divisoria de agua secundaria
- Falla

MODELADO DE LADERAS

- Debris flow
- Erosión concentrada
- Deslizamientos (planares, rotacionales y solifudales)
- Derrumbes gravitatorios

INSTALACIONES HUMANAS

- Ruta
- Asentamiento urbano
- Área agrícola

Mapa 1



Foto 1: Pliegues en la Cordillera Principal



Foto 2: C° Las Leñas cerrando el valle del mismo nombre con depósitos morénicos en primer plano



Foto 3: Llanura de inundación del río Salado en Los Molles



Foto 4: Sill andesítico en cercanías de Los Molles

Los materiales de diversa composición litológica se encuentran fuertemente plegados y en algunos casos corridos, dando origen a paisajes de gran interés científico y turístico (Foto 1). La cordillera alcanza alturas de más de 4.000 m.s.n.m. como en el cerro Las Leñas (4.351m) cuya silueta corona el valle homónimo por el norte (Foto 2).

Los cordones montañosos se encuentran erosionados por un gran número de ríos permanentes tributarios del Salado y de cursos temporarios que se ponen en funcionamiento durante la época de deshielo en la parte alta de la cuenca y por lluvias torrenciales de verano en sectores de menor altitud.

El valle del río Salado corta la montaña con dirección oeste – este y se forma por la unión de los valles longitudinales de los ríos Las Leñas por el norte y El Deshecho por el sur que presentan en sus laderas y fondos evidencias de la actividad glaciario del Pleistoceno a través, por ejemplo, de morrenas laterales (Foto 2).

En la confluencia del Salado con el A° Pedrero, en la parte central de la cuenca, se encuentra el llamado Valle de Los Molles ubicado a 1.900 m.s.n.m. con evidentes síntomas de un rápido crecimiento urbano – turístico por las bondades de las aguas termales allí presentes y que sería, a su vez, el límite oriental hasta donde llegaron los cuerpos de hielo pleistocénicos según las evidencias allí encontradas (morrenas).

Este valle se desarrolla a la vera de la ruta N° 222 mayormente sobre depósitos aluviales antiguos, en terrazas aluviales del río Salado y del arroyo Pedrero y sobre el cono inactivo de este último. También son observables algunas formas de origen kárstico que serán detalladas más adelante y el río en este punto presenta una extendida llanura de inundación por la amplitud del mismo, característica que no se repite en ningún otro lugar del valle (Foto 3).

Recorriendo los valles de la Cordillera Principal se puede apreciar la intensa dinámica de laderas que, especialmente en los valles de Las Leñas y Salado, representan en muchos casos una verdadera amenaza para quienes transitan la ruta N° 222 o para las infraestructuras presentes como el centro de sky Las Leñas. Las morfologías más difundidas producidas por procesos de laderas son los cortes por erosión lineal, canales de avalanchas, morfologías de reptación, derrubios por gravedad, *debris flow* que acompañan en algunos casos antiguos depósitos de remoción en masa.

Las laderas en cercanías de Los Molles, muestran algunos aspectos interesantes como la presencia de un *sill* andesítico sub-horizontal en la margen derecha del río Salado (Foto 4) y, en la misma localidad, un lacolito granodiorítico que intruye areniscas y conglomerados jurásicos y reconocible por su forma redondeada también sobre la margen derecha del Salado con evidencias de metamorfismo térmico.

— Anticlinal de Cañada Ancha

Formando parte de los contrafuertes orientales de la Cordillera Principal, se encuentra un área cuya singularidad está dada por los modelados derivados de un intenso tectonismo y formando parte del límite oriental de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe. En este sector, crestas, pliegues y hog back son reconocibles debido a la presencia de un anticlinal nucleado en yesos y calizas del Jurásico con flancos erosionados conocido como Cañada Ancha (Foto 5).

- Modelado kárstico

— Dolinas

El afloramiento de importantes acumulaciones de yesos en la cuenca del río Salado y la presencia de éstos bajo acumulaciones fluviales, ha permitido la conformación de magníficos exponentes de dolinas de colapsos y aluviales, no observables en otros lugares de la provincia de Mendoza.

Se presentan de manera individual o agrupada y responden a diferentes génesis y morfologías. Dentro de las de colapso se puede citar, en primer término, el famoso Pozo de las Ánimas ubicado junto a la ruta provincial N° 222 y a 6 km al oeste de Los Molles. El nombre de Pozo de las Ánimas proviene de leyendas, mitos y viejas creencias lugareñas relacionadas con el notable efecto que produce el silbido del viento en el lugar. Este pozo, también llamado Trolope-Co (agua de los muertos en lengua mapuche), se trata en realidad de dos depresiones separadas entre sí por una delgada acumulación de materiales. La primera de ellas y de menor tamaño (Foto 6), presenta su fondo con agua pudiéndose observar los constantes cambios de nivel del líquido por las marcas impresas en las rocas de los bordes de la laguna. Sus laderas están semi-estabilizadas por la vegetación a favor de una inclinación general no muy acusada de las paredes representando una típica dolina en caldero o artesa.



Foto 5: Crestas elaboradas por la tectónica



Foto 6: Dolina menor del Pozo de las Ánimas



Foto 7: Dolina mayor de colapso conocida como Pozo de Las Ánimas



Foto 8: Dolina mayor de Las Animitas

El segundo pozo (Foto 7) es de características impresionantes por su tamaño y por los constantes derrumbes que se producen en sus paredes verticales desprovistas de vegetación hacia las heladas aguas que cubren su fondo. El diámetro de este pozo es de aproximadamente 900 m y la distancia hasta el agua es de unos 80 metros, siendo la profundidad desde el nivel de agua al fondo de alrededor de 21 m. Este segundo pozo se trata de una dolina en pozo o ventana, producto del colapso de una capa subyacente de yeso sobre la que descansaban sedimentos de un cono aluvial, por lo que también se la puede considerar como mixta colapso – aluvial.

Otra dolina es la conocida como Las Animitas por tratarse también de dos depresiones de colapso con diferentes dimensiones, separadas por un estrecho talud y ubicadas en la localidad de Los Molles. La dolina de mayor envergadura se trata de una dolina en *embudo* (Foto 8) originada por el hundimiento del yeso (karst subyacente). El subsuelo disuelto se encuentra cubierto por materiales pertenecientes al cono aluvial del arroyo Pedrero por lo que también se la puede considerar una dolina *colapso – aluvial*. Los materiales fluviales son reconocibles en las paredes de la geoforma al estar prácticamente sin cobertura vegetal y el acceso a esta forma de modelado es sencillo a través de un camino consolidado que parte hacia el norte desde la ruta N° 222 y permite al observador llegar a unos 25 m de la dolina a la que se accede finalmente a pie.

A unos 6 km al este de Los Molles y rodeada de coladas de lava, se encuentra la dolina llamada La Niña Encantada (Foto 9) en un lugar de singular belleza que ha dado forma a leyendas de diversa índole. Su fondo contiene la conocida laguna homónima y la acumulación de lava que circunda la laguna proviene de volcanes que se encuentran hacia el norte y que en épocas recientes hicieron erupción derramando material incandescente sobre el curso de un arroyo que alimentaba la laguna. Aparentemente el mismo curso continúa corriendo por debajo de la colada de lava alimentando la laguna.

Es una dolina de *karst subyacente o capa rocosa* producida por la disolución parcial del sustrato de yeso y desplome de la cubierta basáltica dando origen a una dolina en *caldero*. Se encuentra en la margen izquierda del río Salado y su laguna posee una superficie de 80 m de diámetro y además de su valor escénico, ya cuenta con un cierto grado de protección mediante el cuidado de la vega circundante y de sus truchas exóticas que son un atractivo turístico.

Dentro de la morfología de dolinas hay que destacar un extenso campo de dolinas (Foto 10) que se desarrolla sobre una amplia bajada aluvial en el valle de Las Leñas, pocos kilómetros antes de arribar al centro de deportes invernales. Se presentan en gran número constituyendo un conjunto de dolinas *aluviales o de cobertera*. El agua generada por cursos que descienden del frente montañoso del oeste, se infiltra a través del material aluvial y produce la disolución en el contacto con el substrato rocoso. En superficie estas dolinas presentan morfologías suavizadas, con pendientes tendidas y profundidad no muy acusada, llegando a alcanzar diámetros de 130 m formando dolinas en *cubeta*. En algunos casos el agua de escorrentía arrastra partículas finas (limos, arcillas) hacia el fondo de las dolinas que de esta manera queda sellado. Este proceso permite la formación de lagunas cuya persistencia depende del grado de impermeabilización del fondo.

— Rinnenkarren

En yesos cordilleranos aflorantes dentro de la cuenca del Salado, los procesos de disolución y disección superficial han facilitado la formación de grandes *rinnenkarren* en las laderas, especialmente dentro del valle de Las Leñas, destacándose en el paisaje por sus “pináculos” blanquecinos sembrando la ladera (Foto 11).

— Cavernas

En cercanías del complejo turístico de Las Leñas existen alrededor de 20 cavernas en yeso a gran altura, la mayoría de las cuales presentan ríos y cascadas subterráneos de singular atractivo. La más importantes de estas cavidades son las denominadas “Las Cascadas”, “Del Colibrí”, “Naranja”, “Langosta”, etc., algunas situadas a 2.400 metros sobre el nivel del mar, colocándose así entre las más altas de Argentina.

- Formas volcánicas

Las actividad volcánica de la cuenca se ha manifestado en el Terciario y Cuaternario. Del vulcanismo más antiguo, sólo restos de coladas de lavas básicas sobreviven a la erosión formando “mesas” en sectores del sur de la cuenca como resultado de una inversión del relieve volcánico (Mapa 1).

Las coladas holocénicas basálticas están mejor conservadas, en conexión con el cono que las originó y pertenecen a los tipo *aa* y en *bloques*. Dos exponentes de esta última categoría son visibles desde la ruta N° 222 que recorre la cuenca. La primera forma la conocida colada del Infiernillo (Foto 12) mientras que la segunda es la que ha permitido la formación de la legendaria laguna de la Niña Encantada como se explicó anteriormente (Foto 13).

Para la colada del Infiernillo, que cubre sedimentos del Cretácico inferior, se le estima una edad radiocarbónica de $0,0123 \pm 0,00016$ Ma. (Folguera, *et. al.*, 2009) según la datación de sedimentos orgánicos en depósitos lacustres generados por el embalse del río Salado a causa de la misma colada.

Los conos volcánicos de la cuenca forman un campo en el sector norte de la misma que se caracteriza por contener conos monogenéticos basalto-andesíticos, edificados bajo condiciones de extensionalidad, con erupciones pleistocénicas - holocénicas, controlados por el sistema de falla directa de El Infiernillo de rumbo norte. Los volcanes Hoyada, Lagunitas y volcanes Pérez son los volcanes más prominentes y las edades de la totalidad de los conos están dentro del intervalo de 0,0123 y 0,0005 Ma. (Folguera, *et. al.*, 2009).

- Formas climatogénicas

— Modelado glaciar

La presencia de hielo descubierto es muy escasa en la cuenca, solamente visibles en cotas superiores a los 4.000 m.s.n.m., ocupando el fondo de circos glaciarios o en algunas laderas como ocurre en el macizo del C° Torrecillas al oeste de la cuenca. Sin embargo, la acción de glaciares fue intensa durante el Pleistoceno dejando su impronta en circos que ocupan la parte superior de valles y en la acumulación de material formando morrenas como la que se encuentra en la localidad de Las Leñas y sirve de asiento a instalaciones del complejo deportivo. Otros restos morrénicos son visibles en inmediaciones del Pozo de las Ánimas, adosadas a ambos márgenes o en cercanías de Los Molles (2.012 m) que sería el límite inferior del avance glaciar coincidiendo con la forma de artesa que muestra el valle (Foto 14). También se localizan en las zonas más elevadas de los valles como es el caso del C° El Collar y el Cajón de Los Mendinos.



Foto 9: Dolina conocida como Laguna de la Niña Encantada



Foto 10: Dolina aluvial en cercanías de Las Leñas



Foto 11: Rinnenkarren en proximidades del centro deportivo invernal Las Leñas



Foto 12: Colada de lava denominada El Infiernillo



Foto 13: Colada de lava que da origen a la Laguna de la Niña Encantada



Foto 14: Restos de morenas en proximidades de Los Molles

— Modelado periglacial

El ambiente periglacial está muy extendido ocupando laderas y valles por sobre los 2.600 m.s.n.m.. La actividad de los ciclos de congelamiento – descongelamiento permite una intensa dinámica de laderas siendo muy comunes los mecanismos de crio-reptación, *debris flow*, lóbulos de soliflucción, criofracción que genera laderas con cobertura de bloques (taludes), terracitas y las acumulaciones como consecuencia de avalanchas nivo-detríticas. La presencia de estos procesos se encuentra asociado al clima y a la pendiente y litologías presentes alcanzando mayor intensidad en puntos donde afloran las vulcanitas permotriásicas del Grupo Choiyoi, más susceptibles a la erosión y por ocupar las partes altas de la topografía.

Sin embargo las formas periglaciares más importantes son los numerosos glaciares rocosos glaciogénicos que cierran, en la mayor parte de los casos, las cabeceras superiores de valles y son los de mayor extensión. Glaciares rocosos criogénicos se ubican en algunas laderas ocupando reducidas extensiones (Mapa 1). La importancia hidrológica de estos glaciares es grande ya que aportan casi la totalidad de los caudales que forman el río Salado y a sus tributarios.

— Glacis

Se destaca un reducido glacis al pie el frente oriental cordillerano. Es un plano inclinado generado por la erosión de diversas formaciones sedimentarias y se destaca en el paisaje por la regularización de su parte superior y la discordancia angular que guarda con respecto al sustrato integrado por sedimentitas inclinadas por la tectónica. En su ámbito se encuentran numerosas explotaciones petroleras.

— Modelado fluvial

Sin duda los conos aluviales son las formas fluviales más numerosas y extendidas como en el caso del gran cono fluvioglacial elaborado por el río Salado en su salida al piedemonte, elaborado posiblemente durante el máximo glaciar dentro de la cuenca y que sirve de asiento a la localidad de La Junta y toda el área agrícola adyacente.

El resto de los conos tiene su origen en los sedimentos arrastrados y depositados por los cursos de agua durante los deshielos o por las crecidas estivales producidas por lluvias a veces torrenciales. Éstas últimas transportan gran cantidad de materiales que dan origen a los conos o se acumulan dentro de los valles como depósitos aluvionales. Los conos a veces se disponen de manera coalescentes formando bajadas aluviales.

Es también reconocible una terraza fluvio-glaciár elaborada por el río Salado al inscribirse dentro de los sedimentos por él mismo depositados, lo que prueba un cambio en la dinámica del mismo a través del tiempo con una época de acumulación (máximo glaciár) y otra de disección generada por el derretimiento glaciár.

— Depósitos aluviales

Se encuentran en planicies aluviales elaboradas por el río Salado así como también en los arroyos tributarios que presentan depósitos aluviales en sus cauces.

Bibliografía

- Barredo, S. (2008). “Dolinas y sumideros: El caso de la laguna de la Niña Encantada, entre la leyenda y el karst”. En: Actas del III Congreso Argentino de Espeleología, Malargüe, Mendoza.
- Calaforra Chordi, JM. (1998). “Karstología de yesos”, Universidad de Almería, España.
- Combina, A y Nullo, F (2011). “Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W)”. En: Andean Geology, Revista Geológica de Chile, www.scielo.cl/andgeol.htm
- Costa, C. (2000). “Mapa de Fallas y Pliegues Cuaternarias de Argentina”, Proyecto Internacional de la Litósfera, Grupo de Trabajo II-2, Principales Fallas Activas del Mundo, U.S. Geological Survey (USGS) y Universidad Nacional de San Luis (UNSL).
- Dessanti, R.N. (1978). “Descripción geológica de la Hoja 28 b Malargüe (Provincia de Mendoza)”, Servicio Geológico Nacional, Boletín 149:1-50, Buenos Aires.
- Espizúa, L. y Bengochea, J. (2000). “Zonificación de peligrosidad de procesos de remoción en masa en la cuenca del río Salado, Mendoza, Argentina”. En: Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales, Publicación Especial N° 4, Buenos Aires.
- Folguera, A. y otros (2009). “Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°–5°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting”. En: Journal of

Volcanology and Geothermal Research 186, 169–185.

Giambiagi, L., y otros (2009). “Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas”. En: Revista de la Asociación Geológica Argentina, vol.65 número1, Buenos Aires.

Giampaoli, P. y Dajczgewand, D. (2001). “Faja plegada y corrida de Malargüe: la estructura a la latitud del río Salado”. En: Actas del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate.

Nullo, F. y otros (2005). “Hoja Geológica Malargüe 3569-III/3572-IV 1:250.000”, Boletín N° 345, Segemar, Buenos Aires.

Capítulo IV

CERRILLADAS Y HUAYQUERÍAS

1. Características y origen

El sector de cerrilladas considerado en este capítulo está representado por las cerrilladas de Tupungato, Lunlunta – Barrancas – Carrizal y Tunuyán o San Carlos ubicadas al sur del río Mendoza y al oeste de la llanura oriental de Mendoza. Las dos últimas presentan una dirección predominante norte – sur, mientras que la primera noroeste – sureste. Su origen se debe a empujes verticales neotectónicos del Pleistoceno a lo largo de antiguas fracturas reactivadas que elevaron paquetes sedimentarios del Plioceno (Fm Mogotes) (conglomerados, arenas, arcillas) arrasados previamente por superficies erosivas.

La actividad tectónica continúa en el presente ya que en las cerrilladas de Barrancas se situó el epicentro del terremoto del 26 de enero de 1985 que produjo grandes daños en el Gran Mendoza y alcanzó una magnitud de 5,9 grados y una intensidad VIII grados (IMPRES, 1985). No es de extrañar entonces que en las cerrilladas se localicen estructuras plegadas, fallas de tipo inverso de gran rechazo, fallas normales, escalonamientos, etc. Desde el punto de vista de sus recursos, en determinadas áreas de las mismas se han desarrollado numerosos yacimientos petrolíferos encontrados en sedimentos triásicos del subsuelo.

2. Cerrillada de Lunlunta - Barrancas - Carrizal

Responden a un pliegue anticlinal asimétrico con inclinaciones de 4° a 6° en su flanco occidental y de 60° a 65° en su flanco oriental. La de Barrancas es la más alta y la de Carrizal la de menor altitud. Sobre el borde oriental y occidental de las cerrilladas, se desarrolla un sistema de fallas que al reactivarse han permitido el ascenso de los alineamientos entre 200 y 300 m sobre los cauces actuales de los ríos Mendoza al norte y Tunuyán al sur (Mapa 1).

Al este se destaca la falla inversa de Barrancas Este ubicada en el margen nororiental del anticlinal y al sur del río Mendoza. La falla está representada en superficie por una escarpa de aproximadamente 1,20 m de alto a lo largo de 4 km. Al norte una falla normal de orientación este-nordeste separa el bloque hundido de Cruz de Piedra al norte, del anticlinal Barrancas al sur. Dicha falla, en parte, es coincidente con el curso del río Mendoza por lo que se la ha llamado falla Río Mendoza. Al oeste del anticlinal y al este de la ruta nacional N° 40, se extiende una falla inversa de traza norte-sur denominada falla Barrancas Oeste con una escarpa de 7 km de largo entre Agrelo y Ugarteche.

En la parte superior de las cerrilladas se encuentran evidencias de una antigua superficie de erosión por la uniformidad que presentan sus cumbres y restos de la Formación Mesones (Pleistoceno inferior), integrante de la cubierta fanglomerádica del glacis superior que arrasó las estructuras antes de su levantamiento durante el Cuaternario (Foto 1). Esta superficie sería un indicador que posiblemente los glacis previos, hoy dislocados, formaron parte de un piedemonte extenso y continuo.

Al pie de la vertiente occidental de las cerrilladas de Lunlunta – Barrancas se ha desarrollado un corto glacis (Foto 1) bajo condiciones de clima seco que sería contemporáneo al glacis principal (Pleistoceno medio) que ocupa grandes extensiones del piedemonte andino. Estas rampas, hoy portadoras de una cubierta vegetal arbustiva, y erosionadas por cursos esporádicos, se extienden hasta la ruta nacional N° 40 (Mapa 1). Los materiales de la playa desarrollada a continuación de los glacis, contribuyeron al relleno aluvial de una confinada planicie que se desarrolla entre las cerrilladas de Lunlunta - Barrancas - Carrizal y las de Tupungato (Mapa 1). Sin embargo, en el ángulo noroeste de la cerrillada de Lunlunta, la sierra se pone en contacto directo con la citada planicie a través de un escalón de unos 20 m de altura, reconocible desde la ruta n° 40 que transita parte del límite entre las dos geoformas (Foto 2)

Las acumulaciones eólicas no están ausentes en el paisaje. En el extremo suroccidental de las cerrilladas de Carrizal se aprecia un importante conjunto de médanos semifijos longitudinales con orientación oeste – este denominados Médanos del Carrizal. Los cordones de médanos alternan con cubetas de deflación con la consiguiente removilización de arenas que dan lugar a la aparición de dunas móviles adornadas por *ripples* eólicos en sus superficies (Foto 3).

La movilización de las arenas se ve favorecida por la degradación de la cubierta vegetal como consecuencia del impacto antrópico a través de sobrepastoreo, tala y actividades de motos y vehículos 4x4 que con las marcas dejadas por sus rodados, colaboran con el cárcavamiento de los médanos al encauzar el agua proveniente de las lluvias estivales.

El conjunto de médanos que se asienta sobre los materiales de la cerrillada, hacia el oriente finaliza en un llamativo escarpe erosivo. Las paredes del escarpe presentan cárcavas debido a la acción del agua que escurre con gran poder de erosión y transporte luego de torrenciales lluvias de verano, generando un interesante relieve de *bad land* (Foto 4). El escarpe permite reconocer los materiales de las cerrilladas que afloran casi horizontales cubiertos por los médanos. En el contacto de los depósitos mencionados se intercalan cenizas volcánicas provenientes del volcán Maipo (Cordillera Principal), identificables por su coloración blanquecina. Al pie del escarpe se aprecian algunos cerros testigos y anteceros que atestiguan un retroceso erosivo no uniforme del frente del mismo (Foto 5).

En las cerrilladas la acción concentrada del agua genera morfologías muy destacadas y que son las denominadas localmente “huayquerías”. Posterior al levantamiento y a favor de una escasa cobertura vegetal, acusadas pendientes y de materiales terciarios (arcillas, limos) de poca resistencia a la erosión que constituyen las cerrilladas, las aguas de las tormentas torrenciales elaboraron una complicada y densa red de cárcavas conformando un típico paisaje de *bad-land* o huayquerías. Este paisaje está mejor desarrollado en las laderas orientales de las cerrilladas como consecuencia de una mayor inclinación de las mismas generando en conjunto un paisaje “ruinoso” (Foto 6).

3. Cerrillada de Tunuyán

La cerrillada de Tunuyán es la más extensa y se la denomina también San Carlos (Mapa 1). Se trata de un conjunto de cerrilladas con una superficie casi rectilínea en su coronamiento debido a que fueron erosionadas por superficies de glacia superior antes de su surgimiento (Foto 7).

La cerrillada es un amplio y suave pliegue anticlinal asimétrico (Polansky, 1963), compuesto por un conjunto de relieves de cuesta, donde los flancos orientales (frentes), con una importante densidad de cárcavas, presentan una

inclinación mayor respecto a los flancos occidentales (reversos) menos erosionados. Estos relieves de cuesta en ocasiones están acompañados en sus frentes por cerros testigos y anticeros elaborados en sedimentos del Terciario. Los relieve monoclinales se relacionan con sistemas de fallas normales que afectan formaciones del Terciario (Fm Mogotes) y del Cuaternario.

Descendiendo por sus laderas aparecen *uadis* que a veces excavan valles extensos y anchos, encajados dentro de sedimentos del Cuaternario y del Terciario. Estos valles con fondos planos, su ponen en funcionamiento con las aguas provenientes de lluvias torrenciales de verano. Los cursos se extienden a lo largo de varios kilómetros antes de desembocar y expandirse sobre los planos bajos de la serranía formando bajadas aluviales (Mapa 1).

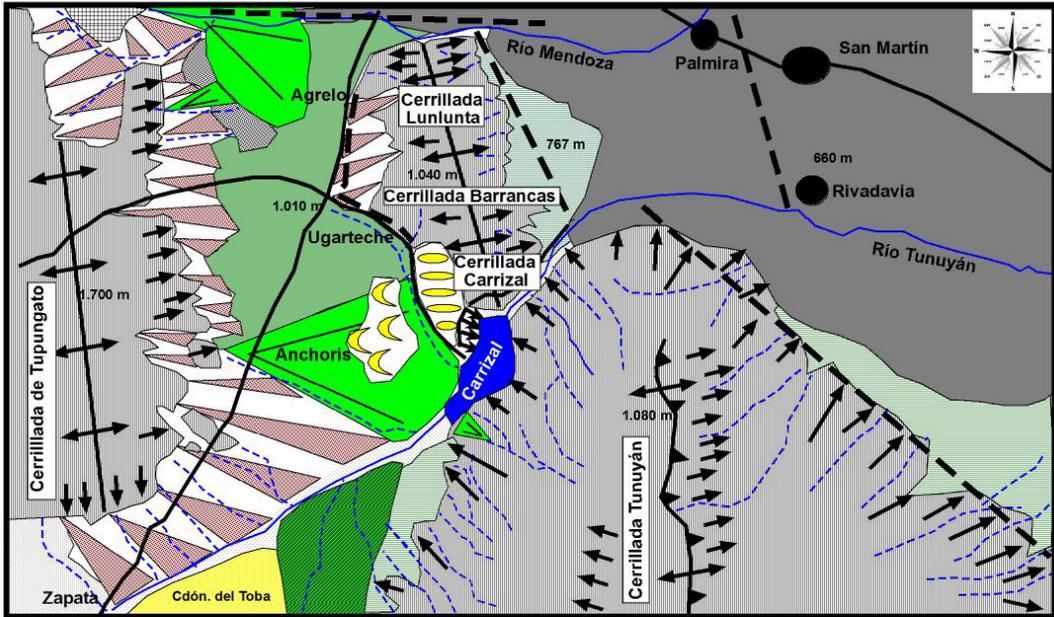
— Bad Land o huayquerías

Un párrafo aparte merecen los *bad land* o huayquerías que son visibles en distintos lugares de la cerrillada en coincidencia con zonas de fuerte abarrancamiento donde asoman sedimentos del Terciario (arcillas- limos). Las cárcavas y barrancos modelados por las aguas de lluvias estivales se han esculpido como consecuencia de la poca resistencia a la erosión de las sedimentitas y la escasa cobertura vegetal del área. El relieve resultante son cárcavas o “huaicos” separados entre sí por aristas muy pronunciadas y barrancos estrechos y profundos, acompañados, como se mencionó, por numerosos *uadis* excavados en sedimentos del Cuaternario o bien sobre los materiales del Terciario superior.

Las cárcavas y barrancos (*gully, gullies*) forman pequeños cortes de paredes y cabeceras verticales y perfiles longitudinales de fuerte pendiente que denotan una intensa erosión hídrica. Los procesos geomorfológicos activos que actúan dentro de estas morfologías son diversos: movimientos en masa en las paredes verticales (caídas, deslizamientos y flujos), erosión hídrica de tipo laminar y concentrada, etc.

Este modelado está fuertemente condicionado por el clima seco de la zona y las escasas precipitaciones ocasionales en forma de cortas y concentradas lluvias que ocurren en verano.

GEOMORFOLOGÍA DE LAS CERRILLADAS DE PIEDEMONTE



LEYENDA

Mapa 1

FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- Macizo antiguo
- Cerrillada
- Frente de cuesta
- Falla
- Anticlinal

FORMAS EÓLICAS

- Campo de médanos
- Médanos longitudinales
- Médanos barjanoides

FORMAS DE DENUDACIÓN

- Glacis
- Escarpe de erosión
- Cárcava

FORMAS FLUVIALES

- Curso permanente
- Curso temporario
- Valle fluvial antiguo
- Playa
- Conos fluvio-glaciares cultivados y urbanizado

- Cono aluvial

- Planicie aluvial
- Sedimentos aluviales
- Bajada aluvial

ELEMENTOS ANTRÓPICOS

- Embalse
- Ciudad
- Ruta

18,6 km



Foto 1: Cortos glacis al pie de la vertiente occidental de las cerrilladas de Lunlunta
– Barrancas que muestran en su parte superior el arrasamiento erosivo que
sufrieron antes de su levantamiento en el Cuaternario



Foto 2: Escalón producido por el contacto entre los contrafuertes orientales
de la cerrillada de Lunlunta con la planicie fluvial ubicada al oeste



Foto 3: Duna móvil desarrollada sobre médanos semifijos del Carrizal



Foto 4: Bad land desarrollado en el frente del escarpe de erosión

Estas lluvias se descargan sobre la superficie con poca cobertura vegetal y generan un escurrimiento que se encauza rápidamente formando una densa red de avenamiento. El caudal se forma en pocos minutos y su velocidad aumenta rápidamente aguas abajo en los estrechos cauces; erosionando y arrastrando en su camino todo material encontrado a su paso. Así, con cada precipitación, los cortes se van incrementando, densificándose la red y creciendo cada cárcava por erosión retrocedente, lateral y en profundidad, dando lugar a la formación de al relieve de *bad land* o huayquerías y haciendo honor a su significado de “tierras malas” ya que esterilizan las superficies por las pérdida de materiales y dan lugar a uno de los espacios más desérticos de la geografía provincial.

4. Cerrillada de Tupungato

Las cerrilladas de Tupungato son tratadas en el capítulo referido a la Depresión de Tunuyán como morfología estructural que sirve de límite norte y este de la mencionada depresión. Por tal motivo, en este capítulo sólo se caracterizará su piedemonte oriental (Mapa 1).

La cerrillada es una unidad de escasa altura, entre 2.500 y 2.000 m.s.n.m., de edad cuaternaria, elaborada en depósitos continentales terciarios, levemente plegados y elevados durante los movimientos neotectónicos del Cuaternario. En su parte superior presenta restos de la Formación Los Mesones (Pleistoceno inferior) que corresponde a la cubierta fluvial de un primer nivel de piedemonte o glacis superior, desmantelado durante un ciclo de erosión y como producto de ese desmantelamiento se elaboró un segundo nivel de piedemonte o glacis principal cubierto por la Formación La Invernada (Pleistoceno medio). La presencia de este último glacis se identifica en la cerrillada de Tupungato en sus bordes occidentales con cortos recorridos y en su vertiente oriental con mayor desarrollo generando un extenso piedemonte disectado por los escurrimientos provocados por las lluvias locales (Foto 8).

El piedemonte oriental de las cerrilladas de Tupungato se extiende entre los ríos Mendoza y Tunuyán, cubriendo 48 km de norte a sur y 9 a 15 km de oeste a este. La cubierta del glacis principal (Fm Invernada) se encuentra sepultada en algunas partes por abanicos aluviales modernos formados por aluviones provenientes de las cerrilladas y por limos y arenas eólicas que permiten la presencia de suelos cultivables en la rampa inclinada que presenta una

pendiente general de 0,8 a 1,5%. El drenaje en general es hacia el este y profusamente entallado por cauces secos que se ponen en funcionamiento durante lluvias estivales. Varios de ellos parecerían estar en relación con alineamientos estructurales producto de la neotectónica que afectó a la cerrillada (Foto 9).

5. Planicie aluvial

La planicie aluvial ocupa una depresión tectónica que según Polanski (1962), podría ser coetánea con la Depresión de Tunuyán ubicada al oeste de las cerrilladas de Tupungato.

En la actualidad se encuentra en gran medida cultivada y urbanizada, desarrollándose entre en los valles de los ríos Mendoza al norte y Tunuyán al sur, y las cerrilladas de Tupungato al oeste y Lunlunta- Barrancas y Carrizal al este (Mapa 1) (Fotos 8 y 10). Se trata de una forma de acumulación fluvial con deposición de arenas gruesas, gravas y algo de sedimentos finos. El relleno se debe a materiales aportados a manera de playa por los cursos que descienden desde las cerrilladas del este, y por conos aluviales como el Anchoris formado por cursos que descienden desde la cerrillada de Tupungato. Este cono presenta una extensa cubierta de arenas eólicas con formas barjanoides (Mapa 1).

Otro cono fluvial que rellena la planicie es el Cacheuta (Enjalbert, 1953) o Agrelo (Regairaz y Barrera, 1975) formado por el río Mendoza. Esta geoforma se encuentra adosada al extremo sudeste de la Precordillera y tiene una superficie aproximada de 14 km de largo y 7 km de ancho (Mapa 1). Su mayor desarrollo superficial se da en la margen derecha del río Mendoza y su ápice se encuentra donde el mencionado río sale de la montaña al ámbito del piedemonte.

La pendiente general del cono es de 1,5 a 3% y sobre él se inscriben otras formas de acumulación más recientes como abanicos aluviales formados por los escurrimientos provenientes de las cerrilladas de Tupungato y gran parte del mismo está cubierto por arenas eólicas. En la actualidad ya no es alcanzado por los escurrimientos del río Mendoza cuya llanura aluvial se encuentra a más de 10 m por debajo del nivel del cono que presenta una destacada terraza en sus bordes.



Foto 5: Carros testigos y antecerros atestiguan el retroceso del frente del escarpe



Foto 6: Relieve de bad lands o “huayquerías” en la vertiente oriental de las cerrilladas de Lunlunta - Barrancas



Foto 7: Se aprecia la concordancia erosiva de cumbres de la cerrillada de Tunuyán



Foto 8: Extenso glacis desarrollado en las laderas orientales de la cerrillada de Tupungato que se conecta con una planicie fluvial flanqueada al este por la cerrillada Lunlunta – Barrancas al fondo



Foto 9: Glacis oriental de las cerrilladas de Tupungato erosionado por cursos esporádicos



Foto 10: Planicie aluvial cultivada y urbanizada ubicada entre las cerrilladas de Tupungato al fondo y las de Lunlunta – Barrancas en primer plano

Bibliografía

Duque, J. (2007). “Erosión hídrica en cárcavas y barrancos de la provincia de Segovia, España”, *Geología & Yacimientos Minerales*, www.aulados.net.

Enjalbert, H. (1953). “El valle del río Mendoza (Argentina), Ensayo sobre la evolución del modelado de los Andes secos”, Instituto de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza.

González Loyarte, M. (2001). “Geomorfología del piedemonte de las cerrilladas de Tupungato, Mendoza (Argentina)”. En: *Boletín de Estudios Geográficos* N° 97, Instituto de Geografía, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza.

González Loyarte, M. (1989). “Ejemplo de la relación entre la fitosociología, las geoformas y los procesos morfogenéticas en el piedemonte andino de Tupungato, Mendoza”. En: *Detección y Control de la Desertificación*, Cricyt, Mendoza.

Instituto Nacional de Prevención sísmica (IMPRES) (1985). “El Terremoto de Mendoza, Argentinas, del 26 de enero de 1985”, Informe General, Ministerior de Obras y Servicios Públicos, Mendoza.

Polansky, J. (1963). “Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza”, *Asociación Geológica Argentina. Revista XVII* (3-4) (1962): 127-349, Buenos Aires.

Regairaz, A. (1970). “Rasgos geomorfológicos y evidencias de fenómenos de geotectónica en la Huayquería del este (Mendoza). Primera contribución a su conocimiento”. En: *Boletín de Estudios Geográficos*, N° 68, Vol. XVII, Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo.

Regairaz, A. (1962). “Importancia de algunos rasgos geomorfológicos del presente y del pasado en Mendoza y su vinculación en recursos naturales energéticos”. En: *Boletín de Estudios Geográficos*, N° 37, Vol. IX, Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo.

Regairaz, A. (1979). “Relaciones entre tectónica y trazado de la red de drenaje superficial (Zona Huayquerías de Tunuyán, Mendoza)”. En: *Actas del VIº Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca, 1975)*, Actas II. 431-448, Buenos Aires.

Regairaz, A. y Barrera, R. (1975). “Formaciones del Cuaternario: unidades geomorfológicas y su relación con el escurrimiento de las aguas en el piedemonte de la Precordillera”, *Anales Academia Brasileira de Ciencias*, 47, Suplemento: 5-20, Rio de Janeiro.

Viers, G. (1959). “Le piedmont semi - aride disloqué de Mendoza (Republique Argentine), *Revue Géographique des Pyrénés eT du Sud - Ouest*”, *Instituts de Géographie de Toulouse ET de Boreaux, Facultás de Letters ET Sciences Humaines*.

Capítulo V

PLANICIES ORIENTALES

1. Aspectos generales

Las planicies ocupan la mitad oriental de la Provincia de Mendoza y son la expresión superficial de una profunda cuenca rellena por cientos de metros de sedimentos. Se caracterizan por la sequedad del clima, pobre cobertura vegetal, ausencia de cursos de agua permanentes y la presencia de vientos que facilitan la movilidad de arenas que forman grandes campos de médanos y dunas.

Esta enorme geoforma se comporta como un antiguo bloque rígido hundido, que durante el Terciario y Cuaternario fue colmatado por sedimentos (limos, arcillas, arenas) continentales, procedentes en su mayoría de la Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera y Macizo de San Rafael, transportados por los ríos mendocinos más el aporte de arenas eólicas holocénicas.

2. Unidades geomorfológicas

Para una mejor caracterización geomorfológica se desglosó a la planicie en tres sectores, norte, centro y sur.

- Sector norte

— Planicie fluvio - eólica

El sector norte (Mapa 1) abarca desde el límite con la Provincia de San Juan al norte, hasta la ruta nacional N° 7 al sur. Se trata en su mayor parte de una gran planicie fluvio- eólica, donde la dinámica de los vientos holocénicos ha elaborado importantes cadenas de dunas móviles y médanos semifijos,

algunos de los cuales alcanzan alturas importantes cuando acompañan cursos de agua secos (Foto 1).

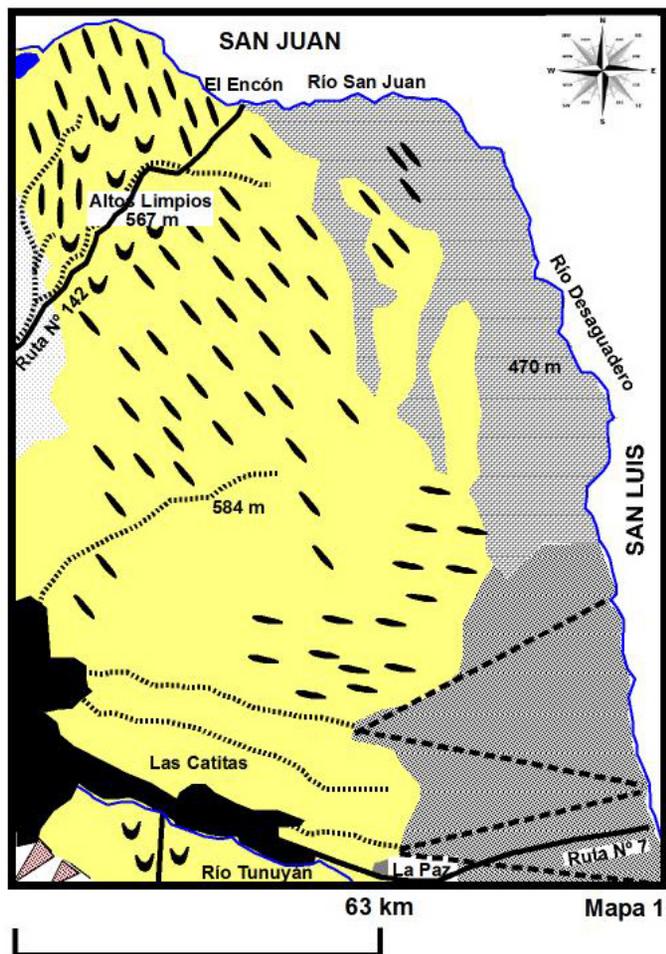
Actualmente este sector carece de aguas corrientes pero se encuentran en el relieve paleo-cauces del río Mendoza con dirección predominantes suroeste – noreste, reconocibles por sus lechos desecados que son testimonio de escurrimientos post-glaciales que surcaron la llanura y contribuyeron a su sedimentación.

Los vientos con direcciones dominantes oeste-este en la parte central y noroeste-sudeste en la oriental, forman en algunos casos llamativos *ergs* como el que se encuentra a la vera de la ruta provincial n° 142 y a 130 km de la capital mendocina, denominado Altos Limpios. La movilidad de las arenas en este sitio es consecuencia de la actividad del hombre que impactó sobre la cubierta de vegetación del área a través de tala y sobrepastoreo. El viento posteriormente se encargó no sólo de activar las dunas, sino de crear nuevas formas de acumulación eólica. El sector de mayor vivacidad de arenas ocupa unos 336.000 m² aproximadamente, con vientos dominantes del noreste y en menor medida del sudeste y sudoeste. La actividad eólica ha permitido que los Altos Limpios sean un hermoso muestrario de dunas de diferentes tipos y de morfologías eólicas muy interesantes lo que genera un atractivo turístico dentro del Departamento de Lavalle.

Entre los tipos de dunas se destacan dunas parabólicas con formas en U en planta y con dos brazos parcialmente cubiertos de vegetación (Foto 2). En la zona de sotavento de las mismas es común observar flujos de arena en forma de *cuellos de botella* que certifican la movilidad del frente de avance de las acumulaciones eólicas (Foto 3) sobre áreas menos impactadas y con médanos semifijos (Foto 4). Sobre las dunas son destacables marcados *ripples* eólicos y la presencia de *blowouts* producidos por deflación y constituyendo depresiones cerradas en sectores con algo de vegetación entre las dunas (Foto 5).

Otros tipos de dunas reconocibles son las lineales o *seif* que alcanzan varios metros de longitud, con sección longitudinal bastante rectilínea y transversal asimétrica (Foto 6). Se encuentran acompañadas de algunas piramidales (Foto 7), barjanoides y las llamativas dunas *eco* separadas del obstáculo que constituyen otras dunas por espacios equivalentes a tres veces su altura (Foto 8).

GEOMORFOLOGÍA DE LA PLANICIE ORIENTAL DE MENDOZA SECTOR NORTE



LEYENDA

FORMAS FLUVIALES

-  Río
-  Paleocauce
-  Laguna
-  Cono aluvial Mendoza
-  Paleoconos aluviales

FORMAS MIXTAS

-  Planicie fluvio-lacustre
-  Planicie fluvio-eólica

FORMAS EÓLICAS

-  Dunas longitudinales
-  Dunas barjanas

FORMAS DENUDATORIAS

-  Glacis

INSTALACIONES HUMANAS

-  Cono fluvio-glacial del río Tunuyán urbanizado y cultivado
-  Ruta

– Planicie fluvio – lacustre

Bordeando por el sur el río San Juan y al río Desaguadero por el oeste, se reconoce una franja formada por los antiguos cambios de curso de ambos ríos que “desparramaron” sus materiales fluviales generando llanuras de inundación con diseños de drenaje anastomosados y *braided*, observando actualmente en el modelado una gran cantidad de brazos y meandros abandonados, *oxbow* y numerosos cuerpos lacustres en su mayoría secos y ocupados por cuerpos salinos o médanos que reflejan la sequedad del clima reinante en el área.

– Paleo-conos aluviales

El río Tunuyán, en su tramo inferior y antes de confluir con el río Desaguadero, desarrolló una extensa zona de conos aluviales coalescentes aún reconocibles por sus paleo-cauces. La elaboración de los conos se produjo antes de la desaparición de los caudales del río a causa del uso agrícola/urbano en el oasis occidental (Mapa 1). Los materiales, en su mayoría limosos, contienen en su superficie una multitud de brazos abandonados que atestiguan el trabajo del río sobre la planicie durante los cambios de curso. Lo mismo se puede apreciar, en menor escala, en la desembocadura del río Diamante en el Desaguadero más al sur (Mapa 3).

– Planicie fluvio – eólica

Casi la totalidad de la planicie tiene un origen fluvio-eólico como consecuencia de los derrames provenientes del río Tunuyán al norte y de los cursos que descienden de las cerrilladas ubicadas al oeste (Mapa 2). La superficie de la llanura se encuentra cubierta por depósitos eólicos holocénicos que dan lugar a la formación de extensos campos de médanos predominantemente longitudinales, y en menor grado dunas parabólicas con orientaciones cambiantes según las direcciones predominante de los vientos. En gran medida las acumulaciones arenosas se encuentran semifijas aunque no es extraño encontrar algunas móviles como consecuencia de la acción antrópica a través de actividades de tala de la vegetación.



Foto 1: Planicie fluvio – eólica



Foto 2: Duna parabólica



Foto 3: Flujos en forma de *cuello de botella* en dunas parabólicas



Foto 4: Duna móvil con *ripples* eólicos



Foto 5: Blowouts producidos por deflación



Foto 6: Duna lineal o *seif*



Foto 7: Duna piramidal



Foto 8: Dunas eco

- Sector central

Abarca desde el río Tunuyán al norte, hasta el área de la localidad Ñacuñán al sur y al oriente de la cerrillada de Tunuyán y su piedemonte (Mapa 2).

— Bajada aluvial de Ñacuñán

La localidad de Ñacuñán se encuentra asentada sobre una importante bajada aluvial que se extiende hacia el norte y sur de la citada instalación humana (Mapa 2). Ha sido elaborada por la coalescencia de conos aluviales de cursos esporádicos o *uadis* que descienden las cerrilladas de Tunuyán al oeste y de la Meseta del Guadal al suroeste (fuera del área cartografiada), producto de mesivas crecidas aluvionales a través del tiempo. La bajada presenta una cubierta de arenas que sepultaron parcialmente a los cursos secos, mientras que otros siguen siendo funcionales durante las lluvias (Foto 9).

- Sector sur

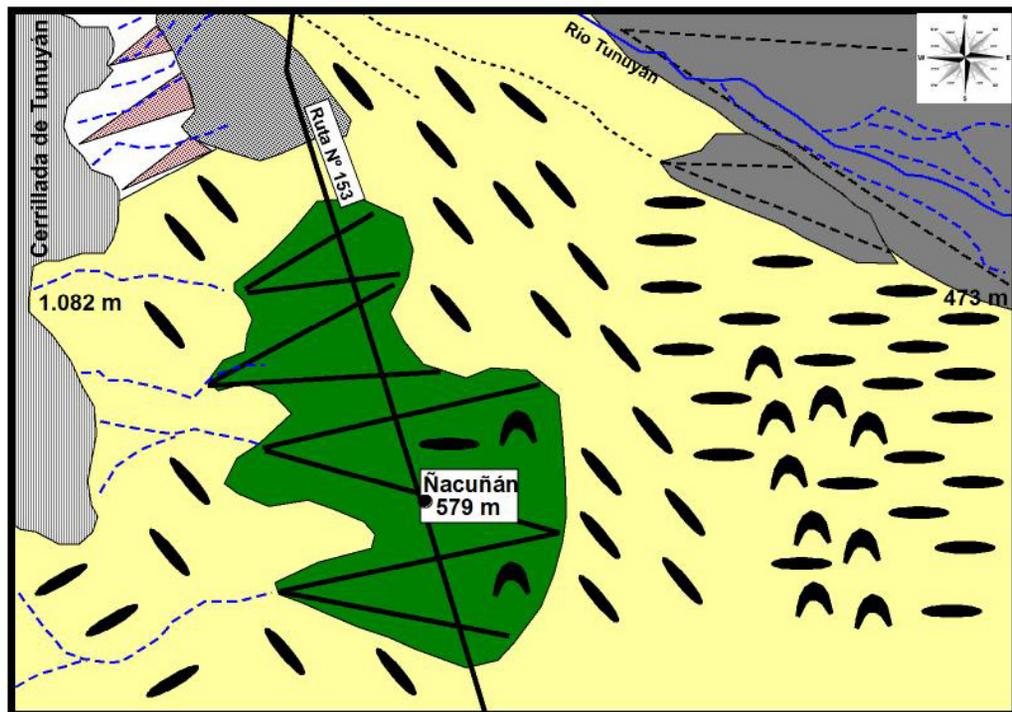
Se extiende al sur del río Diamante y este del río Atuel, ocupando el sudeste provincial que limita con la Provincia de La Pampa (Mapa 3)

— Planicie fluvio - eólica

Ocupa el sudeste provincial y ha sido rellenada por sedimentos fluviales procedentes de la Cordillera Principal, Cordillera Frontal y del Macizo de San Rafael a través de las cuencas de los ríos Atuel y Diamante, asociados a los depósitos eólicos modernos que los recubren. Estos ríos unían sus cauces en este sector y barrían toda la llanura conformando una gran planicie aluvial extendida hacia el este. Los sedimentos fluviales tienen gran distribución areal y forman el relleno cuaternario de todo el sector de la llanura. Son de edad neopleistocénica (conglomerados, gravas y areniscas) y Pleistoceno tardío-Holoceno (arenas fluviales, limos y arcillas con concreciones calcáreas y yesíferas) (Krömer, 1996).

Los depósitos fluviales se encuentran enmascarados por dunas longitudinales, barjanas y parabólicas que se formaron por vientos del sector sur y suroeste. Los sedimentos eólicos de superficie ocupan el 90% del sector y se distinguen en el área el campo medanoso Pampa de La Varita (Mapa 3).

GEOMORFOLOGÍA DE LA PLANICIE ORIENTAL DE MENDOZA SECTOR CENTRAL



Mapa 2



LEYENDA

FORMAS ESTRUCTURALES

Cerrillada

FORMAS FLUVIALES

Río

Curso esporádico

Paleocauce

Paleoconos aluviales

Bajada aluvial

Playa

FORMAS MIXTAS

Planicie fluvio-eólica

FORMAS EÓLICAS

Dunas longitudinales

Dunas parabólicas

FORMAS DENUDATORIAS

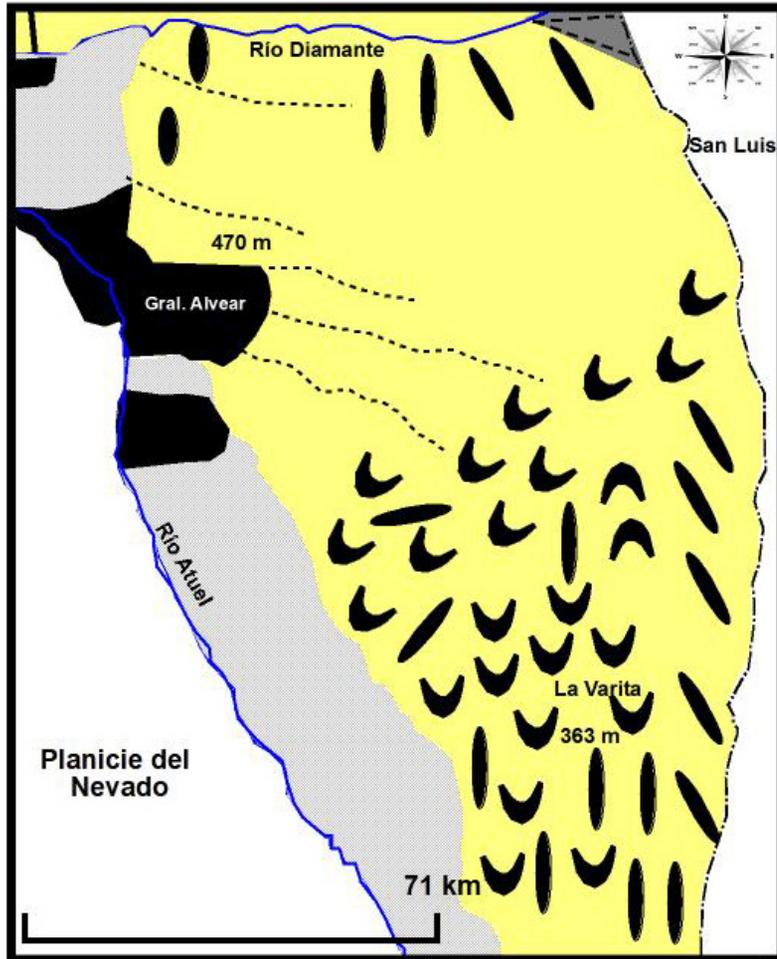
Glacis

INSTALACIONES HUMANAS

Ruta

Localidad

GEOMORFOLOGÍA DE LA PLANICIE ORIENTAL SECTOR SUR



Mapa 3

LEYENDA

FORMAS FLUVIALES

-  Río
-  Paleocanal
-  Paleocono
-  Planicie aluvial

FORMAS MIXTAS

-  Planicie fluvio-eólica

FORMAS EÓICAS

-  Duna longitudinales
-  Duna parabólicas
-  Duna barjana

INSTALACIONES HUMANAS

-  Área urbana y agrícola
-  Ruta



Foto 9: Bajada aluvial de Ñacuñán cubierta de médanos semifijos



Foto 10: Bañados del Atuel

Este campo está conformado por médanos longitudinales con orientaciones S-N y SE - NW, con separaciones de 2 a 3 km de distancia entre crestas, algunas con más de 4 m de altura y con extensiones de 40 a 100 m. Sus orientaciones son S-N en el sector meridional del área, rotando al SE-NW en la porción norte y este. Estas geoformas son las que tienen mayor dominio sobre el paisaje actual y están acompañadas por dunas barjanas y en menor grado parabólicas según la densidad de cobertura vegetal. En su mayor parte son semifijos restringiéndose a sectores muy localizados las dunas activas que se relacionan con la acción antrópica (deforestación y sobrepastoreo).

Entre la cubierta medanosa es común encontrar cubetas de deflación antiguas de formas elípticas, con sus ejes mayores orientados S-N y SE- NO y profundidades de hasta 10 m. La morfología de las cubetas de deflación indica vientos de mayor velocidad conformando flujos de gran turbulencia que soplaban en forma irregular e inconstante (Krömer, 1996).

— Planicie aluvial del río Atuel

El cauce actual del río Atuel, luego de atravesar el Macizo de San Rafael, sale a la llanura y transcurre por una faja aluvial de ancho variable desde 2 km en el sector norte, hasta 30 km en el extremo sur (Mapa 3). En los primeros kilómetros de recorrido en la planicie el cauce actual del Atuel se encuentra encajado en sedimentos cuaternarios, presenta dos niveles de terrazas y tiene un diseño anastomosado. En el resto del recorrido el río presenta diseño meandriforme y transcurre inserto en su faja aluvial antigua compuesta por una gran cantidad de meandros entrelazados, algunos formando *oxbow* y lagunas abandonadas durante la migración del río. Este sector, con características de llanura aluvial con avenamiento impedido, es conocido como los Bañados del Atuel (Foto 10).

Bibliografía

- Krömer, R. (1996). "Los sedimentos cuaternarios del sudeste de la Llanura mendocina. Implicancias paleoclimáticas". En: Revista Multiquenia 5, IADIZA, Mendoza.
- Polansky, J. (1954). "Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza", Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones Económicas y Tecnológicas, Cuaderno de Investigaciones y Estudios. 4: 4- 10, Mendoza.

Sepúlveda, E. (2001). "Hoja Geológica 3369-II, Mendoza, 1:250.000", Boletín 252, Segemar, Buenos Aires.

Sosa, H y Vallvé, S. (1999). "Lagunas de Guanacache (Centro - Oeste de Argentina). Procedimiento de inclusión a la Conservación sobre los Humedales (Ramsar 71)". En: Revista Multiqenia 8, IADIZA, Mendoza.

Capítulo VI

GEOMORFOLOGÍA ANTRÓPICA DE PARAMILLOS

Desde los albores de la civilización el hombre ha utilizado los recursos naturales del planeta. El habitante originario utilizó los que la naturaleza puso a su alcance para alimentarse y vestirse rudimentariamente. Estas necesidades elementales, si se comparan con las exigencias del hombre actual, no generaban importantes incidencias en el medio natural, contrariamente a la situación de hoy en día, donde diversas actividades a causa del descomunal crecimiento de la capacidad de transformación del entorno, generan fuertes impactos ambientales como por ejemplo la minería.

La minería en la Provincia de Mendoza es una actividad que se ha practicado por siglos. Numerosos son los sitios en la Cordillera y Precordillera donde se encuentran yacimientos mineros a causa de la gran extensión de éstos cordones montañosos y por las riquezas mineralógicas que atesoran. Uno de estos sitios es el área de Paramillos en plena Precordillera, donde la extracción de oro, plata y cobre, entre otros minerales, tuvo un gran auge durante los siglos IX y XX (Foto 1).

La minería es una labor que genera consecuencias ambientales negativas como cambios de uso del suelo, contaminación, agotamiento de recursos, etc., y, desde el punto de vista geomorfológico, es muy importante como actividad “creadora” de formas del relieve. En Paramillos son variados los ejemplos del proceso transformador de la dinámica geomorfológica a causa de la minería que ha llevado a la aparición de modelados “artificiales” tanto erosivos como acumulativos, todos aún en franca evolución.

1. Área de explotación

En el camino que une la ciudad de Mendoza con el valle de Uspallata (ruta provincial N° 52) y a 28 km al oeste del abandonado Hotel Villavicencio, se encuentran las antiguas minas de Paramillos que fueron descubiertas en 1614 por misioneros Jesuitas y explotadas también por españoles e ingleses. Paramillos se ubica en la Precordillera de Mendoza a una altitud promedio de 2.500 m.s.n.m., a 32° 30' de latitud sur y 69° 15' de longitud oeste. Si bien no existe una estación meteorológica en el lugar, se puede afirmar que se está, desde el punto de vista geomorfológico, en un ambiente periglacial seco de altura, con amplitudes térmicas acentuadas tanto estacionales como diarias, temperaturas estivales moderadas y muy bajas durante la época invernal, con mínimas máximas que superan los 10° bajo cero.

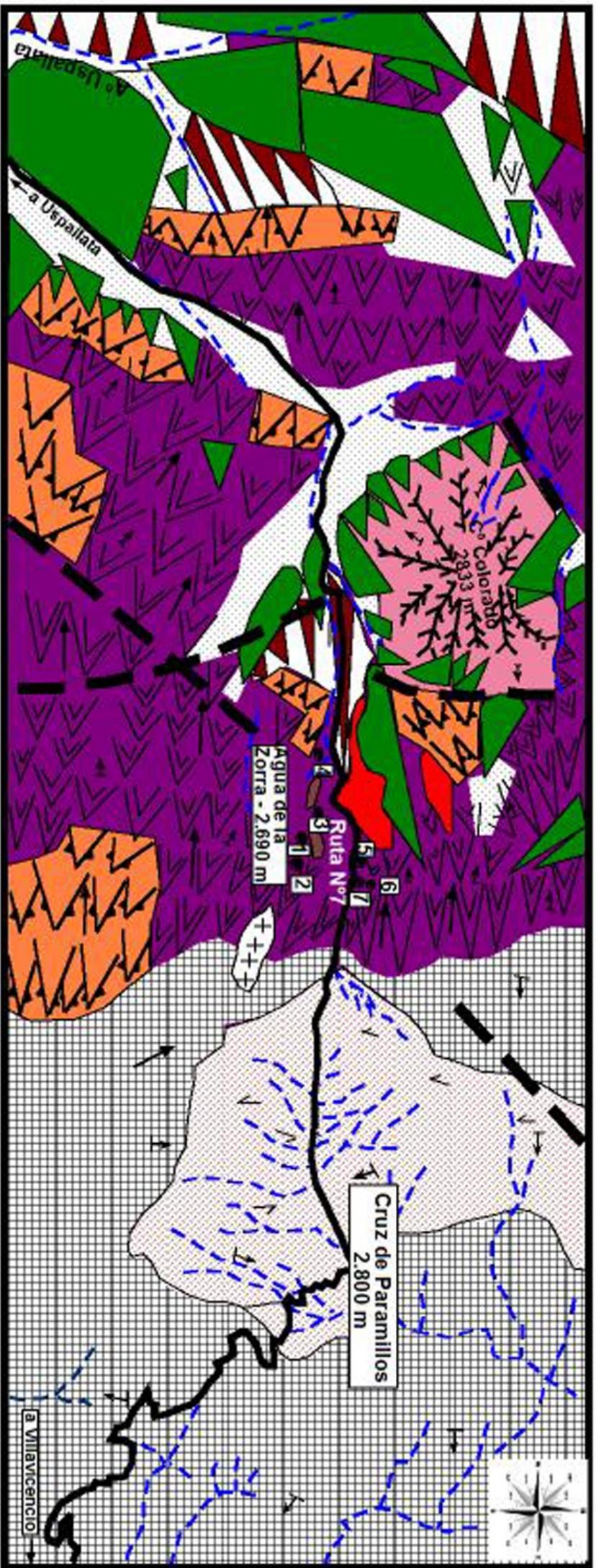
Su clima se encuentra bajo la influencia de los vientos provenientes del Anticiclón del Atlántico, aunque también se hace sentir la influencia del Pacífico durante gran número de días al año, a veces como viento Zonda que colabora en la desecación de la atmósfera con ráfagas, en ocasiones, de más de 100 km/h. No son extraños los días con nevadas durante los meses de invierno y las heladas abarcan gran parte del año. La época de lluvias es en verano, si bien las precipitaciones son escasas, se manifiestan concentradas en el espacio y en el tiempo.

Estas condiciones ambientales favorecen que los procesos erosivos sean intensos favorecidos por una escasa e impactada cubierta vegetal, destacándose una fuerte dinámica de laderas con derrumbes, reptación y soliflucción en afloramientos de rocas triásicas del lugar, en tanto que, en rocas paleozoicas, los derrubios por gravedad son comunes y propiciados por un termoclastismo y crioclastismo importante. A esto se suma que en el área no se encuentran cursos de agua permanentes, sino que se destacan cursos esporádicos que se ponen en funcionamiento durante las lluvias torrenciales de verano, generando escurrimientos violentos de gran poder de transporte y erosión.

2. Características geomorfológicas del área minera Paramillos

En el sector se destacan relieves estructurales y climáticos (Mapa 1), enmarcados en un espacio limitado por la Precordillera al Este y la depresión tectónica de Uspallata al occidente. Las formas de modelado mayores son:

GEOMORFOLOGÍA DE PARAMILLOS



Mapa 1

LEYENDA

- | | | | | | |
|---|--|---|---|--|--|
| <p>FORMAS Y ELEMENTOS ESTRUCTURALES</p> <ul style="list-style-type: none"> Macizo antiguo Cresta en material triásico Cresta con efusiones basálticas en reverso Stock granítico Falla Pendiente | <p>FORMAS VOLCÁNICAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Colada de lava pahoehoe | <p>FORMAS DENUDATIVAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Glacis cubierto Cárcava Penillanura con crioflucción y erosión lineal Colada de barro | <p>HIDROGRAFÍA</p> <ul style="list-style-type: none"> Curso esporádico | <p>FORMAS FLUVIALES</p> <ul style="list-style-type: none"> Cono aluvial | <p>INSTALACIONES HUMANAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Ruta Instalación minera |
|---|--|---|---|--|--|
-
- | |
|--|
| <p>FORMAS FLUVIALES</p> <ul style="list-style-type: none"> 1 Vallejo - Campamento 1 2 Vallejo - Campamento 2 3 Vallejo - Campamento 3 4 Vallejo - Campamento 4 5 El Gobernador 6 Bember 7 El Sauce |
|--|



Foto 1: Instalación minera en Paramillos



Foto 2: Precordillera en el área minera de Paramillos



Foto 3: Cresta en materiales triásicos



Foto 4: Efusiones andesíticas recubriendo los reversos de crestas y glacis en primer plano

- Macizo antiguo

Paramillos se ubica en la Precordillera que en este tramo está compuesta por las Sierras de Villavicencio y Uspallata. Es un macizo antiguo plegado en el Paleozoico (Mov. Hercínico), erosionado en el Mesozoico y rejuvenecido por los movimientos Andinos que formaron la Cordillera Principal al oeste durante el Terciario y Cuaternario, por lo tanto, es una geoforma sobre-elevada en épocas geológicas modernas pero constituida por materiales y estructuras vetustas (Foto 2).

Morfológicamente el macizo se presenta como un conjunto de cordones separados por “quebradas” profundas y estrechas. En la parte superior de los cordones se observan amplias penillanuras, superficies de erosión denominadas localmente "pampas" por estar cubiertas generalmente de suelos y una estepa herbácea (coironales). Sus laderas muestran los efectos de una intensa meteorización mecánica de las rocas y una marcada erosión lineal debido a la aridez del clima que las hace rica en cárcavas, torrenteras y cursos efímeros que se pueden activar en verano a causa de lluvias, dirigiéndose hacia las partes bajas del macizo formando, en numerosos casos, conos aluviales.

El macizo presenta sedimentos cámbricos (calizas y dolomías), ordivícicos (calizas, dolomías, pelitas, conglomerados), carbónicos (lutitas, areniscas marinas) y pérmicos continentales (areniscas) e intrusivos. El cuadro stratigráfico continúa con sedimentos continentales triásicos (areniscas, lutitas, conglomerados) y rocas ígneas de la misma época (andesitas, riolitas). Finalmente los materiales continentales del Terciario (arcillas, areniscas, limonitas, lutitas) e ígneos, junto a los sedimentos aluviales y coluviales modernos completan el marco geológico (García, 1951).

El macizo fue afectado en un principio por la orogenia Variscica (Devónico medio a Triásico) generando sus estilos estructurales con fuertes plegamientos e iniciando una etapa magmática con secuelas plutónicas y volcánicas. Durante el Jurásico y Cretácico en la montaña se da un predominio de erosión generándose una *peniplanicie* o penillanura en sus partes altas. La sedimentación se reinicia en el Terciario donde depósitos clásticos gruesos evidencian la re-elevación del macizo. La vieja estructura fue nuevamente elaborada por movimientos de carácter orogénicos (mov. Andino), creando grandes y complejas complicaciones en los pliegues, desmembrándolos en partes, elevando bloques y hundiendo otros logrando su actual fisonomía.

Estos movimientos siguen activos (neotectónica) y son responsables de la sismicidad del área.

Durante el periodo glacial del Pleistoceno, este sistema montañosos no fue afectado por cuerpos de hielo pero sí por intensos procesos periglaciares a raíz del descenso de pisos climáticos. Hoy su morfología se caracteriza por un perfil que se ve coronado por una penillanura con cimas redondeadas, libres de nieves perpetuas, bajo un clima seco y cortada transversalmente por ríos en surcos profundos aprovechando fallas geológicas.

Presenta vertientes rocosas, a veces semi-sepultadas por conos de derrubios y, hacia las depresiones laterales, la vieja estructura desaparece a menudo bajo sedimentos continentales mesozoicos y cenozoicos, dislocados por pliegues y fallas, formando crestas en dichos materiales.

Los procesos erosivos que afectan al macizo son intensos, favorecidos por la escasa cubierta vegetal, destacándose principalmente una fuerte dinámica de laderas con derrumbes, reptación y crioflucción en los afloramientos triásicos y sedimentos recientes. En las rocas paleozoicas que llegan a aflorar puntualmente, los derrubios por gravedad son comunes, propiciados por termoclastismo y crioclastismo a causa de fuertes amplitudes térmicas y un denso diaclasamiento de las rocas.

- Otras formas estructurales

En los contrafuertes de la Precordillera, especialmente al poniente, espesos paquetes sedimentarios de materiales carbónicos, permotriásicos y principalmente triásicos (areniscas, conglomerados, esquistos), bascularon por efectos de la intensa tectónica terciaria formando crestas que ocupan extensas superficies y que muestran una intensa disección de sus laderas como consecuencia de la acción aguas sobre superficies con escasa cobertura vegetal y considerable pendiente (Foto 3).

Durante el Terciario inferior se producen importantes efusiones de andesitas y dacitas, que fluyen, mayormente, por los reversos de las crestas (Foto 4), siendo desde el punto de vista minero de gran importancia, ya que las rocas que se originaron a consecuencia de tales fenómenos, son portadoras de minerales de interés comercial, de ahí que la mayoría de las instalaciones mineras se encuentran en estos sitios.

Las crestas y las coladas de lavas depositadas, fueron posteriormente disectadas por la erosión lineal y, a partir de los reversos de los bloques monoclinales, se desarrollaron glacis hacia el valle de Uspallata. Las coladas de lava se originan en dos episodios donde el más antiguo (andesitas pleistocénicas) generó coladas más importantes en espesor y longitud y en los reversos de las crestas cubiertos por las efusiones volcánicas, se observa gran fraccionamiento de bloques, derrubios por gravedad y arroyada difusa mientras que en los frentes de las mismas es común la erosión lineal.

En el contacto entre las crestas y la Precordillera es visible un intrusivo (*stok*) a 3.000 m.s.n.m. con rocas de grandes cristales (granito) pernotriásicas. Se destacan en él formas redondeadas y algo de meteorización granular en superficie. En las vertientes es común la generación de derrubios por gravedad y algunos conos y vertientes de "granito podrido" desarrollándose procesos de reptación o *creeping*.

Las formas del relieve estructurales se completan con la presencia del C° Colorado que se trata de un anticlinal suave, elaborado en materiales triásicos recubiertos por efusiones (dacitas – andesitas) terciarias (Mioceno temprano). Este anticlinal presenta muy erosionadas sus vertientes por escurrimientos lineales que han contribuido a generar numerosos conos aluviales en la parte inferior de las laderas (Foto 5).

- Formas climáticas

— Glacis de reverso

Las formas de origen climático más destacadas son glacis elaborados a partir de los reversos de las crestas (Foto 4) y se extienden hacia el oeste en dirección de la depresión de Uspallata. Por lo general la superficie de erosión afecta sedimentos triásicos y terciarios y presenta un fina cubierta de sedimentos fluviales. Los glacis son, en general, erosionados por *uadis* y presentan en superficie una escasa cobertura de vegetación que favorece el transporte de sedimentos por arroyada difusa.

— Conos aluviales

Los conos aluviales se encuentran principalmente al pie del C° Colorado, haciéndose coalescentes y formando una estrecha bajada aluvial. En otros

casos se dan al pie del macizo antiguo donde los cursos esporádicos encuentran su nivel de base local o en lugares donde los *uadis*, una vez que cortan las crestas, se encuentran con reducción de pendiente importante.

— Penillanura alterada

Vastos espacios de la penillanura se encuentran caracterizados por una gran alteración en superficie de sus materiales debido a acciones mecánicas típicas de ambientes periglaciares por encontrarse a 3.000 m.s.n.m. Procesos de remoción en masa, crioflucción y erosión lineal son comunes favorecidos por la escasa consolidación de los afloramientos meteorizados que facilita su transporte por las pendientes.

— Colada de barro

Se encuentra en cercanías del puesto Agua de la Zorra y se destaca por su material heterométrico, no rodado y presenta una cierta orientación en función de la pendiente general del terreno. En su base se destacan materiales gruesos, disminuyendo el volumen hacia su parte media, para, en la parte superior, aparecer nuevamente clastos de importante tamaño.

Envueltos por una matriz limo - arcillosa, se aprecian granitos, rocas metamórficas, andesitas y areniscas, materiales pertenecientes a formaciones encontradas aguas arriba. La colada es modelada por caída de bloques e intenso carcavamiento. La elaboración de este flujo es antigua, en condiciones posiblemente de mayor cantidad de nieve y disponibilidad de agua por fusión. Los materiales muy meteorizados del lugar y derretimientos de agua más importantes, generaron el descenso del barro, fenómeno común en otros sectores de Los Andes secos especialmente a finales del último periodo glacial. Otras coladas fangosas de menor volumen son observables al pie del cerro Vallejo donde se ha edificado una cueva en los materiales del flujo.

3. Sitios de explotación minera

- Vallejos (campamento 1)

Las instalaciones se ubican en la margen izquierda de un curso de agua seco a 2.680 m.s.n.m.. Una parte de las mismas se asientan sobre una pequeña terraza fluvial y el resto en el reverso de una cresta ubicada al sur. Sobre la margen

derecha del *uadi* se desarrolla una colada andesítica de unos 20 m de alto, disectada por un barranco que ha formado un cono aluvial a su pie sobre el cual se puede observar basura dejada por la actividad minera al igual que en la terraza citada. La margen izquierda también es lava que desciende por el reverso de una cresta, algo erosionada por regueros, de los cuales uno baja directamente a la instalación minera con una pendiente del 35 % (Mapa 1).

- Vallejos (campamento 2)

Geomorfológicamente y por la dinámica del relieve actual, es en la que, seguramente, más rápidamente desaparecerán las instalaciones allí encontradas. Las antiguas casas se sitúan a 2.650 m.s.n.m. en ambas márgenes del mismo *uadi* donde se asienta el campamento 1. Las construcciones de la margen izquierda se han instalado al pie del frente de una cresta de materiales triásicos con más de 70° de inclinación al oeste. Esto ha hecho y hace que dichas instalaciones sean afectadas por caída de derrubios por gravedad y *creeping* lo que explicaría la presencia de un muro de barro al pie de la ladera que, por una parte, protegía de las rocas y depósitos que se desplazaban por la pendiente y por otra, servía para desviar escurrimientos provenientes de un afluente que vierte al curso principal desde el sur.

Las edificaciones de la margen derecha se desarrollan sobre una terraza fluvial y en la base del frente de una importante y antigua colada fangosa que descendió desde el este. Es interesante observar la manera en se repiten los muros alrededor del lóbulo terminal del flujo, que tendrían, nuevamente, la función defensiva de las instalaciones frente al descenso de materiales desde las laderas. Este proceso ha sido y es muy intenso, ya que la arroyada difusa es muy activa poniendo en movimiento gran cantidad de sedimentos favorecidos por un alto contenido de arcillas en superficie y profundidad, las que, rápidamente se embeben y comienzan a generar flujos mantiformes.

- Vallejos (campamento 3)

Se encuentra en la vertiente del cerro Vallejos. El mismo es en realidad una cresta que afecta a sedimentos triásicos donde aparecen bocaminas y galerías en su interior. El triásico está recubierto por efusiones basálticas que se han extendido por el reverso de la cresta. El cerro presenta procesos morfogénéticos activos con arroyadas difusas que transportan gran cantidad

de rocas volcánicas desde la cima hacia niveles inferiores, erosión concentrada y pequeñas remociones en masa que dejan cicatrices en las laderas.

- El Gobernador

El núcleo principal de este asentamiento minero se ubica a 2.690 m.s.n.m. Se desarrolla sobre un glacis con inclinación hacia el oeste, formado a partir de reversos de crestas (70°) que han sido recubiertos por coladas lávicas (andesitas). En los reversos se encuentran otras dependencias del Gobernador y Bemberg a 2.750 m.s.n.m.. Edificaciones de menor envergadura se asientan dentro de los cursos de agua que descienden de las crestas y disectan al glacis.

Al sur, el sitio está bordeado por crestas de materiales triásicos que generan gran cantidad de derrubios de gravedad y descensos de barro con variadas coloraciones de acuerdo al material de origen (amarillentos, negruzcos). Una de ellas ha llegado cerca de las instalaciones en forma de colada fangosa. En los reversos de las crestas se desplaza mucho material por arroyada difusa formando una especie de enlosado y se observan numerosos cortes y bocaminas. Por último, la acción humana también se refleja en el sustrato, ya que en la zona de El Gobernador hay distribuidos 35 km de galerías aproximadamente.

- El Sauce

Se sitúa a 2.660 m.s.n.m. dentro de un barranco que separa dos coladas de lava andesítica en el reverso de crestas. El sitio ha sido muy modificado por la actividad minera, especialmente por extracción de material y trazado de picadas haciendo que el cauce original se deba inferir.

4. Relieves creados por la actividad minera

La minería en Paramillos ha sido una actividad económica que generó importantes impactos negativos sobre el medio natural y biológico (pérdida de vegetación, depredación de la fauna, etc.). La alteración del paisaje a causa de la generación de formas del relieve “artificiales” es notable como ser:



Foto 5: Anticlinal del C° Colorado. A sus pies se observa el glacis y al fondo el cordón Frontal



Foto 6: Sumideros creados por derrumbe del techo de galerías



Foto 7: Bocamina



Foto 8: Acumulaciones de escorias



Foto 9: Derrumbes generados por la inestabilización de laderas a causa de picadas o caminos de exploración minera

— Sumideros

La gran cantidad de kilómetros de galerías subterráneas que se encuentran en el área y el posterior derrumbe de sus techos, afecta a la superficie por la aparición de sumideros de forma circular y algunos de grandes dimensiones (Foto 6). Este proceso es funcional, por lo que es de esperar que nuevos sumideros se sigan elaborando con el paso de automóviles, camiones, etc., por lo que genera un riesgo geomorfológico, especialmente por la permanente visita de turistas al área.

— Bocaminas

Las excavaciones realizadas en el pasado son el elemento que produce mayores alteraciones e inconvenientes. Trajo consigo un gran movimiento de sedimentos y pérdida de vegetación, pero fundamentalmente la creación de bocaminas que dan al relieve un aspecto - en función a la densidad de perforaciones- ruiniiforme, devastado, muy notorio en las laderas del cerro Vallejo y mina El Gobernador entre otros puntos (Foto 7).

Las bocaminas abandonadas intensifican los procesos de erosión, ya sea de manera lateral y especialmente retrocedente favorecidos por precipitaciones torrenciales. Las bocas de acceso a minas abandonadas son "trampas" que pueden afectar a personas, animales o maquinaria en desplazamiento al no percibir la existencia de las mismas o por la inseguridad de sus bordes, muy erosionados a causa de una intensa alteración mecánica de los materiales.

— Acumulaciones

El tratamiento de los minerales generó importantes acumulaciones de material. Es notable el tonelaje de escorias depositadas a lo largo del tiempo. Montañas de materiales residuales yacen esparcidos por el área, produciendo un impacto visual negativo en relación con el bello paisaje del entorno (Foto 8). En algunos casos los desechos se ubicaban directamente en los cauces secos, lo que generaba que, durante las crecidas estivales, los residuos fueran esparcidos aguas abajo convirtiéndose en un elemento contaminante. Actualmente continúan su acción negativa ya que por procesos deflatorios afectan la atmósfera por liberación de partículas, especialmente durante los días con alta rafagiosidad del viento Zonda característico de la zona.

— Derrumbes

Las excavaciones, movimientos de material, picadas, etc., han sido causales de derrumbes, algunos dejando cicatrices en las laderas de proporciones considerables por donde los materiales continúan descendiendo (Foto 9).

Bibliografía

Cueto, A. (Director) (2003). "Minería e Impacto en Mendoza", serie Libros del CEIDER N° 4, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo.

Dalmaso, A. y otros (1999). "Reserva Natural Villavicencio (Mendoza, Argentina). Plan de Manejo". En: Revista Multequina 8, IADIZA, Mendoza.

García, E. (1951). "Contribución al conocimiento de la Precordillera mendocina". En: Actas de la XV Semana de Geografía, Univ. Nac. de Cuyo, Fac. de Filosofía y Letras, GEA, San Juan, Mendoza, San Luis.

Lavandaio, E. y Fusari, C. (1999). "Distrito Polimetálico Mendoza Norte, Mendoza". En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales, Segemar, Anales 35, 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 la superficie.

Afloramiento: Manifestación natural del sustrato rocoso en superficie.

Agente morfogenético: Cualquier medio natural (agua líquida, glaciar, viento) que tiene capacidad de obtener y transportar materiales sobre la superficie terrestre contribuyendo, directa o indirectamente, a la creación y evolución de las geoformas.

Aluvial: Depósitos generados por corrientes de agua.

Anastomosamiento: Interconexión entre cauces divergentes y convergentes de un río subdividido en canales separados por material aluvial.

Antecedencia: Inadaptación de un río a la estructura, que conserva por incisión su trazado original, resistiendo a un ascenso tectónico.

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.

Arena: Sedimento clástico constituido predominante por granos sueltos de tamaño comprendido entre 1/16 y 2 milímetros.

Arenisca: Roca sedimentaria de origen detrítico.

Arroyada: Erosión superficial que producen las aguas corrientes.

Bad land: Corresponde a un modelado de disección afectado por formas densas y generalizadas, de dimensión métrica, con aspecto de cárcavas, desarrolladas sobre sedimentos coherentes (arcillas) en condiciones climáticas áridas o semiáridas.

Bajada: Se forma por la coalescencia de series de conos/abanicos aluviales contiguos, cada uno de los cuales es formado por un curso de agua torrencial intermitente.

Barjana: Duna con aspecto de media luna.

Barranco: Término de origen español que designa una incisión estrecha y profunda (entre 30 cm y 30m) sobre la pendiente fuertemente inclinada.

Basamento: Toda formación litológica coherente que constituya la base o piso de las formaciones o sedimentos derivados, o de un relieve general.

Bolsón: Depresión cerrada que almacena detritos meteorizados y seleccionados por granulometría desde las montañas que lo circundan.

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

Buzamiento: Ángulo que forma el plano de un estrato, o de una serie de estratos geológicos, con el plano del horizonte.

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 aluvial: Geoforma de agradación con aspecto de abanico originada por cursos de agua.

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

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

Cubeta de deflación: Pequeña área de la cual el material del suelo ha sido removido por el viento.

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.

Cursos temporarios: Cursos aluviales usados solamente durante las lluvias.

Deflación: Fase de la erosión eólica que consiste en la remoción de las partículas finas de la superficie y su transporte a otros lugares.

Depositación: Acción y efecto de abandonar los materiales que lleva en suspensión un agente de transporte.

Depósito sedimentario: Acumulación de material transportado por un río, el viento, etc.

Diseño de drenaje: Trama particular a que dan lugar, en conjunto, los cursos de agua individuales de un sistema fluvial.

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.

Drenaje: Escurrimiento de aguas en una red hidrográfica.

Duna: Montículo móvil 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.

Esgurrimiento: Parte de las precipitaciones que se escurre superficialmente, ya sea inmediatamente o largo tiempo de ocurrida la lluvia.

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,

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.

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

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

Fanglomerado: Conglomerado fluvial depositado en un cono aluvial.

Fluvial: Ambiente sedimentario propio de los ríos y al sedimento que en ellos se forma.

Fluvioglaciario: Calificativo aplicado a los cursos ácueos pro-glaciarios y a los materiales transportados y acumulados por ellos.

Formación: Conjunto rocoso con características propias, ya sean genéticas, composicionales o cronológicas.

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.

Frente de cuesta: Vertiente más abrupta de una cuesta.

Funcional: Formas del relieve que evolucionan actualmente bajo el accionar de los procesos morfogenéticos.

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.

Geoforma: Unidad componente de los tipos de relieves.

Graben: Bloque estrecho de la superficie terrestre hundido entre fallas.

Grava: Roca sedimentaria compuesta por detritos gruesos no consolidados (psefitas). En función de los materiales detríticos predominantes las gravas se subdividen en mayores (5-10 mm), medias (2,5-5 mm) y finas (1-2,5 mm).

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

Lacustre: Relativo a los lagos.

Ladera: Flanco de una montaña.

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.

Limo: Sedimento clástico compuesto en su mayor parte por partículas de tamaño comprendido entre 1/16 y 1/256 milímetros.

Lutita: Sedimentita dotada de fisilidad; es una roca que no experimenta tanto la acción de los procesos químicos como la meteorización física o mecánica, y sus finas laminillas son rápidamente separadas y transportadas.

Llanura: Entidad topográfica plana o poco inclinada, en la cual los interfluvios quedan reducidos a relieves muy atenuados y sus valles no están encajonados.

Llanura aluvial: Faja de terreno llano que margina el cauce de algunos ríos y que está compuesta por aluvión depositado sobre el fondo plano del valle.

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

Médano: Acumulación de arena fija o semifija.

Meseta: Superficie llana o ligeramente inclinada en una determinada dirección, cortada por valles y situada a cierta altitud.

Monadnock: Elevación residual de pequeñas dimensiones compuesta de rocas más resistentes al intemperismo y la denudación que las rodean.

Monoclinal: Se aplica a una geoforma particular de relieve estructural disimétrico, caracterizada por su oposición entre un reverso alargado y un talud más corto y de mayor gradiente; el reverso está constituido por un estrato o una serie de estratos resistentes con un gradiente superior a los 8 grados (18%) y conforme al buzamiento, en tanto que el talud tiene un gradiente mayor y contrario al buzamiento.

Morfodinámica: Procesos que transforman las formas del relieve (viento, agua, etc.).

Morfogénesis: Conjunto de todos los procesos, exógenos y endógenos, que conducen a la elaboración de las geoformas.

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

Nebka: Montículo de arena retenida por matas o matorrales de vegetación.

Neotectónica: Movimientos de la corteza terrestre que han tenido lugar principalmente durante el Cuartario, y que han desempeñado un papel decisivo en la formación de la topografía contemporánea.

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.

Piroclástico: Dícese de la acumulación incoherente originada por erupciones volcánicas.

Planicie aluvial: Superficie extensa y llana integrada por sedimentos fluviales.

Planicie eólica: Tipo genético de planicie de agradación originada por la morfogénesis eólica y se caracteriza por extensos campos de dunas o médanos.

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 metamorfizadas 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.

Reverso de cuesta: Es la vertiente más suave de una cuesta. Coincide con un estrato de rocas resistentes.

Río alóctono: Río que recibe la mayor parte de su caudal de su cabecera en otras regiones, como es el caso de fusión de las nieves o de una alta pluviosidad en montañas alejadas.

Salitre: Evaporita constituida por nitrato de sodio y potasio.

Seif: Cadenas de médanos dispuestos paralelamente a la dirección del viento

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.

Sobreimposición: Inadaptación de un río a la estructura, el cual se ha establecido sobre una superficie de aplanamiento o una cubierta discordante que ocupaba la estructura en relación a la cual está inadaptado, siendo conforme a la pendiente topográfica nueva, creada por la deformación tectónica; al excavar, el río ha conservado su trazado poniendo al descubierto la estructura oculta.

Sumidero: Pequeña depresión cerrada en la superficie.

Talud: Porción de una vertiente dotada de fuerte pendiente.

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

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.

Uadi: Curso de agua característico de las regiones secas que sólo fluye excepcionalmente, sin periodicidad definida, durante ciertos períodos; su régimen de escurrimiento es esporádico.

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