

***ESTUDIO DE PELIGROSIDAD  
GEOLÓGICA DEL VALLE SUPERIOR DEL  
RÍO ATUEL  
Mendoza, Argentina***

**Mario Adolfo Rosas, Luis Enrique Fauqué,  
Carlos Guillermo Javier Wilson y Ángel Sebastián Jara**



Valle superior del río Atuel, vista desde la ruta provincial 220, a los volcanes Sosneado (derecha) y Risco Plateado (izquierda).



SERIE CONTRIBUCIONES TÉCNICAS - PELIGROSIDAD GEOLÓGICA N° 23

# ESTUDIO DE PELIGROSIDAD GEOLÓGICA DEL VALLE SUPERIOR DEL RÍO ATUEL

MENDOZA, ARGENTINA

Mario Adolfo Rosas<sup>1</sup>, Luis Enrique Fauqué<sup>2</sup>,  
Carlos Guillermo Javier Wilson<sup>1</sup> y Ángel Sebastián Jara<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Regional Mendoza

<sup>2</sup> Servicio Geológico Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos Minerales

*Supervisión:* Alejandra Graciela Tejedo

*Validación:* Adriana Beatriz Balbi

*Edición:* Marcos Vila

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

ISSN 2618-5024

BUENOS AIRES 2023

## **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

*Presidente:* Dr. Eduardo Osvaldo Zappettini  
*Secretaria Ejecutiva:* Lic. Silvia Beatriz Chavez

## **INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

*Director:* Dr. Martín Ricardo Gozalvez

## **DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y APLICADA**

*Director:* Lic. Alejandro Emmanuel Celli

### **REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA**

*Esta publicación debe citarse como:*

Rosas M.A., Fauqué L.E., Wilson C.G.J. Jara, A.S., 2023. Estudio de peligrosidad geológica del valle superior del río Atuel. Mendoza, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas - Peligrosidad Geológica N° 23. 54 pp.  
Buenos Aires.

ISSN 2618-5024

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES - SEGEMAR  
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

[www.segemar.gov.ar](http://www.segemar.gov.ar)

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	.....	1
<b>ABSTRACT</b>	.....	1
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	.....	2
1.1. Antecedentes	.....	3
1.2. Metodología	.....	5
1.3. Clima	.....	5
1.4. Sismicidad	.....	5
<b>2. GEOLOGÍA</b>	.....	6
2.1. Reseña geológica del área del valle superior del río Atuel.....	.....	6
2.2. Estratigrafía	.....	7
<b>3. ESTUCTURA</b>	.....	10
<b>4. SÍNTESIS EVOLUTIVO - DESCRIPTIVO DEL VALLE SUPERIOR DEL RÍO ATUEL.....</b>	.....	11
<b>5. PROCESOS GEOLÓGICOS</b>	.....	14
5.1. Procesos criogénicos	.....	14
5.2. Procesos de remoción en masa.....	.....	16
5.2.1. Avalancha de rocas.....	.....	16
5.2.1.1. Avalancha de rocas de la laguna Atuel.....	.....	24
5.2.2. Deslizamientos.....	.....	30
5.2.2.1. Deslizamientos con origen en las laderas del valle del río Atuel.....	.....	30
5.2.2.2. Deslizamientos con origen en las laderas de los valles tributarios.....	.....	33
5.2.3. Flujo de detritos.....	.....	34
5.2.4. Caída de rocas.....	.....	41
5.2.5. Erosión y sedimentación fluvial.....	.....	41
5.2.6. Crecidas y anegamientos.....	.....	44
5.2.7. Procesos kártsticos: disolución y subsidencia.....	.....	46
<b>6. ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD GEOLÓGICA.....</b>	.....	46
<b>7. CONCLUSIONES</b>	.....	50
<b>8. RECOMENDACIONES</b>	.....	50
<b>AGRADECIMIENTOS</b>	.....	50
<b>TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....</b>	.....	51
<b>ANEXO MAPAS: Geomorfología del valle superior del río Atuel.....</b>	.....	53
<b>Peligrosidad geológica del valle superior del río Atuel.....</b>	.....	54

## RESUMEN

El valle superior del río Atuel y sus principales tributarios, fueron escenario de ingentes avalanchas de roca ocurridas debido al retroceso glaciario, hacia finales del Pleistoceno superior. Durante esa época paraglacial, grandes volúmenes de roca se desprendieron de las laderas y se movilizaron hacia el centro de los valles, provocando la obstrucción completa de los mismos y modificando notablemente sus características morfológicas. De este modo, se formaron la laguna Atuel, actual nacimiento del río homónimo y la laguna El Sosneado, relicto de un extenso cuerpo de agua que inicialmente ocupaba unos 20 km a lo largo del valle.

Estos procesos fueron favorecidos por la existencia de una columna litológica bastante inestable, constituida por sedimentitas en la base, y espesas capas de volcanitas en la parte superior. El avance glaciario originó un fuerte empujamiento de las laderas como consecuencia de la abrasión glaciaria, que debilitó la sustentación basal de las mismas. Luego, a medida que descendía y retrocedía el hielo glaciario, como consecuencia de la deglaciación, se produjo el desconfinamiento de los laterales de los valles y con ello los movimientos en masa. Si bien es probable que la sola desestabilización de las laderas, asociadas al cambio climático del Pleistoceno superior, haya bastado para producir los movimientos en masa, no se descartan disparadores sísmicos.

En paisajes similares, modelados por los mismos procesos, se produjeron también grandes movimientos en masa confundidos con depósitos morénicos, en varios sectores de la Alta Cordillera de Mendoza. Los flujos de detritos, caídas de roca, erosión hídrica, anegamiento y la disolución son los procesos actuales más significativos, y de mayor incidencia, en la determinación de los grados de peligrosidad a lo largo de toda la traza de la ruta provincial 220. Estos procesos constituyen una amenaza permanente debido a sus repeticiones y distribución a lo largo de todo el valle. Por tal razón es necesario evaluar cuidadosamente las obras a realizar en cada uno de los sitios indicados con grado de peligrosidad media y alta.

**Palabras Clave:** *remoción en masa, peligrosidad geológica, valle superior del río Atuel.*

## ABSTRACT

The upper valley of the Atuel River and its main tributaries were the scene of huge rock avalanches towards the end of the upper Pleistocene, due to the glacial retreat. During that paraglacial era, large volumes of rock broke off the slopes and moved towards the center of the valleys, causing their complete obstruction and significantly modifying their morphological characteristics. In this way, the Atuel and the Sosneado ponds were formed, the former is the source of the homonymous river, and the latter is a relict of an extensive body of water that initially occupied about 20 km in the valley.

These processes were favored by the existence of a rather unstable lithological column, with sedimentary rocks in the base, and thick layers of volcanites in the upper part. The glacial abrasion steeped the slopes, which weakened their basal lift. Then, as glaciers retreat during the deglaciation, debulking of the valley margins led to mass movements. It is likely that the destabilization of the slopes, associated with the climate change of the upper Pleistocene, was enough to produce mass movements, seismic triggers are not ruled out.

In similar landscapes of the Mendoza High Range, modeled by the same processes, there were also large mass movements that were confused with morenic deposits. Debris flows, rock falls, water erosion, waterlogging and dissolution are the most significant current processes, and with the greatest incidence, in determining the degrees of danger along the entire track of the provincial route 220. These processes constitute a permanent threat due to their repetitions and distribution throughout the entire valley. For this reason it is necessary to carefully evaluate the works to be carried out, in each of the sites with medium and high degree of danger.

**Keywords:** *landslides, geological hazard, upper valley of the Atuel river.*

## 1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento y caracterización del medio físico es de vital importancia para el desarrollo y ordenamiento territorial especialmente en aquellas regiones expuestas a amenazas de índole geológica. Los procesos geológicos modelan el paisaje permanentemente y su entendimiento permite prevenir o mitigar daños a personas y/o infraestructura.

El presente estudio se enmarca en el Acuerdo de Cooperación y Asistencia Técnica entre el Gobierno de la Provincia de Mendoza y el Servicio Geológico Minero Argentino. Su objetivo consistió en identificar los procesos geológicos que afectan o puedan afectar a la traza de la ruta provincial 220, propuesta como vía de comunicación internacional entre Argentina y Chile, a través de lo que se ha denominado Paso Las Leñas (Fig. 1). Esta ruta se extiende a lo largo de 78 km, sobre la margen izquierda del río Atuel, uniendo la villa El Sosneado con la ex refinería de azufre (Sominar S.A.), ubicada próxima al límite internacional, donde era tratado el mineral extraído del volcán Overo (4.804 metros).

La villa El Sosneado se encuentra distante 30 km al norte de la ciudad de Malargüe y a 371 km al suroeste de la ciudad de Mendoza, se accede por la ruta nacional 40 hasta la desembocadura del río Atuel

en la llanura. El río constituye el límite geográfico entre los departamentos de San Rafael al norte y Malargüe al sur, hasta la desembocadura del arroyo de Las Lágrimas.

En la región se destacan tres elevaciones representadas por los volcanes Risco Plateado (4.899 m), Sosneado (5.189 m) y Overo (4.804 m), los cuales muestran evidencias de un fuerte desmantelamiento provocado por las sucesivas glaciaciones cuaternarias. El valle superior del río Atuel tiene algunos atractivos turísticos de los cuales se pueden citar la laguna homónima donde el río tiene su nacimiento, la laguna El Sosneado (Fig. 2), formada por un represamiento natural, la Cueva del Indio, utilizada por antiguos habitantes en épocas prehistóricas y las vertientes de aguas termales cuya infraestructura perteneció a antiguo hotel Termas El Sosneado, fundado en el año 1938 por la Compañía de Hoteles Sud Sudamericanos Ltda., subsidiaria de la empresa ferroviaria B.A.P (Fig. 3). La crónica de la época destacó el gran despliegue publicitario en su inauguración y la presencia de personalidades de diferentes partes del mundo que pudieron disfrutar de aquellas lujosas instalaciones, dotadas de un confort inusitado en aquellas latitudes. La actividad duró promediados los años 50 donde fue abandonado totalmente sin saber aún los motivos que precipitaron tal decisión.

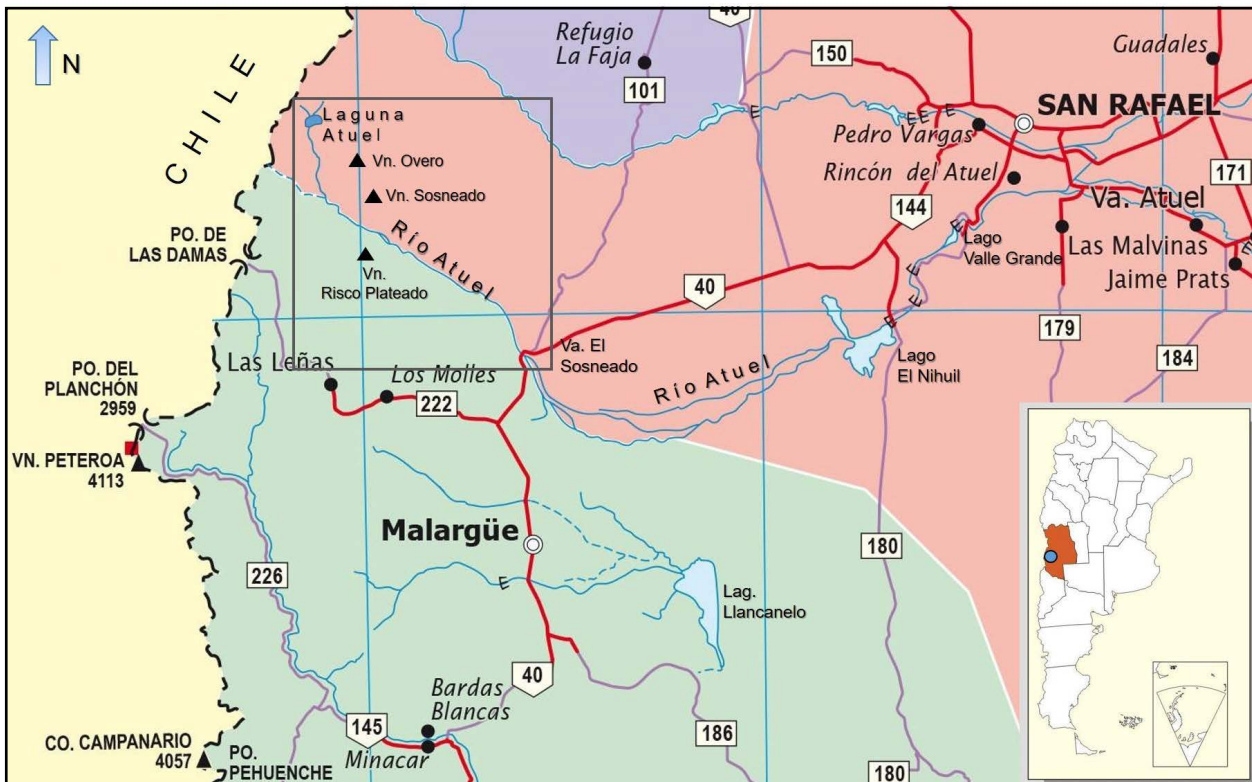


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.



Figura 2. Vista de la laguna El Sosneado.



Figura 3. Ruinas del hotel Termas El Sosneado, piletas de aguas termales y fotografía del hotel en actividad.



Figura 4. Vista de la laguna Atuel, naciente del río homónimo.

El río Atuel nace en la laguna homónima (Fig. 4) ubicada a 3.100 m s. n. m., tiene una cuenca hidrográfica cercana a los 40.000 km<sup>2</sup> y constituye un recurso muy importante para riego y generación de energía eléctrica en la provincia de Mendoza y La Pampa. Se compone de numerosos arroyos de régimen permanente que vuelcan sus aguas desde ambas márgenes del río afectando, en algunos sectores, la traza de la ruta provincial 220. Entre ellos se destacan los arroyos La Manga, Blanco, El Freno, Agua Buena, Largo, Alumbre, Malo, Bayo, Las Rosas, El Deshecho y Colorado que vierten sus aguas desde la margen izquierda. Mientras que los arroyos Felipe, Las Piedras, Las Ánimas, Los Caballos, Los Pantanos, Las Lágrimas, Rosillo y Los Gateados, lo hacen desde la margen derecha.

### 1.1. ANTECEDENTES

El análisis de la información preexistente muestra disparidad en el grado de cobertura y nivel de detalle debido al interés con que se han realizado los trabajos en las diferentes zonas. La mayor densidad de información se encuentra en el área ubicada al este del arroyo Malo, principalmente en la Cuchilla de la Tristeza, y corresponde a las investigaciones realizadas por YPF en la exploración de reservorios hidrocarburíferos. El resto del área cuenta con trabajos de índole regional abarcados por las Hojas geológicas 3569 - I, Volcán Maipo y 3569 - III, Malargüe, publicadas a través del Programa Nacional de Cartas Geológicas desarrollado por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Durante el desarrollo del presente trabajo se publicaron resúmenes en las ediciones XVII y XVIII del Congreso Geológico Argentino, referidos a los diferentes movimientos en masa que tuvieron lugar el valle del río Atuel y sus implicancias en las características morfológicas del valle.

Teniendo en cuenta la importancia que reviste para la región el desarrollo del paso internacional Las Leñas, se exponen a continuación los antecedentes geopolíticos que ponen de manifiesto el interés de los gobiernos de Argentina y Chile en avanzar con los acuerdos necesarios para encontrar otras alternativas de comunicación terrestre entre ambos países.

El primer estudio realizado, con el propósito de encontrar otras alternativas de comunicación entre Chile y Argentina, estuvo orientado a hallar una solución en el colapsado Paso Cristo Redentor analizando una posibilidad de cruce de baja altura. La conclusión del mismo reflejó la negativa de un nuevo túnel de baja altura en el Cristo Redentor y propuso el análisis de otros sitios.

Las conclusiones de un segundo estudio fueron contundentes y calificaron al Paso de Las Leñas como el paso fronterizo que reunía las condiciones necesarias para ser propuesto como nexo internacional de baja altura.

A continuación, se expone una cronología y síntesis de las conclusiones de los estudios de mayor relevancia realizados en los últimos años, presentada en el informe del Convenio del Fideicomiso para la Asistencia Técnica en Proyectos de Infraestructura de la Zona Sur de Mendoza.

**Estudio de Prefactibilidad del Mejoramiento de la Conexión Internacional Zona Central (CHILE) y la Región de Cuyo (ARGENTINA), 1995-1996.** R&Q Ingeniería Ltda. (Chile) - Geoconsult (Austria) - HYTSA S.A. (Argentina).

**Conclusiones:** *Se confirma la importancia de contar con al menos un Paso alternativo al Cristo Redentor - Túnel Juan Pablo II. Se prevé que, en el año 2006, la conexión Cristo Redentor tiende, aún con mejoras sustanciales, a la saturación de su capacidad.*

**Estudio Técnico Complementario del Corredor Alternativo al Paso Cristo Redentor entre Chile y Argentina, 1997-1998.** Scetauroute (Francia) - O. G. Grimaux y Asoc. S.A.T. (Argentina) - Geotécnica Consultores S.A. (Argentina) - Vardé y Asoc. S.A. (Argentina).

**Conclusiones:** *Destacadas consultoras analizan 82 pasos fronterizos posibles, y a*

*través de distintos criterios, seleccionaron 32 de ellos, priorizaron 5, finalmente quedaron 2, desarrollándose hasta nivel de anteproyecto, y concluyeron que la alternativa Las Leñas es la más recomendable.*

**Análisis Comparativo y Soluciones Técnicas de Accesos Viales, Túneles JUAN PABLO II Y LAS LEÑAS, 1999.** Accesos, Geología, Inversiones - R&Q Ingeniería Ltda. - HYTSA S.A. (con partic. de Geoconsult y Scetauroute).

**Conclusiones:** *Comparación de condiciones geológicas de los Túneles Juan Pablo II y Las Leñas. Se concluye en que el túnel por el Paso Las Leñas es de menor longitud y posee un coeficiente de dificultades geotécnicas 4 veces menor.*

**Estudio Comparativo de Pasos Alternativos del Corredor Central entre Chile y Argentina, 1999.** TRANSITO – INVERSIONES - R&Q Ingeniería Ltda. - Geoconsult - Scetauroute.

**Conclusiones:** *Se realiza un detallado Estudio de Tránsito y Costos de Inversión del Paso Las Leñas.*

**Estudio de Concesión con Pago de Peaje – Paso Las Leñas, 1998.** Scetauroute (Francia) - O. G. Grimaux y Asoc. S.A.T. (Argentina) - Geotécnica Consultores S.A. (Argentina) - Vardé y Asoc. S.A. (Argentina).

**Grupo Técnico Corredor Bioceánico – Paso Las Leñas, 2000-2004.** M.A. y O.P. - Municipalidad de San Rafael - Cámara de Comercio Industria y Agropecuaria de San Rafael - Fundación CEDE - Fundación Universidad Empresa del Sur Mendocono - GEMSA S.A.

**Conclusiones:** *Un equipo de profesionales de la Facultad Regional San Rafael de la Universidad Tecnológica Nacional, en acuerdo con la Cámara de Comercio Industria y Agropecuaria y la Municipalidad de San Rafael inicia la realización de estudios relacionados con el Corredor Bioceánico Paso Las Leñas, desarrollando entre otros temas, el análisis y selección de la alternativa de acceso al Paso Las Leñas por el lado Argentino, red de accesos, cruces en ríos de la zona y obras complementarias y de planificación de infraestructura. A su vez, las autoridades de República de Chile, y en especial de la VI Región, incluyendo las de Rancagua, Coya y Machalí, realizan los estudios y trabajos correspondientes a la concreción inmediata del Paso Las Leñas en el sector chileno. Recientemente la comisión binacional argentino-chilena trabajó en la actualización de los costos de infraestructura.*

## 1.2. METODOLOGÍA

Las actividades realizadas durante el desarrollo de este trabajo incluyen la compilación y análisis crítico de los antecedentes geológicos, geomorfológicos, geográficos e históricos disponibles para el área de estudio, sus alrededores y aquellas zonas con características geológicas similares. Para ello se utilizó la base cartográfica del Instituto Geográfico Nacional (IGN), imágenes satelitales ASTER georreferenciadas y fotogramas aéreos monocromáticos escala aproximada 1:50.000. Con esta cartografía se elaboró un mapa geomorfológico preliminar, escala 1:50.000, necesario para dar inicio a las tareas de campo. Durante estas tareas se relevaron las características composicionales y texturales de los materiales presentes como así también de los procesos geológicos inactivos y activos que han estado modelando el paisaje. Finalmente, los resultados de este estudio se presentan en una memoria escrita acompañada de dos mapas: geomorfológico y de peligrosidad geológica (Anexo Mapas). El mapa geomorfológico destaca las diferentes formas del relieve, mientras que el de peligrosidad geológica es el que delimita áreas con diferentes grados de aptitud para el uso territorial.

## 1.3. CLIMA

Las condiciones topográficas del terreno constituyen el factor climático más importante de la región, sin embargo, la dinámica atmosférica es la que regula por un lado las diferencias espaciales de los climas y la frecuencia e intensidad de los fenómenos meteorológicos susceptibles de provocar situaciones de riesgo para la circulación. En los Andes Centrales, el clima lo determina principalmente la acción de los anticiclones del Atlántico sur, del Pacífico, las corrientes de Malvinas y de Humboldt. Los vientos soplan fundamentalmente en primavera y provienen principalmente del océano Pacífico, sin embargo, las acciones de los anticiclones provocan fluctuaciones en la dirección de los mismos, siendo en el valle del río Atuel predominantemente desde el oeste.

Durante las tareas de campo se pudo observar claramente el predominio de un clima más frío y con preponderancia de precipitaciones níveas aguas arriba del arroyo Malo y uno más seco y cálido aguas abajo del mismo donde cobran importancia las lluvias.

Debido a la falta de datos meteorológicos en el área de estudio se tomaron los obtenidos en la esta-

ción meteorológica de Malargüe distante 50 km de la localidad de El Sosneado, sitio donde se ingresa al valle del río Atuel. De estos datos se desprende que la temperatura media anual en los últimos años ha sido alrededor de los 12 °C con un promedio en enero de 19,5 °C y en julio de 2,7 °C. La temperatura máxima registrada fue de 38 °C y la mínima de -23,6 °C evidenciando el amplio rango de variaciones térmicas. Según Böcher *et al.* (1972) la temperatura media en el área de la laguna El Sosneado, ubicada en el tramo medio del valle, es de 9 °C. Los valores de las precipitaciones anuales varían en un amplio rango según la altura que se considere, superando los 1.000 mm por encima de los 2.000 m s. n. m. y descendiendo a valores inferiores a los 200 mm en el piedemonte.

En la actualidad el clima regional es predominantemente seco y frío donde se han establecido dos épocas climáticas muy importantes para la actividad humana: *la veranada* y *la invernada*. El período de *veranada* es el más corto y está comprendido entre los meses de noviembre y marzo, es decir cuando se ha derretido la nieve estacional o climática. La *invernada* comprende el resto del año y es cuando la nieve estacional cubre hasta los sectores más bajos del valle.

## 1.4. SISMICIDAD

La provincia de Mendoza tiene muy poca información histórica pre-hispánica hasta el 20 de marzo de 1861 cuando fue registrado el primer sismo que destruyó casi la totalidad de la ciudad cabecera. Con anterioridad sólo existen algunas menciones de los eventos ocurridos. Sin embargo, los estudios neotectónicos indican que la actividad ha sido continua en gran parte del Cuaternario.

El elevado nivel de peligrosidad sísmica en toda la provincia se origina en dos fuentes nítidamente diferenciadas (Castano 1986): la *zona de subducción*, con hipocentros localizados a profundidades comprendidas entre los 80 y 130 km y la *zona de actividad superficial*, con profundidades menores de 50 km a la que se le atribuyen casi todos los sismos destructivos de Mendoza.

El valle superior del río Atuel se encuentra enmarcado en la Región Sismotectónica Surmendocina caracterizada por una historia sísmica y rasgos estructurales, neotectónicos y sísmicos diferentes a la región ubicada en el norte de la provincia de Mendoza denominada Región Sismotectónica Precordillera. Esa diferencia está dada por el marco geotectónico

regional que es la resultante del proceso de subducción de la placa de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana con un ángulo de inclinación de  $30^\circ$ .

Los registros de actividad sísmica, suministrados por el Instituto Nacional de prevención Sísmica, para el área comprendida entre las latitudes  $34^\circ$  y  $36^\circ$  sur y las longitudes  $69^\circ$  y  $70^\circ 30'$  oeste, muestran una gran dispersión de los epicentros (Fig. 5) con mayor concentración en la franja ubicada al oeste de los  $70^\circ$  de longitud oeste.

La actividad tectónica cuaternaria en el valle superior del río Atuel está evidenciada por las fallas El Sosneado y del Mesón responsables del desplazamiento vertical de varios centenares de metros de las pefitas de la Formación Los Mesones entre el sector más alto de la Cuchilla de La Tristeza y el pie oriental de la misma.

## 2. GEOLOGÍA

### 2.1. RESEÑA GEOLÓGICA DEL ÁREA DEL VALLE SUPERIOR DEL RÍO ATUEL

El valle superior del río Atuel está emplazado en el ambiente geológico de la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski, *et al.* 1993) en Cordillera Principal, constituida por una secuencia mesozoica fuertemente plegada y afectada por la intensa actividad volcánica ocurrida en el período comprendido entre el Oligoceno y el Holoceno (Fig. 6). Las características geológicas de la región están dadas por la estratigrafía, la estructura y el modelado del paisaje actual.

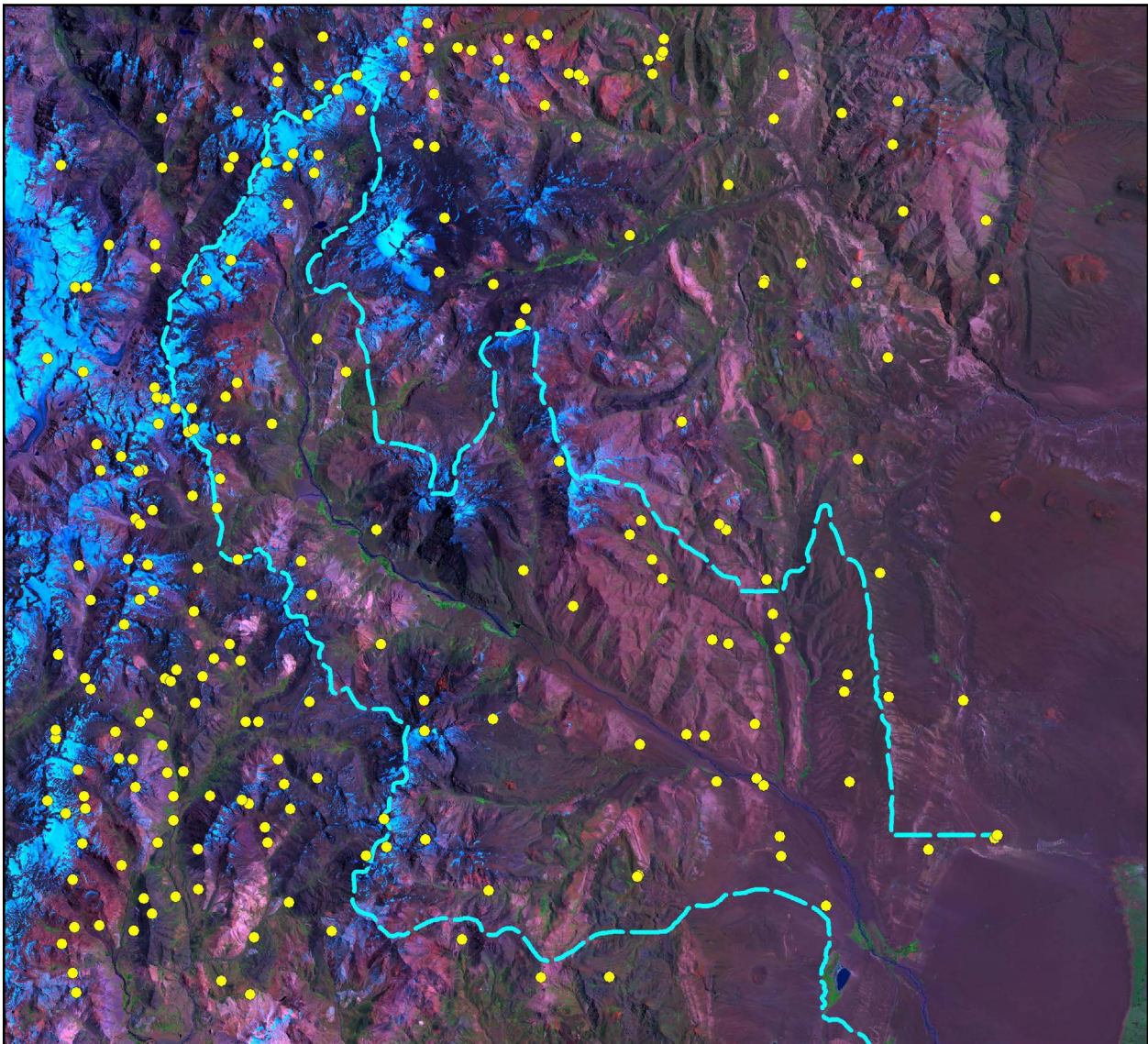


Figura 5. Localización de los epicentros en el área de estudio y sus alrededores ubicados sobre una imagen satelital Landsat.



Figura 6. Relación estratigráfica entre las rocas sedimentarias en la base y las rocas volcánicas en la sección superior.

## 2.2. ESTRATIGRAFÍA

A continuación, se describe brevemente la geología regional hasta el período Neógeno y con mayor detalle las unidades correspondientes al período Cuaternario (Cuadro 1).

Las rocas más antiguas que aparecen en el área de estudio corresponden a las únicas sedimentitas marinas de edad Triásico superior denominadas Formación Arroyo Malo (Riccardi *et al.* 1997). Afloran sobre la margen izquierda del arroyo Malo y está constituida por una secuencia de pelitas laminadas y masivas de color gris azulado con inclusión de cadilitos (*dropstones*) e intercalación de lentes de areniscas y sabulitas. El contenido fosilífero incluye especies de bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, nautiloideo y cnidario. Si bien la unidad no presenta base aflorante, se infiere que se apoya en discordancia sobre la Formación Choiyoi en el subsuelo. El techo aparece cubierto en concordancia por los conglomerados de la Formación El Freno. La presencia de *Choristoceras Heuer* permitió asignarles una edad Triásico superior Jurásico inferior.

La Formación El Freno (Reijnenstein 1967) está integrada por conglomerados, areniscas de grano medio a grueso y niveles limolíticos de coloración gris claro a blanco amarillento, depositados en un ambiente inicial continental de abanicos aluviales y ambiente fluvial entrelazado. Hacia arriba la secuencia evolucionó a un ambiente litoral a nerítico de alta energía (Volkheimer 1978). Subyace a la Formación

Puesto Araya y la presencia de amonites de la zona de *Psiloceras plamorbis* permite asignar a la unidad al Hettangiano- Sinemuriano (Riccardi *et al.* 1988).

La Formación Puesto Araya (Volkheimer 1978) está constituida por areniscas finas, calcarenitas, limolitas, limolitas margosas y niveles carbonosos cuya mayor exposición se encuentra en la margen norte del valle del río Atuel. En general la secuencia presenta una variación de color gris a negro y está intruida por enjambres de diques andesíticos y pequeños cuerpos intrusivos de edad terciaria. Las areniscas de esta formación corresponden a un ambiente marino marginal de playa y los materiales más finos a ambientes epineríticos e infraneríticos. Verticalmente pasa a la Formación El Codo y el abundante contenido fosilífero, en especial de amonites, permitió asignar a la unidad al lapso Sinemuriano-Toarciano.

La Formación El Codo (Volkheimer 1970) está compuesta esencialmente por lutitas gris oscuras, en parte areniscosas, con intercalaciones de margas y calizas oscuras y calizas estromatolíticas de color gris azuladas. El relleno sedimentario tuvo lugar en un ambiente marino relativamente profundo de plataforma externa y centro de cuenca. Hacia arriba pasa a la Formación Tábanos aflorante fuera del área de estudio.

Afloran sobre ambos márgenes del río Atuel las formaciones Lotena y La Manga (Legarreta y Gulisano 1989) constituidas por areniscas, conglomerados, arcilitas, margas y calizas de coloración gris verdosas y azules, depositadas en un ambiente que continental

ERA	PERÍODO	PISO	UNIDAD GEOLÓGICA	
Cuaternario	Holoceno		Depósitos aluviales y de planicie aluvial	
			Depósitos coluviales y de talud de detritos	
			Depósitos de remoción en masa y macizo removilizado	
			Asociación Volcánica Postglacial	
	Pleistoceno			Depósitos glaciares y glaciares aterrazados
				Formación La Invernada
				Asociación Volcánica Paleopleistocena
				Formación Los Mesones
Neógeno	Plioceno		Formación Coyocho	
			Formación Tristeza	
	Mioceno		Formación Huincán	
			Formación Agua de la Piedra	
Paleógeno	Oligoceno		Formación Palaoco	
	Eoceno			
	Paleoceno			
Cretácico	Superior	Maastrichtiano	Grupo Malargüe	
		Campaniano		
		Santoniano		
		Coniaciano	Grupo Neuquén	
		Turoniano		
		Cenomaniano		
	Inferior	Albiano	Grupo Rayoso	
		Aptiano		
		Barremiano		
		Hauteriviano	Formación Chachao y Formación Agrio	
		Valanginiano		
		Berriasiano	Formación Vaca Muerta	
		Tithoniano		
Jurásico	Malm	Kimmeridgiano	Formación Tordillo	
			Formación Auquilco	
		Oxfordiano		
	Dogger	Calloviano	Formación Lotena y Formación La Manga	
			Formación Tábanos	
		Bajociano		
		Aaleniano	Formación El Codo	
	Liásico	Toarciano		
		Pliensbachiano	Formación Puesto Araya	
		Sinemuriano		
Hettangiano		Formación El Freno		
Triásico	Superior		Formación Arroyo Malo	

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico simplificado del área de estudio.

en su base a uno marino en la sección superior. La edad de este conjunto fue asignada al lapso Calloviano superior-Oxfordiano. La Formación Lotena es cubierta en pseuconcordancia por la Formación La Manga y esta a su vez muestra un pasaje transicional hacia la Formación Auquilco.

La Formación Auquilco (Groeber 1946) constituye una de las formaciones mesozoicas mejor representadas en todo el ámbito de los Andes neuquino-mendocinos. Está compuesta por yeso casi exclusivamente de color blanco y blanco grisáceo con intercalaciones de delgados bancos de caliza fértidas portadoras de amonites mal conservados. El ambiente de depositación, según Legarreta *et al.* (1993), fue en un medio marino sometido a reiteradas exposiciones subaéreas. La unidad fue asignada al Oxfordiano-Kimmerigiano. Se encuentra cubierta por la Formación Tordillo.

La Formación Tordillo (Stipanovic 1969) está compuesta por areniscas, conglomerados, limolitas, arcilitas y basaltos decoloración rojiza y marrón rojiza cuyo ambiente de depositación fue de tipo continental, con cursos fluviales y abanicos aluviales conectados a depresiones de tipo *playa-lake* (Legarreta *et al.* 1993). Está unida carece de restos fósiles por lo que su edad fue asignada al Kimmerigiano por sus relaciones estratigráficas. Esta unidad está cubierta por depósitos marinos de edad tithoneocómica fuera del área de estudio.

La Formación Vaca Muerta (Weaver 1931) aflora en un sector sobre la margen derecha del arroyo Los Caballos y está constituida por pelitas negras, calizas, margas, conglomerados y areniscas depositadas en un ambiente fluvial, en sus facies proximales y en uno marino en sus facies distales. En estos afloramientos se pueden ver filones capa de diabasa intruyendo a las pelitas.

En el cerro Chivato, sobre la margen derecha del río Atuel, afloran la Formación Chachao (Legarreta y Kozlowski 1981) y Agrío (Weaver 1931) compuestas por calizas, margas, calcarenitas, pelitas y areniscas con gran cantidad de restos fósiles en su estructura.

En el mismo sitio y en la desembocadura del arroyo La Manga aparecen el Grupo Rayoso y Grupo Neuquén (Legarreta y Gulisano 1989) caracterizados por la presencia de yeso, calizas areniscas, pelitas, conglomerados y limolitas de color rojo. El ambiente que caracterizó a estos depósitos varió desde uno marino hipersalino a uno de tipo barreal y fluvial.

Sobre el faldeo oriental de la Cuchilla de la Tristeza afloran calizas, conglomerados, areniscas, pelitas y tobas pertenecientes al Grupo Malargüe

(Legarreta y Gulisano 1989), descritas en este sector por Kozlowski y Baldi (1983). El ambiente de depositación fue complejo alternando sistemas fluviales con lacustres de aguas salobres y barreales. También intercaló un sistema marino de plataforma somera vinculada con transgresión atlántica.

La Formación Palaoco (Groeber 1947) está constituida por pórfidos dacíticos y basaltos resultantes de un arco magmático ocurrido durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior que cortó principalmente los estratos yesíferos de la Formación Auquilco, como es el caso del cerro de Los Pantanos ubicado sobre la margen derecha del río Atuel.

Al noroeste de la localidad de El Sosneado, en los faldeos oriental y occidental de la Cuchilla de la Tristeza afloran de manera extensa los depósitos sinorogénicos de la Formación Agua de la Piedra constituidos por conglomerados, areniscas y limolitas depositados en un ambiente fluvial y de abanicos aluviales. En la ladera este del cerro Chivato aflora un pórfido granodiorítico, perteneciente a la Formación Huincán (Groeber 1947), asignado oportunamente por Volkheimer (1978) al Mollelitense y luego datado por Nullo *et al.* (1997) arrojando una edad Ar/Ar de  $13,6 \pm 2,6$  Ma.

Sobre la margen izquierda del río Atuel, entre la villa El Sosneado y el arroyo La Manga, aflora una potente serie de conglomerados, depositados en un ambiente fluvial de abanicos aluviales, pertenecientes a la Formación Tristeza (Irigoyen 1972) asignada al Plioceno sobre la base de las relaciones estratigráficas.

Durante el Plioceno tardío y Pleistoceno inferior existieron tres centros efusivos muy importantes en la región constituidos por los cerros Risco Plateado, Sosneado y Overo que cubrieron casi totalmente los estratos plegados mesozoicos y terciarios en marcada discordancia angular. Las rocas resultantes de este vulcanismo fueron agrupadas en la Formación Coyocho por Groeber (1947) quien describió una alternancia de basaltos, basandesitas, andesitas, tobas, brechas y aglomerados volcánicos. Kittl (1944) describió minuciosamente a estos estratovolcanes profundamente desmantelados por las glaciaciones y los procesos de remoción en masa ocurridos en el Pleistoceno superior.

En el Pleistoceno inferior, luego del ascenso neotectónico del frente montañoso (Polanski 1963), se depositaron sedimentos aluviales gruesos, fanglomerados y areniscas gruesas producto de un sistema de abanicos aluviales coalescentes. Constituyeron el Primer Nivel de Piedemonte (Groeber 1947) o

Primer Nivel de Agradación definida como Formación Los Mesones por Polanski (1963). Volkheimer (1978) describió esta formación en la Cuchilla de la Tristeza, en la Loma del Medio donde constituye una superficie levemente inclinada hacia el este. Según Polanski (1963) esta superficie inclina 4° en el sector proximal y 3° en las zonas más distales, apoyándose en discordancia angular sobre depósitos de edad terciaria. Este nivel de piedemonte puede verse muy bien desarrollado, sobre la margen derecha del río Atuel, al este del cerro La Brea y entre este y el cerro Chivato.

Durante el Pleistoceno inferior también se produjeron una serie de derrames lávicos integrados por Polanski (1963) en la «Asociación Volcánica Paleopleistocena» constituidos por andesitas, basaltos, ignimbritas y tobas. Se encuentran en niveles topográficos más bajos que los pertenecientes a la Formación Coyochó producto de un ascenso y erosión durante el Pleistoceno inferior y medio (Volkheimer 1978). Esta Asociación puede verse al norte del arroyo Las Lágrimas, sobre la margen derecha del río Atuel y en ambas márgenes del arroyo Bayo y Felipe.

Al sur del cerro La Brea y sureste del cerro Chivato aparecen los Depósitos del Segundo Nivel de Piedemonte definido por Polanski (1963) como Formación La Invernada. Están constituidos por fanglomerados y areniscas gruesas depositados en un sistema de abanicos aluviales vinculados a un ascenso del frente montañoso. Volkheimer (1978) ubicó dentro de esta formación a las terrazas altas del río Atuel y algunos de sus afluentes como el arroyo La Manga y Blanco. Si bien Polanski (1963) asignó a esta unidad una edad al Neopleistoceno, la presencia de ignimbritas supastante de edad mayor (Sruoga *et al.* 2005) indica una edad mayor ubicándola en el Pleistoceno inferior.

Los depósitos glaciares pertenecientes a la última glaciación están representados por una serie de arcos morénicos muy bien preservados ubicados en la confluencia del arroyo Malo con el río Atuel y restos de morenas ubicadas hacia las cabeceras de los tributarios más importantes.

En el comienzo del período Holoceno tuvo lugar el último evento volcánico que dio origen a lo que se denomina Asociación Volcánica Postglacial expuesta en las adyacencias del volcán Overo.

Una vez retirado el hielo glacial del valle principal y sus tributarios, tuvieron lugar los procesos gravitacionales que originaron depósitos de variada granulometría, tamaño, distribución areal y caótica.

Así se produjeron grandes movimientos como las avalanchas de roca, flujos extensos de litología volcánica casi exclusivamente. Además, tuvieron lugar movimientos menores como los deslizamientos en ambas márgenes del río Atuel. Otros depósitos de amplia distribución son los coluviales generados por la meteorización y caídas de roca dando lugar a conos de detritos o taludes continuos.

Finalmente se encuentran los depósitos dejados por los cursos permanentes y temporarios, tributarios del río Atuel que han desarrollado importantes abanicos aluviales de gran extensión modificando el curso del río Atuel en varios sectores de su recorrido.

### 3. ESTRUCTURA

La evolución de los Andes Centrales pone en evidencia una historia geológica compleja donde una serie de eventos tectónicos superpuestos de colisión y subducción, que tuvieron lugar desde el Paleozoico inferior, dieron lugar a sucesivas orogénesis (Ramos 1988b).

El área de estudio comprende el sector suroeste de la Hoja 3569 – I, Volcán Maipo y de acuerdo al comportamiento tectónico y estructural involucra la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993). Esta faja se extiende al sur de la caldera Diamante y constituye el frente montañoso cuando desaparece la Cordillera Frontal. Está caracterizada por un estilo estructural donde predomina el fenómeno de inversión tectónica en relación con el plegamiento y un bajo porcentaje de acortamiento (Kozłowski 1984). Este último valor es inferior a la mitad del acortamiento determinado para la faja plegada y corrida del Aconcagua.

Según la distribución areal de las unidades sedimentarias y la orientación de las estructuras Sruoga *et al.* (2005) proponen la división en dos dominios, uno interno y otro externo. El sector interno se caracteriza por la exposición de unidades mesozoicas comprendidas entre el Triásico superior y el Cretácico inferior temprano y por el control estructural ejercido por el basamento. Un ejemplo de este control es el anticlinorio del río Atuel, situado sobre la margen norte del río compuesto por unidades del Cuyano inferior plegado (Manceda y Figueroa 1995). Los anticlinales y sinclinales de amplia semilongitud de onda ponen en evidencia la inversión diferencial de los hemigrábenes en este sector.

En el sector externo se hallan las unidades comprendidas entre el Cretácico inferior temprano y el

Plioceno. Aparece como una faja de imbricación integrada por corrimientos emergentes, que afectan a depósitos mesozoicos y a los sinorogénicos terciarios de la cuenca de antepaís (Kozłowski 1991). La orientación general de las estructuras de este sector, a diferencia del interno, es NNO-SSE cuyo origen corresponde exclusivamente a la orogenia Andica. Los depósitos terciarios están expuestos principalmente en la cuchilla de la Tristeza, ubicada en la porción sur del sector y forman parte de la principal estructura sinclinal del sector externo. Tiene morfología asimétrica y el flanco occidental determina el límite oeste del sector externo.

#### **4. SÍNTESIS EVOLUTIVO - DESCRIPTIVA DEL VALLE SUPERIOR DEL RÍO ATUEL**

Se presenta aquí una breve reseña del marco evolutivo y descriptivo de la cuenca superior del río Atuel, aguas arriba de la localidad de El Sosneado. En el Plioceno tardío la Fase Diaguita da por terminada la orogénesis terciaria dejando un paisaje ascendido, por encima de los 2.500 m s. n. m. y expuesto a la acción de diferentes procesos endógenos y exógenos que han estado modificando el paisaje hasta la actualidad. La peligrosidad geológica está asociada al grado de actividad de esos procesos y en este trabajo nos ocuparemos principalmente de los exógenos vinculados a procesos fluviales, glaciarios y de remoción en masa en un ambiente paraglaciar. La actividad e intensidad de estos procesos está condicionada por los aspectos litológicos, estructurales y morfológicos, así como por la topografía y las condiciones climáticas.

El condicionante litológico se pone de manifiesto donde espesas capas de volcanitas de edad terciaria se ubican encima de sedimentitas mesozoicas fuertemente plegadas. La distribución de los distintos movimientos en masa de diferentes magnitudes, como las avalanchas de roca y deslizamientos, están circunscriptos a este límite estratigráfico.

En otros sectores, donde no se encuentran presentes las volcanitas, la fuerte inclinación de las capas sedimentarias es un condicionante estructural muy importante.

El condicionante morfológico se pone de manifiesto en la gran cantidad de taludes rocosos verticales (escarpas de erosión) labrados por los hielos sobre las volcanitas terciarias. En estas escarpas tuvieron su origen las avalanchas de roca cuyos de-

pósitos han estado controlando las características del piso del valle en el tramo superior del río Atuel. En la actualidad son las responsables de la ocurrencia de innumerables cantidades de caídas de roca que afectan la ruta provincial.

Resulta interesante analizar un poco la evolución morfológica del valle superior del río Atuel porque permite entender el paisaje actual. Desplazándose en dirección oeste (aguas arriba) desde la localidad de El Sosneado, el valle del río presenta al menos tres niveles de terrazas fluviales propias de un río cuya cuenca superior fue englazada durante el Pleistoceno y en la actualidad conserva glaciares en las nacientes de sus tributarios principales. Sobre el nivel de terraza superior se halla la traza de la ruta provincial 220. Estas terrazas son el resultado de la dinámica fluvial ocurrida a partir de la alternancia de épocas glaciarias e interglaciarias donde los ríos presentaban variaciones muy importantes en sus cargas y caudales.

Las características morfológicas descritas se extienden hasta las proximidades de la desembocadura arroyo Malo en el valle del Atuel. Allí aparecen, muy bien preservados, tres arcos morénicos frontales marcando las diferentes posiciones más externas del hielo en el valle. Inmediatamente por detrás de estas morenas, el valle es atravesado por dos grandes albardones, que nacen en la desembocadura del arroyo Malo y son parte de una enorme avalancha de rocas de roca originada en la margen derecha del arroyo, 10 km aguas arriba de su desembocadura. Este formidable movimiento en masa se suma a varios, de similares características, que afectaron hacia el oeste el valle superior del río Atuel. La línea meridional coincidente con la traza del arroyo Malo marca el límite este de la extensión de las coladas de volcanitas derramadas por el cerro Sosneado y Risco Plateado sobre las sedimentitas mesozoicas. La presencia de esta relación estratigráfica, hacia el oeste, constituyó el condicionante litológico antes mencionado para que ocurrieran grandes movimientos en masa.

Una vez que se traspone los albardones del flujo, la ruta atraviesa una serie de lomadas y depresiones en las que se observan una gran cantidad de grandes bloques exclusivamente de rocas volcánicas. Se trata de un enorme depósito de avalancha de rocas que descendió desde la margen derecha del valle, por el arroyo de Las Ánimas, invadiendo el valle del río Atuel provocando el represamiento del mismo. El arranque de este gran movimiento en masa se encuentra en las volcanitas del cerro Risco Plateado sobre la margen derecha del arroyo antes mencionado.

A partir de esta obstrucción el valle cambia completamente sus características morfológicas y el piso del valle pasa a ser una amplia planicie aluvial, sin terrazas, donde el cauce del río actual está profundizando 1,5 a 2 metros. Este notable cambio morfológico está estrechamente ligado al represamiento natural del valle, producido por la avalancha de rocas originada en el arroyo de Las Ánimas. Esta obstrucción inició un proceso de inundación que culminó en la formación de un extenso lago donde cambiaron notoriamente las condiciones de sedimentación (Fig. 7a, b y c). La generación de este embalse produjo una pérdida de competencia en la que el material más grueso se fue depositando en la zona proximal y el más fino hacia la zona distal o sea en el área lacustre. Además, los tributarios formaban pequeños abanicos—deltas al desaguar en el lago. Este constante proceso de sedimentación dio lugar a un significativo proceso de agradación en el piso del valle que culminó con la formación de una amplia planicie aluvial que se extiende a lo largo de 35 km, donde el cauce está muy poco profundizado. Otra evidencia de esta importante onda de agradación es el extenso abanico aluvial del arroyo de Las Lágrimas que invade casi completamente el piso del valle del río Atuel, obligando al curso recostarse sobre la margen izquierda y obstaculizando significativamente su drenaje.

En el tramo del valle comprendido entre la avalancha del arroyo Las Ánimas y el arroyo Los Caballos, se observan otras dos importantes avalanchas de roca, ambas con zona de arranque en las volcánicas del cerro Risco Plateado. Una de ellas, la más antigua, no alcanzó a volcarse sobre la planicie del valle, mientras que la originada en la margen izquierda de la Vega del Rincón se encauzó por la quebrada y al llegar al valle del río Atuel lo obstruyó completamente.

Es muy difícil establecer la secuencia de estos grandes movimientos, no obstante, es muy importante destacar que tuvieron el mismo origen y las mismas consecuencias sobre la dinámica y la morfología del valle. Es también importante resaltar que las avalanchas de roca se encuentran aguas arriba de los depósitos morénicos ubicados inmediatamente aguas abajo de la desembocadura del arroyo Malo. Cuando la zona estaba englazada, la espesa lengua de hielo ejercía presión en el fondo del valle y sobre los laterales del mismo. Con el retroceso glaciario se produce un alivio de esa presión sobre las laderas, generándose una relajación en las mismas que da lugar a estructuras de tracción en el sustrato rocoso.

Estas estructuras, sumadas al empinamiento de las laderas por desbastamiento glaciario en la base de las mismas, ha sido, probablemente, la causa principal del origen de las avalanchas de roca.

Otro cambio morfológico significativo en el valle del río Atuel tiene lugar 2 km aguas arriba del antiguo campamento de Sominar, donde el valle muestra una importante estrechura que coincide con un escalón morfológico donde afloran rocas más resistentes a la erosión. Aguas abajo de este sitio, la gran amplitud del valle fue lograda por erosión glaciaria como consecuencia del paso del glaciar principal. Aguas arriba de ese escalón, el glaciar se dividía en tres lenguas tributarias, cada una de ellas con menor poder erosivo. Esta característica junto a la presencia de rocas más resistentes a la erosión, explican la existencia del escalón y del cambio morfológico que se da en el paisaje en las cabeceras de la cuenca, donde se preservan las formas de erosión y acumulación glaciaria. La mayoría de los valles que integran las cabeceras de la cuenca, especialmente los ubicados al oeste, se hallan englazados.

Si bien el rejuvenecimiento fluvial, asociado al retiro glaciario, afectó el piso de estos valles, el mismo, se halla retrasado debido al proceso de agradación que afectó al colector principal, es decir al río Atuel aguas abajo de Sominar.

En el sector de la cuenca alta hay dos rasgos importantes para destacar. Uno de ellos es la presencia de morfología cárstica, representada superficialmente por geoformas típicas como dolinas y otros hoyos de disolución, asociadas a formas de conducción subterránea (cavernas). Otro es, la laguna Atuel donde se visualiza, en una etapa menos evolucionada, las consecuencias de los represamientos (por avalanchas) como, por ejemplo: generación de lagos y ondas de agradación en el valle.

La avalancha de rocas que represó el valle, y dio origen a la laguna Atuel, preserva muy bien sus características morfológicas en la zona de arranque, en el depósito que represó el valle y en el flujo distal del movimiento que, encauzado en el valle, se movilizó a lo largo de 4,5 kilómetros. El origen del movimiento tuvo las mismas características descriptas para las avalanchas ocurridas aguas abajo, se inició con el colapso de las volcánicas asociadas al volcán Overo, ubicadas por encima de las sedimentitas de la cuenca mesozoica (areniscas de la Formación Tordillo y yeso de la Formación Auquílco).

La laguna Atuel está reduciendo paulatinamente su superficie debido a la progradación que producen los deltas de los dos valles represados

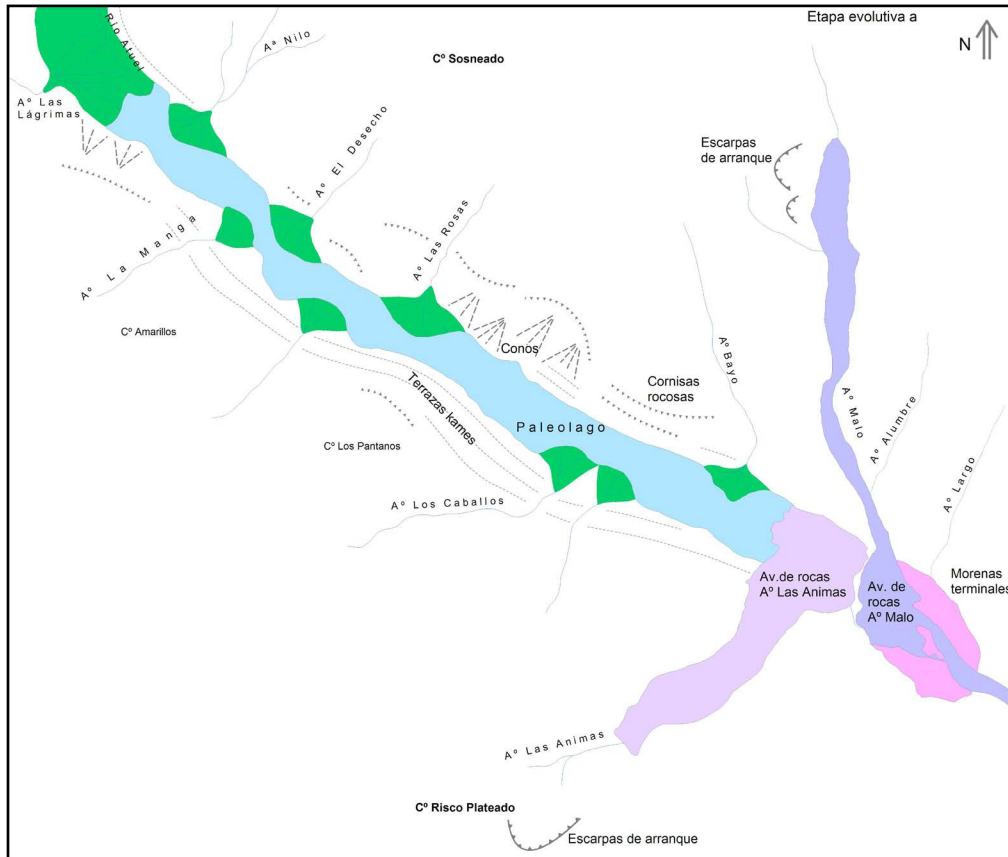


Figura 7a. Esquema que muestra el proceso de inundación inducido por la obstrucción del valle superior del río Atuel provocada por la avalancha de rocas del arroyo de Las Ánimas.

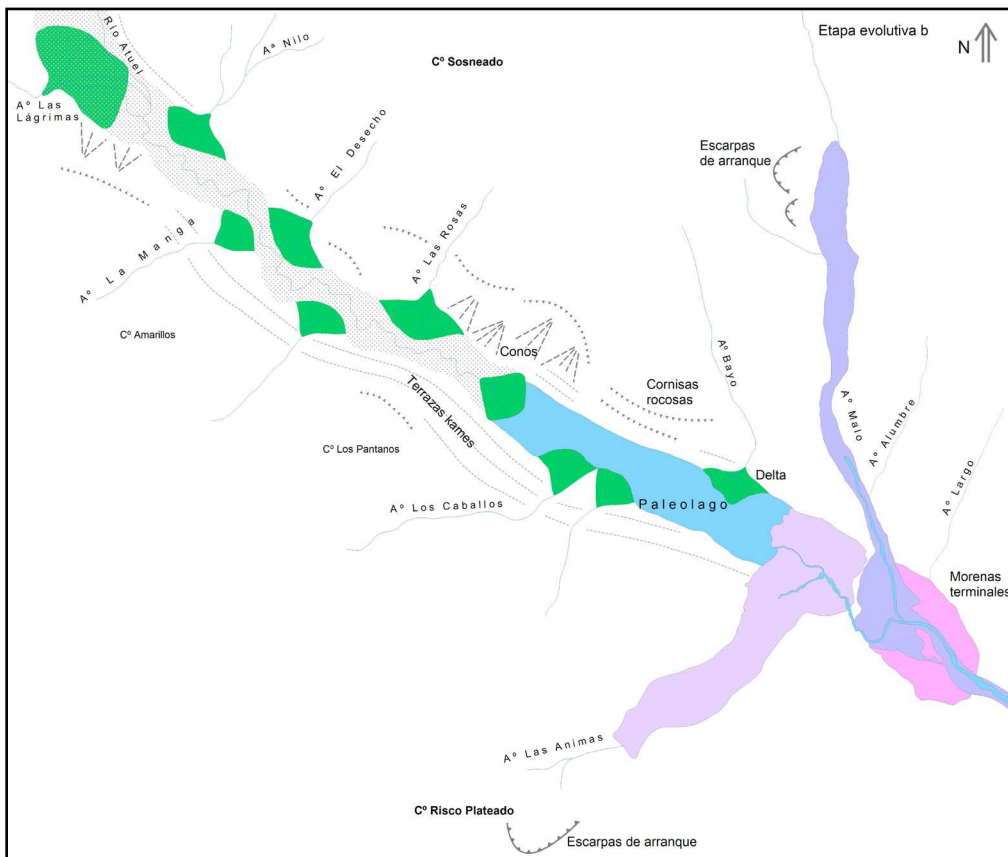


Figura 7b. Esquema que muestra el proceso de apertura del depósito de avalancha por la onda de erosión retrocedente del río Atuel y comienzo de desagüe del lago.



El límite inferior del permafrost en los andes de la provincia de Mendoza se ubica en la cota 3.200 m s. n. m. (Corte 1983a). En la zona geocriogénica, por encima del límite inferior del permafrost, se dan la geliflucción y los glaciares de roca que son el típico permafrost de montaña. La capa activa que se descongela dentro de la zona geocriogénica permite el flujo de los glaciares de escombros. Estos últimos son las formas criogénicas más representativas en la región del río Atuel habiéndose identificado 87 glaciares de escombros que ocupan un área aproximada de 100,56 km<sup>2</sup>. Se los ha definido como un cuerpo detrítico que contiene hielo intersticial o masivo y que está confinado a los lados de un valle o en su fondo (Warhaftig *et al.* 1959; Potter 1972; Whaley 1974; Corte 1976a). Sus bordes son muy empinados y se ubican sobre pendientes en las que el material detrítico es movilizado por geliflucción y/o reptaje. Además de constituir una importante reserva de agua en estado sólido aportan caudal a los ríos durante la época estival. Si bien existen numerosos ejemplos de estas geofomas criogénicas, ubicadas en las cabeceras de los valles de los arroyos principales, el exponente principal es el que se ubica aguas abajo del glaciar Corto sobre la margen derecha del río

Atuel (Fig. 8). Según Groeber (1946), en su visita a la región en el año 1914, vio como una enorme lengua de hielo que descendía desde las cabeceras del arroyo, invadía completamente el valle del río Atuel, lo que obligó al río a perforar un túnel debajo del hielo simulando ser su nacimiento. El puente de hielo formado permitía, en aquel entonces, el acceso cómodo hacia la laguna Atuel y luego al paso de Las Leñas, muy frecuentado por viajeros que cruzaban a Chile. En el año 1937, Groeber regresó a la región y el paisaje había cambiado notoriamente. La lengua de hielo de 400 m de altura en su frente, había retrocedido 2,5 km hacia el oeste, dejando un profundo y angosto valle en forma de «U» y un enorme glaciar de escombros ocupando sus cabeceras.

La soliflucción, además de estar presente en los glaciares de escombros, se observa en las laderas más bajas donde se ven lóbulos y pequeñas terrazas con plantas curvadas en favor de la pendiente y bloques con abundante material detrítico fino en la cara que mira pendiente arriba. Otro de los fenómenos criogénicos de importancia son los conos de derrubios originados por crioclastia; constituyen excelentes rampas de transporte de material detrítico y bloques que terminan acumulándose en su base (Fig. 9).

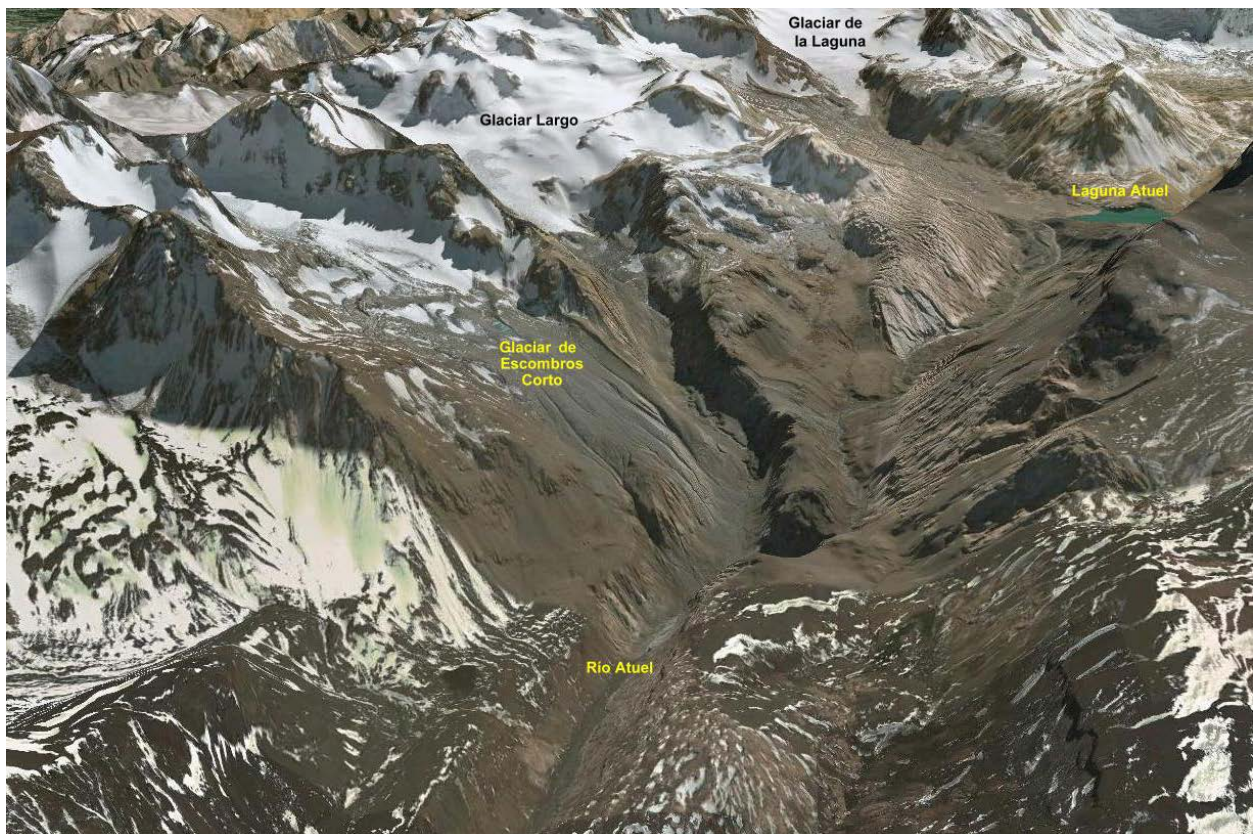


Figura 8. Glaciar de escombros Corto, margen derecha del río Atuel.



Figura 9. Conos de derrubios. Rampas detríticas.

## 5.2. PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Los movimientos en masa son parte de los procesos denudativos que modelan el relieve en los sistemas geomórficos montañosos y para que estos ocurran deben existir «condicionantes» y «disparadores». Los primeros van desestabilizando el relieve durante largos períodos de tiempo que van desde meses hasta miles de años, mientras que disparadores son la última causa que provoca el desenlace y actúan durante días, horas, minutos o segundos.

En muchos casos la continua acción de un conjunto de condicionantes es suficiente para que se genere un movimiento en masa.

En los sistemas geomórficos montañosos que fueron englazados, los movimientos en masa se desencadenaron durante las condiciones paraglaciales como consecuencia de la desestabilización de las laderas ocurrida merced a la deglaciación. En esta etapa la respuesta del relieve fue inmediata y comenzaron a originarse una serie de enormes movimientos en masa agrupados en avalanchas de roca (Rosas y Fauqué 2008) y deslizamientos, mientras que en menor escala se producían flujos de detritos y caídas de roca. Todos estos procesos ocurrieron en el valle superior del río Atuel y modificaron considerablemente sus características morfológicas.

Estos paisajes ya han sido descritos en otras regiones de la Alta Cordillera de Mendoza por Fauqué *et al.* (2008a y 2008b). Discusiones sobre la interpretación de depósitos asignados indistintamente a la glaciación o a la remoción en masa son conocidas en nuestra literatura geológica desde hace más de 60 años.

### 5.2.1. AVALANCHA DE ROCAS

Se conoce con el nombre de *avalancha de rocas* (Fig. 10) a un movimiento con características de flujo extremadamente rápido que se inicia a partir del colapso o deslizamiento de una pared rocosa (Hungr *et al.* 2001). Movimientos de estas características tuvieron lugar en la ladera norte del cerro Risco Plateado y en la margen derecha del arroyo Malo uno de los afluentes más importantes sobre la margen izquierda del río Atuel. Estos grandes movimientos fueron identificados como avalanchas de roca del arroyo Las Ánimas y del arroyo Los Caballos (Rosas y Fauqué 2008) y como megaflujo del arroyo Malo (Rosas y Fauqué 2011). Ocurrieron a finales del Pleistoceno Superior y sus depósitos fueron asignados previamente por Volkheimer (1978) a «morenas de la última glaciación».

El arroyo Malo es uno de los afluentes más importantes sobre la margen izquierda del río Atuel, en el descargan sus aguas los arroyos del flanco este del cerro Sosneado (5.189 m s. n. m.). Los últimos avan-

ces glaciarios profundizaron y ensacharon el valle de modo tal que cuando retrocedieron las lenguas glaciarias quedaron expuestas laderas fuertemente empinadas e inestables en la base. Este escenario fue propicio para que se produjera un enorme colapso en la margen derecha del arroyo, aguas arriba de la desembocadura de su principal tributario, arroyo Fiero (Fig. 11).

A este movimiento se lo denominó «Megaflujo del arroyo Malo» (Rosas y Fauqué 2011) e involucró un gran volumen del macizo rocoso dejando una escarpa de arranque de 2 km de longitud.

Una vez que el enorme volumen de roca desprendido alcanzó el fondo del valle, se movilizó como un gran flujo extremadamente rápido y encauzado por la estrecha quebrada descendió hacia la desembocadura en el valle del río Atuel. Una vez allí, la gran energía y velocidad adquirida, le permitió al frente del flujo abrirse paso sobre los arcos morénicos frontales ubicados en ese lugar, ascender levemente por la ladera opuesta (run up) y continuar aguas abajo, por el valle principal, a lo largo de 10 kilómetros. En su trayectoria superó un desnivel de 560 m y recorrió una distancia total cercana a los 23 kilómetros.

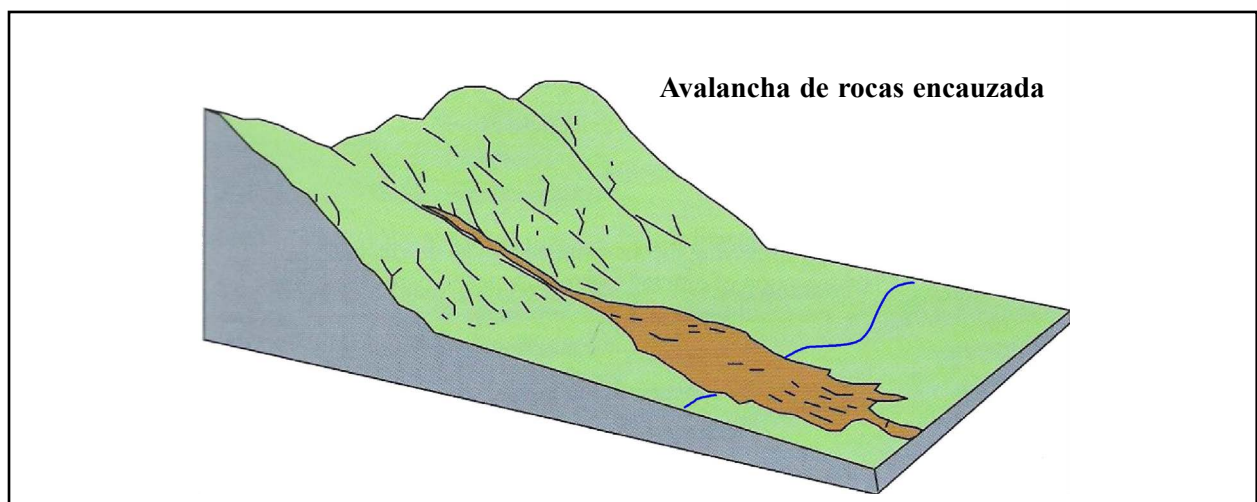


Figura 10. Esquema de avalancha de rocas tipo encauzadas.

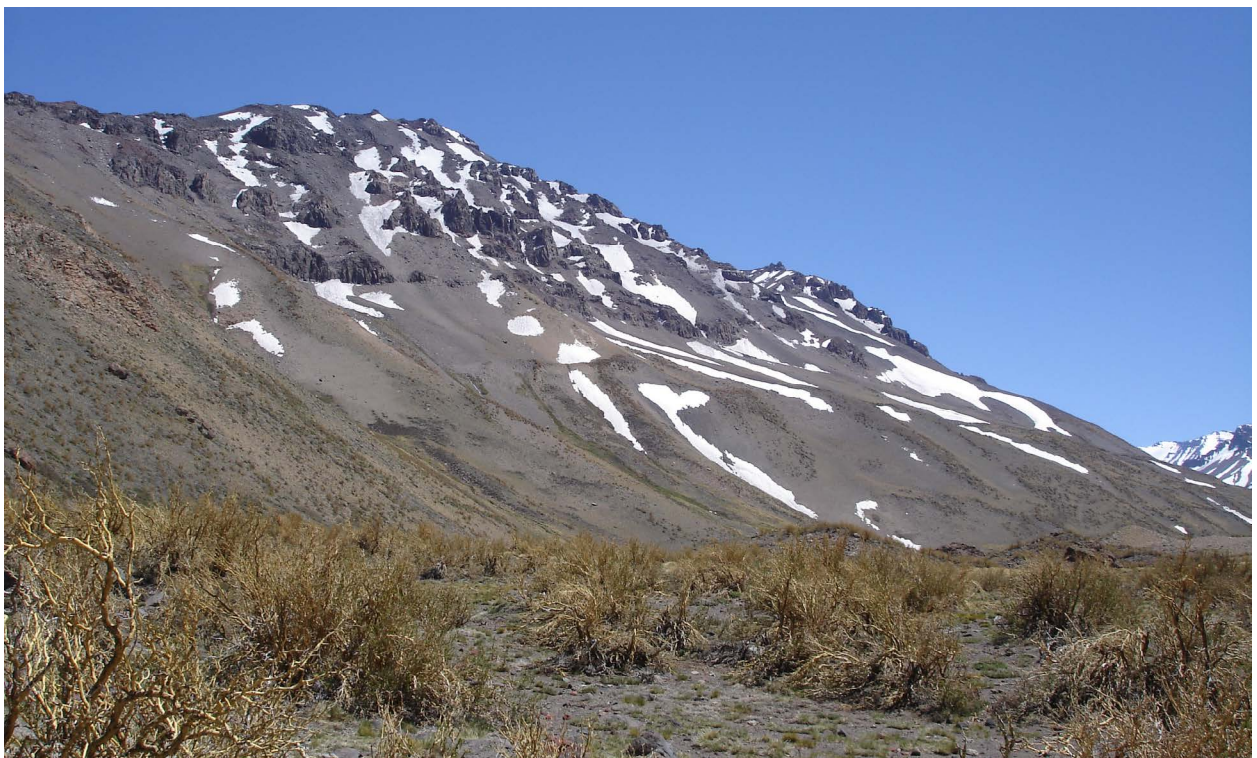


Figura 11. Zona de arranque de la avalancha de rocas sobre la margen derecha del arroyo Malo.

Luego de un prolongado período de degradación por erosión fluvial, sobreviven remanentes de este gran movimiento en masa diseminados a lo largo de todo su recorrido (Fig. 12).

En el interior de la quebrada sobresalen algunos bloques de brecha volcánica ubicados en las laderas a alturas variables entre 20 y 50 metros. En las proximidades de la zona de arranque, sobre la planicie de arroyo, se preservan varios montículos compuestos por grandes bloques inmersos en una matriz arenosa de coloración parda rojiza (Fig. 13). En la desembocadura del arroyo Malo reside el rasgo más distintivo de este gran movimiento, se trata de dos grandes albardones muy bien preservados de 1,50 km de longitud, 150 m de ancho promedio y altura variable entre 10 y 15 metros. El depósito está compuesto casi exclusivamente por bloques de brecha volcánica, con un avanzado estado de oxidación, y tamaños variables entre 0,50 m a 10 m de diámetro inmersos en una matriz areno limosa de coloración amarillenta (Fig. 14).

Frente a estas geoformas, sobre la margen derecha del río Atuel, quedó entrampado en las depresiones que constituyen las morenas terminales la mayor cantidad de material volcánico movilizado

durante este proceso. Por último, se reconocen algunos relictos del depósito esparcidos en la planicie del río Atuel hasta las proximidades del arroyo Las Chilcas, lo que permitió establecer el alcance de la porción distal del flujo.

La avalancha de roca del arroyo Las Ánimas (Fig. 15a) se inicia con el colapso de un amplio sector de las volcanitas ubicadas en las partes altas de la cabecera del arroyo. El flujo distal del movimiento, se encauzó a gran velocidad por el arroyo y al volcarse sobre la planicie glacifluvial del río Atuel, la gran energía adquirida y el enorme volumen de roca movilizado le permitió a la masa rocosa atravesar todo el ancho del valle, impactar en la ladera opuesta y ascender contrapendiente (run up).

De este modo se produjo la obstrucción total (represamiento natural) del valle (Fig. 15b), mediante un depósito, que sus características morfológicas y composicionales le han conferido una gran estabilidad que ha perdurado hasta la actualidad. Está compuesto por enormes bloques de rocas volcánicas (andesitas, basaltos, brechas y aglomerados volcánicos) inmersos en una matriz arenosa, tienen formas subangulosas y dimensiones variables entre 0,10 m a 15 m de diámetro.



Figura 12. Bloque de brecha volcánica. Relicto de la avalancha de rocas del arroyo Malo sobre un nivel de terraza fluvial del río Atuel.



Figura 13. Relictos (montículos) de la avalancha de rocas del arroyo Malo ubicados sobre la planicie aluvial del arroyo homónimo, frente a la zona de arranque ubicada sobre la margen derecha del arroyo.



Figura 14. Detalle del depósito de la avalancha de rocas del arroyo Malo compuesta exclusivamente por componentes volcánicos.



Figura 15a. Vista oblicua hacia el este, mostrando el depósito de la avalancha de rocas del arroyo de Las Ánimas ocupando todo el ancho del valle del río Atuel.



Figura 15b. Perfil transversal de la avalancha de rocas del arroyo de Las Ánimas en el valle del río Atuel.

La morfología del depósito es típica de este tipo de movimientos mostrando depresiones y montículos con bordes bien definidos y empinados (*hummocky topography*) (Fig. 16). La zona de arranque preserva muy bien su forma cóncava con pendientes que inclinan entre  $35^\circ$  y  $40^\circ$ .

La obstrucción del valle provocó un cambio en el nivel de base local del río y trajo con ella un rápido

proceso de inundación que se extendió a lo largo de 23 km superando la desembocadura del arroyo Las Lágrimas (Fig. 7a, b y c).

Si bien no se conoce el tiempo transcurrido en la formación del embalse, Costa y Schuster (1988) postulan que es directamente proporcional a la cuenca afectada y a los valores del *inflow*.



Figura 16. Topografía *hummocky* en el depósito de avalancha del arroyo de Las Ánimas.

En el extremo oeste, de este cuerpo de agua, ingresaba el río Atuel con abundante carga de material detrítico en suspensión propio de ríos y arroyos con sus cabeceras englazadas. Esto condujo a un lento y constante proceso de agradación a través de un sistema deltaico que progradaba hacia el interior de la laguna y que a medida que transcurría el tiempo reemplazaba, por agradación vertical, el lecho lagunar por una ancha planicie aluvial.

Se sumaban a este proceso los pequeños deltas que se formaban en las afluencias de los tributarios como el ubicado en la desembocadura del arroyo Bayo sobre la margen izquierda del río Atuel (Fig. 17).

Mientras tanto, en el otro extremo de la laguna, la gran estabilidad del depósito que obstruía el valle no daba lugar a colapsos de su frente y su altura no permitía desbordes del agua por encima del muro (*overtopping*).

La falta de escarpas de arranque en el frente del depósito o restos de flujos de detritos aguas abajo legitiman lo expresado. Posiblemente, esto no ocurrió porque la avalancha de rocas que descendió por el arroyo Malo (Rosas y Fauqué 2011) obstruyó el

valle inmediatamente aguas abajo del depósito de avalancha, antes de que el río Atuel comenzara a abrirse paso a través del mismo.

Cuando la onda erosiva retrocedente, que trata de degradar el perfil inicial, intercepta el depósito del arroyo Malo, lo hace a través de un estrecho canal labrado en una planicie glacifluvial ubicada 80 m por debajo de la cota existente en el lecho lagunar.

En este momento, seguramente ya existía un proceso de escurrimiento paulatino por filtración interna del represamiento (*seepage*) que estaba vaciando lentamente el cuerpo de agua y favoreciendo la erosión del frente del dique por intermedio de pequeños colapsos. Una vez que la onda erosiva logró atravesar ambos depósitos, dejó labrada una estrecha garganta, por donde se inició un rápido y constante vaciado del embalse. El testigo de aquel extenso cuerpo lagunar se conoce como laguna El Sosneado de 0,15 km<sup>2</sup> ubicada sobre la margen izquierda del río (Fig. 2).

El perfil longitudinal del río Atuel exhibe dos sectores bien diferenciados a ambos lados de los represamientos. Aguas abajo el río discurre mayor-

mente por un único canal con extensos niveles de terrazas cubiertos, en parte, por pequeños abanicos aluviales y coluviales (Bilkra y Nemeč 1998). Mientras que aguas arriba de la obstrucción se observa un ancho valle agradado donde el río Atuel tiene un hábito anastomosado labrado en una extensa planicie de inundación (Fig. 18). Las barrancas de la margen derecha muestran niveles lacustres finamente laminados cubiertos por gravas fluviales producto de la agradación vertical que sufrieron los depósitos lacustres al restablecerse la dinámica fluvial.

Entre el represamiento descrito y la desembocadura del arroyo de Los Caballos yace otro importante depósito que ocupa casi la totalidad de la planicie del río y corresponde al flujo distal de la avalancha de roca denominada del arroyo Los Caballos por Rosas y Fauqué (2008).

Esta avalancha, de origen similar al descrito en la del arroyo Las Ánimas, se inició en la margen izquierda de la quebrada Vega del Rincón y descendió rápidamente hacia el valle del río Atuel atravesándolo completamente. Al salir del encauzamiento se produjo una disminución notable de su energía cinética, induciendo a la masa rocosa a derramarse hacia los laterales y perder fuerza en el frente del movimiento.

No obstante, la cresta de presión preservada en su frente indica el impacto y leve ascenso (*run up*) sobre la ladera opuesta (Fig. 19). De este modo un depósito de escasa altura, compuesto por bloques angulosos y subangulosos de andesitas, basaltos, brechas y aglomerados volcánicos, inmersos en una matriz arenosa de color pardo claro quedó esparcido en todo el ancho del valle. El tamaño de los bloques varía entre 0,10 m a 10 m de diámetro y su litología refleja la procedencia, la sección basal del cerro Risco Plateado.

En la actualidad se preserva muy bien la superficie cóncava de la cicatriz de arranque, con pendientes que inclinan entre 35° y 40° (Fig. 20).

En la desembocadura del arroyo Colorado, sobre su margen izquierda, hay un depósito de coloración general rojiza, compuesto por grandes bloques de volcanitas inmersos en una matriz arenosa. Corresponde a la porción distal de un movimiento en masa de características similares al descrito en el arroyo Malo, originado a partir del derrumbe de un sector de volcanitas ubicadas sobre las areniscas rojas de la Formación Tordillo (Fig. 21).

Por último, se destacan algunas avalanchas de roca de magnitudes menores a las descritas en cerro de Los Pantanos y los arroyos Bayo, Rosado, Los Caballos, Felipe y en las cabeceras del arroyo Malo.



Figura 17. Antiguo delta en la desembocadura del arroyo Bayo que ingresaba al lago originado por la obstrucción del valle.

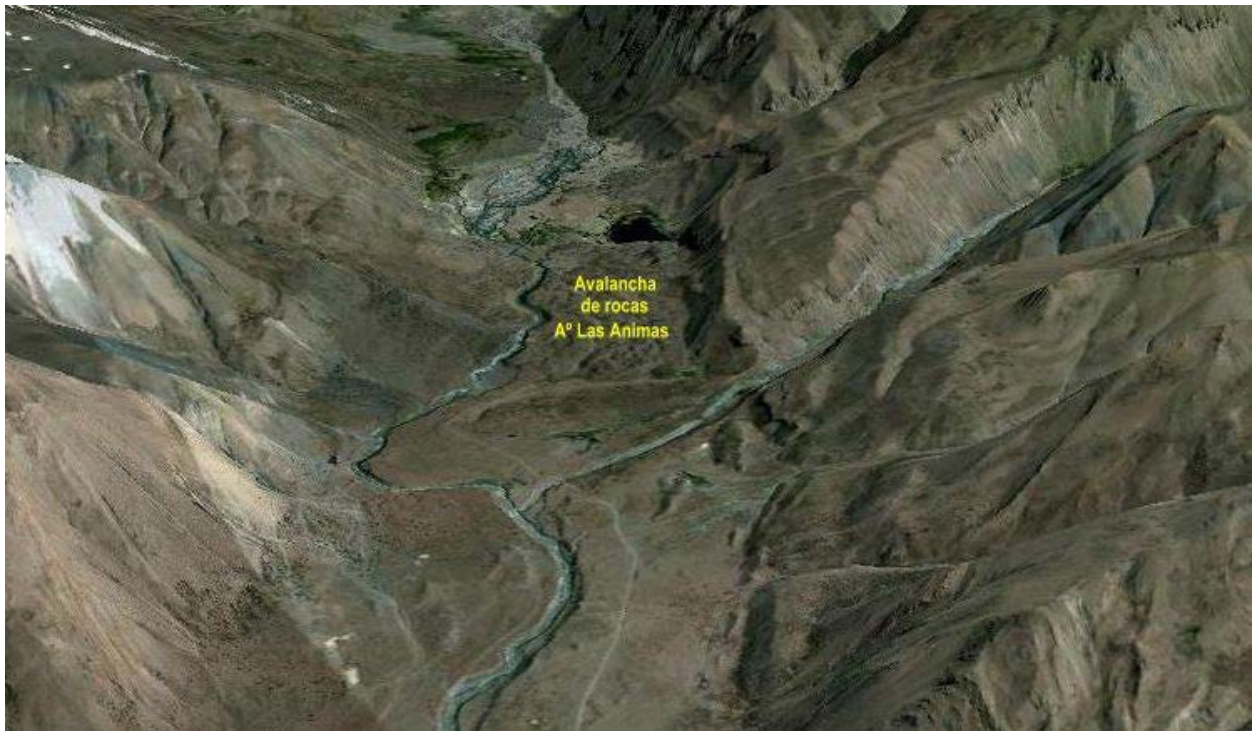


Figura 18. Vista oblicua hacia el oeste del valle del río Atuel, mostrando la diferencia del fondo del valle a ambos lados del depósito de la avalancha de rocas del arroyo Las Ánimas.



Figura 19. Cresta de presión provocada por el ascenso del frente de la avalancha de rocas de la quebrada Vega del Rincón sobre la ladera de la margen izquierda del valle.



Figura 20. Escarpa de arranque de la avalancha de rocas de la quebrada Vega del Rincón.



Figura 21. Depósito de coloración rojiza, ubicado sobre la planicie del río Atuel, perteneciente a la avalancha de rocas que descendió por el arroyo Colorado.

#### 5.2.1.1. Avalancha de rocas de la laguna Atuel

En la cuenca alta del río Atuel, a 3.100 m s. n. m. se encuentra la laguna homónima (0,46 km<sup>2</sup>) formada a partir de un represamiento natural provocado por una avalancha de rocas, similar a las ya descritas, cuyo depósito atravesó el valle obstruyéndolo por completo (Fig. 22). Su edad aproximada de  $3.195 \pm 135$  años AP (Garleff y Stingl 1994) fue obtenida a través de C14 sobre trozos de madera extraídos de unos niveles la-

custres próximos a la laguna. Las características observadas en este depósito junto a su ubicación, merecen una atención especial dado que conllevan una peligrosidad asociada vinculada a la posibilidad de un desagüe brusco de la laguna.

Las nuevas condiciones climáticas, ocurridas hacia finales del Pleistoceno, condujeron a un progresivo retiro de las lenguas glaciares hacia sus cabeceras, dejando expuesto un valle profundo con laderas fuertemente empinadas y en condiciones metaestables.

Este fuerte contraste en el relieve, sumado a la falta de presión que el hielo ejercía sobre los laterales del valle y a la relación estratigráfica particular, existente en la zona fuente, dada por las espesas capas de volcanitas sobre sedimentitas menos resistentes frente a la erosión y meteorización, actuaron como condicionantes para que tuviera lugar la avalancha de rocas que represó el valle.

El gran volumen de roca desprendido descendió rápidamente en dirección al valle, superando desniveles de caída inicial cercanos a los 600 m y su porción distal recorrió una distancia total de 1.500 metros. La energía cinética involucrada le permitió atravesar depósitos glaciares (morenas) adosados en los laterales del valle y remontar (*run up*) la ladera opuesta alrededor de 200 m (Fig. 23), obstruyendo completamente el valle glacial. De esta manera quedó conformado un dique natural de 1.400 m de longitud y una altura máxima de 70 metros.

La obstrucción del valle dio inicio a un proceso de inundación que originó lo que hoy se conoce como laguna Atuel. El volumen inicial del material movilizado fue estimado en  $56 \times 10^6 \text{ m}^3$ , modificado ulteriormente por colapso de rocas y erosión fluvial ocurridos en el frente del dique.

Los colapsos de rocas y las caídas, seguramente, se sumaron a la erosión fluvial retrocedente. Esta última se asocia tanto al escurrimiento paulatino por filtración interna del represamiento (*seepage*), como a los desbordes del agua por encima de la presa natural (*overtopping*). De este modo se labró un vertedero natural en el contacto entre el depósito de avalancha y el lateral del valle, que es la naciente del río en la actualidad.

La cicatriz de arranque de la avalancha es un acantilado muy alto, labrado en las capas de volcanitas ubicadas en lo más alto de la ladera (Fig. 23). Los límites bien definidos y la escasa degradación de esta zona permiten apreciar la magnitud del movimiento y la extensión de la cicatriz que alcanza los 1.700 metros.

Si bien el suceso descrito fue el de mayor relevancia, es importante destacar la ocurrencia de otro evento más antiguo, ubicado inmediatamente aguas abajo, de características similares, pero de dimensiones significativamente menores. De igual modo que el anterior, logró atravesar el estrecho valle, pero parece haber sido rápidamente erosionado por la acción fluvial.

La disposición de las distintas litologías dentro del depósito que formó el dique natural, reflejan una

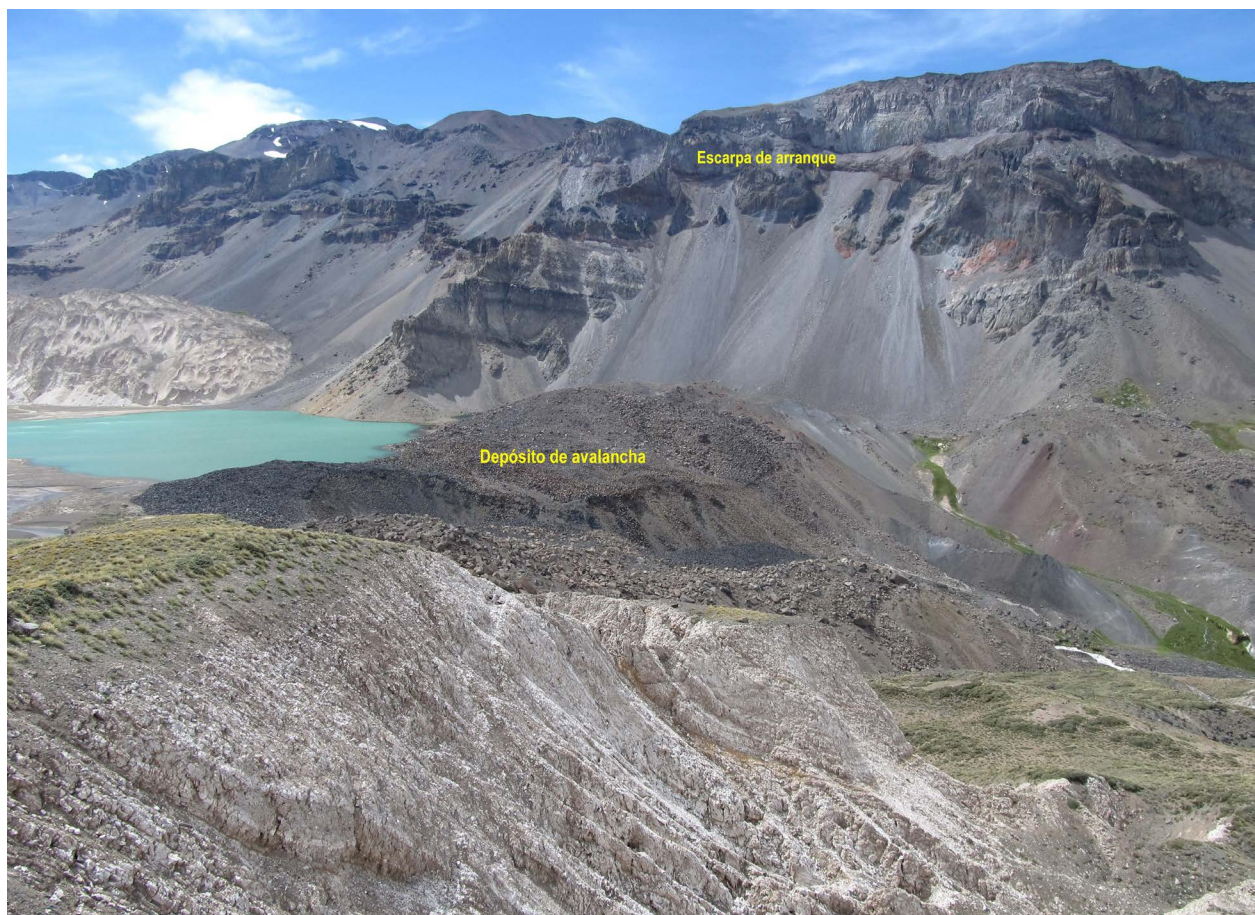


Figura 22. Represamiento natural, provocado por un depósito de avalancha de rocas, originando el embalse conocido como laguna Atuel.

estrecha relación con la estratigrafía de la zona de arranque. Esto permite diferenciar cinco sectores a lo largo del perfil longitudinal del depósito (Fig. 24).

**Sector 1:** es el más proximal a la escarpa de arranque y está separado del talud que la cubre parcialmente por una depresión que incluye en su extremo norte una pequeña laguna de aproximadamente 5 ha conectada, a través de un estrecho canal, con la laguna Atuel. El relieve es irregular caracterizado por crestas y depresiones (*hummocky topography*) que incluyen algunas concentraciones de grandes bloques, algunos pertenecientes a caídas posteriores. El depósito tiene muy mala selección, está compuesto por bloques angulosos de brechas volcánicas de coloración grisácea, aglomerados volcánicos rojos y andesitas de color gris, inmersos en una matriz de grava y arena fina originada a partir de la trituración de las sedimentitas (Fig. 25). En correspondencia al orden estratigráfico del perfil de la zona de arranque, los materiales que componen este sector pertenecen a la sección

más baja de la escarpa donde afloran las sedimentitas mesozoicas en contacto con la base de la secuencia volcánica cenozoica.

**Sector 2:** las características morfológicas y composicionales de este sector varían notablemente respecto del anterior lo que permite diferenciarlos claramente. Litológicamente sus materiales reflejan al sector de la escarpa de arranque ubicado por encima del anterior. Está compuesto por aglomerados volcánicos rojos y grises con alternancias de capas de andesitas grises y dacitas más claras. Predominan los bloques angulosos de andesita y dacita inmersos en una matriz con tonalidades rojizas a grises clara producto de la desintegración de los bloques de aglomerados volcánicos. La proporción de material intersticial es menor comparado con el sector anterior.

**Sector 3:** los materiales de este sector reflejan el nivel de la escarpa de arranque compuesto por capas de aglomerados volcánicos pardos rojizos intercalados con basaltos de color gris oscuro.



Figura 23. Vista oblicua hacia el norte del represamiento natural laguna Atuel.

El depósito lo constituyen bloques muy angulosos con escaso material fino intersticial. En el frente del muro se agrupan bloques en capas horizontales reflejando la estructura observada en la zona de arranque. Esto evidencia el corto recorrido que tuvieron los materiales durante el movimiento.

**Sector 4:** es el sector más deprimido del depósito de avalancha. Allí nace el río Atuel (Fig. 25) a través de un estrecho canal de aproximadamente 5 m de ancho.

Está compuesto exclusivamente por bloques de basaltos negros, de notable forma prismática (Fig. 26), debido a una disyunción columnar bien visible también en la zona de arranque. Las columnas tienen longitudes que alcanzan los 5 m y se disponen de manera caótica, apoyando unas sobre otras, sin la presencia de material intersticial. Es importante destacar la presencia de dos depresiones con forma de embudo similares morfológicamente a las dolinas. Sus dimensiones varían entre 10 y 15 m de profundidad y 25

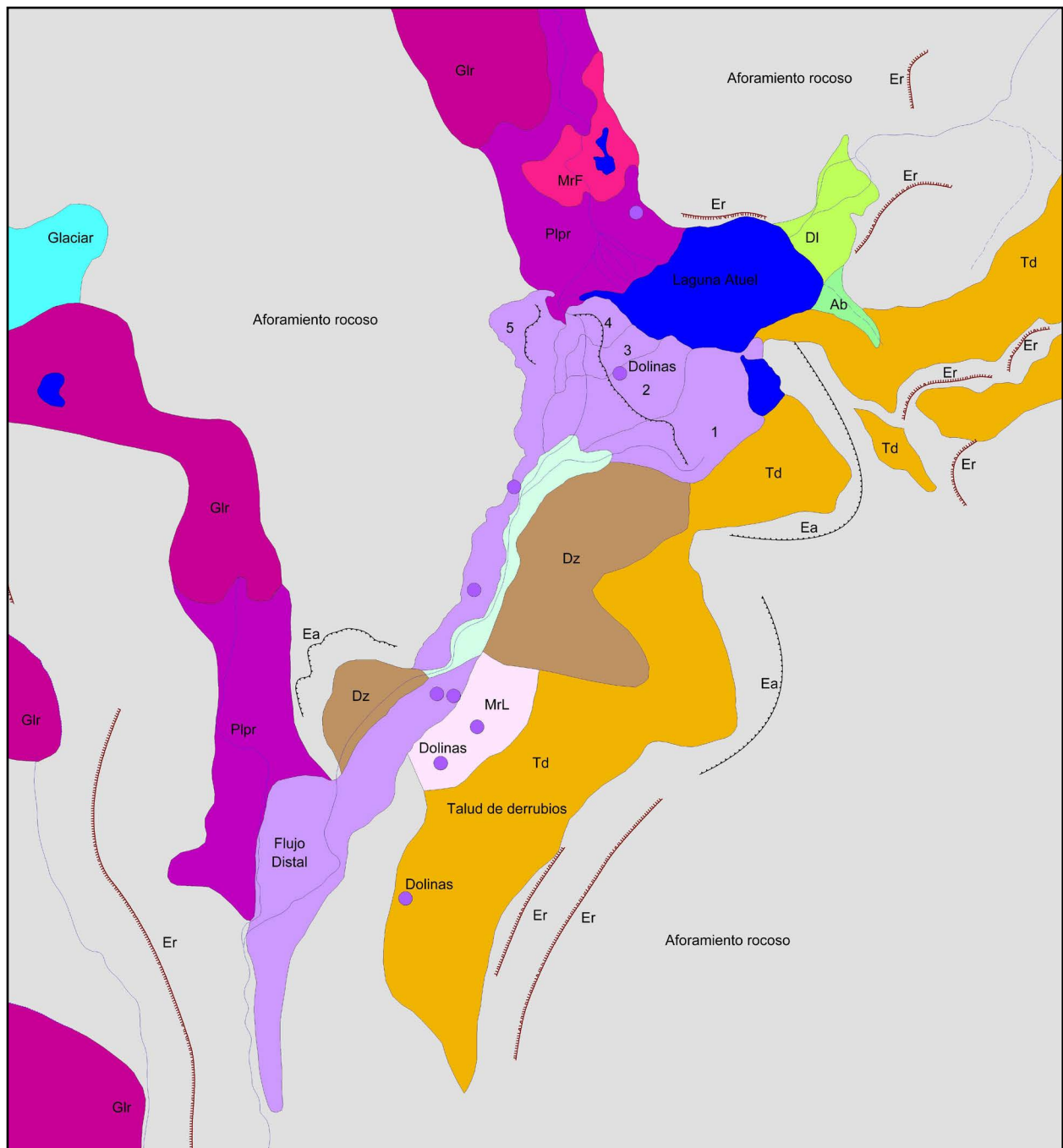


Figura 24. Esquema geológico del sector laguna Atuel. Sectores 1, 2, 3, 4 y 5 que componen el depósito de avalancha de rocas. Dz: deslizamiento; DI: delta; Td: talud; Plpr: planicie proglaciaria; Ab: abanico aluvial; Gr: glaciar de escombros; Gl: glaciar; MrF: morena frontal; MrL: morena lateral; Er: escarpa rocosas y Ea: escarpa de arranque.

a 30 m de diámetro en superficie. Estas depresiones, con forma de embudo, reflejan morfologías de disolución en el sustrato compuesto por yeso cubierto por el depósito de avalancha. Desde el punto de vista de la peligrosidad geológica es preocupante la existencia de estas formas de disolución, porque están asociadas a conductos subterráneos (cavernas), que podrían conectarse desaguando bruscamente al lago o simplemente favorecer el colapso del dique natural al disminuir su resistencia.

**Sector 5:** este sector muestra la litología correspondiente a la parte más alta de la escarpa de arranque representada por andesitas y dacitas de coloración gris clara. Por su posición, en lo más alto de la ladera, estas rocas, durante el movimiento, fueron cabalgando en la parte superior de la avalancha sobre material triturado. La energía adquirida durante el movimiento permitió que la masa rocosa atravesara el valle y remontara (*run up*) una corta distancia por la ladera opuesta sobre las capas de yeso ubicadas allí. Parte del volumen de la avalancha, correspondiente a la parte distal de la misma, no pudo continuar su ascenso contrapendiente por lo

tanto se encauzó, como un flujo en el valle del río Atuel, donde descendió hasta una estrecha garganta ubicada antes de la coalescencia con el curso que desagua el glaciar Largo, donde finalmente se detuvo (Fig. 24). De esta manera el valle quedó relleno con un depósito a lo largo de 4,5 kilómetros. En su sección transversal muestra un perfil convexo, con bordes muy empinados y separados de los laterales del valle por un cauce abandonado y el actual río Atuel, sobre la margen derecha. El relieve resultante combina una serie de montículos que coinciden con estrechuras del valle, coronados por concentraciones de enormes bloques de hasta 5 m en su eje mayor y depresiones (dolinas) producto de la disolución del sustrato yesífero (Fig. 27). En los cortes se observan bloques angulosos de volcanitas con tamaños variables entre 0,10 m y 1 m de diámetro, inmersos en una matriz formada por gravas y arena de color general parda clara con sectores grisáceos.

El actual valle en valle, inciso en el flujo, es estrecho y su planicie aluvial muestra un predominio de los bloques de lavas oscuras (sector d) con disyunción columnar.

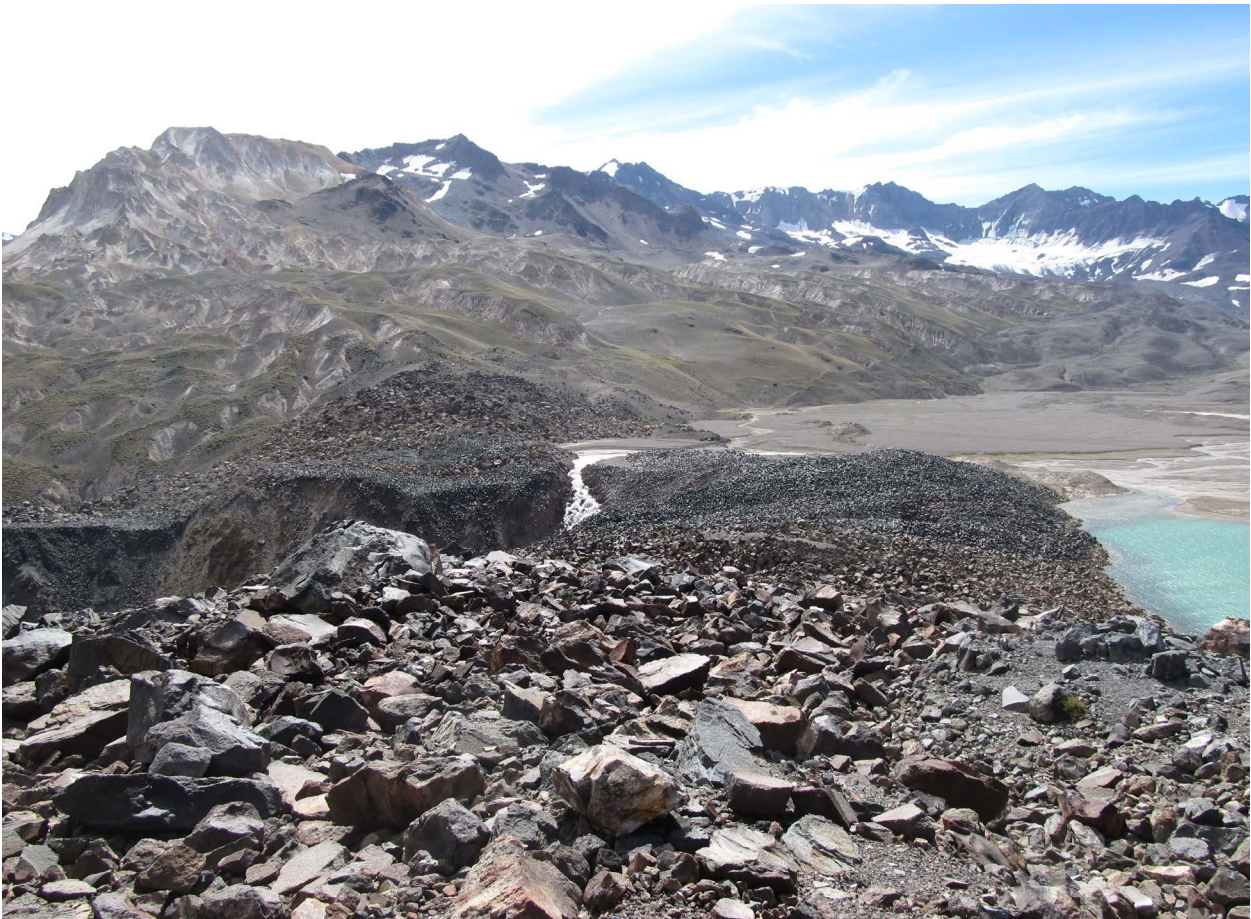


Figura 25. Vista del estrecho canal, labrado sobre el depósito de avalancha de rocas, donde nace el río Atuel.



Figura 26. Basaltos con formas de prismas originados por disyunción columnar.



Figura 27. Formación de dolinas en el flujo distal de la avalancha de rocas, originadas a partir de la disolución del yeso y posterior colapso.

### 5.2.2. DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos (*slides*) son un tipo de movimientos en masa definido como el descenso rápido por acción de la gravedad de un volumen de roca hacia las partes bajas de una ladera a través de superficies de corte (Varnes 1978), coincidentes normalmente con límites estratigráficos, planos estructurales o de foliación. Sobre las laderas de las regiones englazadas, como las de la alta cordillera de Los Andes, el hielo ejerció una fuerte presión lateral durante un largo período de tiempo.

El desconfinamiento de las paredes del valle, producido por el adelgazamiento y retroceso de la masa de hielo, durante la deglaciación en el Pleistoceno superior, dejó expuesto un escenario propicio donde ocurrieron importantes deslizamientos en diferentes sectores del valle del río Atuel y sus tributarios más importantes. Los condicionantes previos tales como la litología, estratigrafía, estructura junto a factores hidrogeológicos y climáticos facilitaron la ocurrencia de estos movimientos. Se sumaron a estos factores la falta de sustentación basal de las laderas, fuertemente erosionadas por abrasión glaciaria y el exceso de peso de las volcanitas sobre la secuencia sedimentaria mesozoica.

En el área de estudio fueron identificados una cantidad importante de deslizamientos distribuidos en ambas márgenes del valle principal y en algunos de sus tributarios más importantes. La geometría de la superficie de deslizamiento y su buen estado de preservación, permitió diferenciar, según el mecanismo de movimiento en su fase dinámica inicial, a los deslizamientos rotacionales de los traslacionales. Las superficies cóncavas revelan un movimiento tipo rotacional mientras que las planas indican que el movimiento inicial fue traslacional (Fig. 28).

En general, los depósitos asociados a este tipo de movimientos en masa se encuentran en estado inactivo. No obstante, en algunos casos, hay evidencia de reactivaciones menores que obliga a realizar observaciones periódicas y establecer cuáles son las implicancias en términos de peligrosidad asociada. A continuación, se describen algunos de los movimientos más significativos.

#### 5.2.2.1. Deslizamientos con origen en las laderas del valle del río Atuel

Las nuevas condiciones de inestabilidad en las laderas del valle del río Atuel, como consecuencia del desbastamiento (*trimming*) producido por la abrasión glaciaria y la debilidad de la sustentación basal, condicionó la ocurrencia de una importante cantidad de deslizamientos (*slides*) de variada magnitud. Algunos de estos movimientos volcaron la masa rocosa sobre la planicie agradada del río Atuel, provocando ligeras modificaciones en las características morfológicas del valle.

Entre estos se destaca el ocurrido inmediatamente al norte del antiguo campamento de la ex refinería de azufre (Sominar), sobre la margen izquierda del río Atuel, donde todavía se conserva una cicatriz de arranque muy degradada por agentes erosivos y antrópicos. La mecánica inicial del movimiento habría sido el patinaje de una losa, a favor de un plano de estratificación de las sedimentitas mesozoicas, hacia la planicie agradada del río Atuel, superando un desnivel inicial de 300 metros. De este modo el depósito quedó emplazado transversalmente en la planicie del río (Fig. 29) y en su flanco sur es posible observar a las capas estratificadas de la secuencia sedimentaria original.

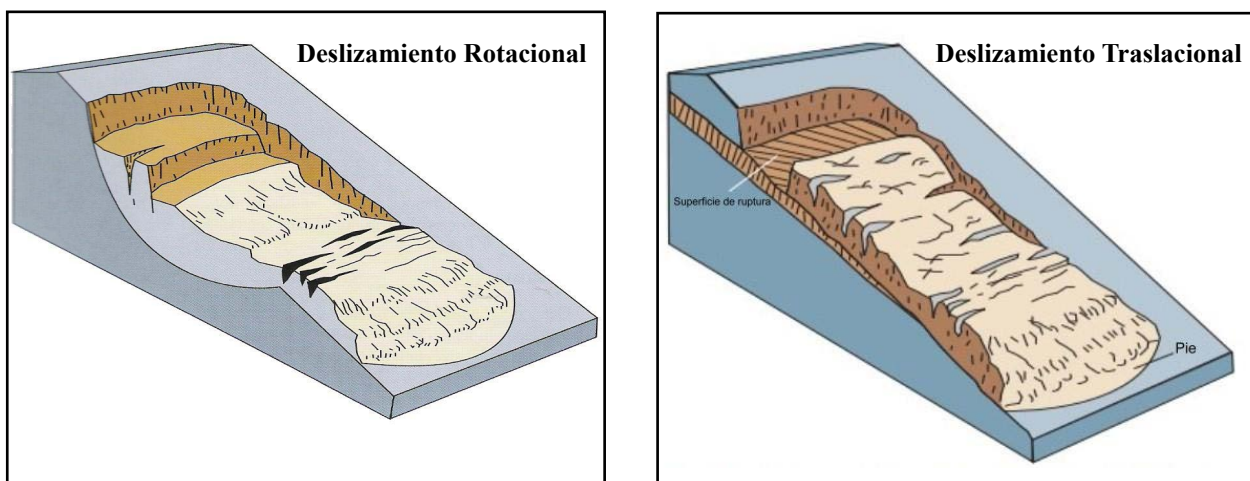


Figura 28. Gráficos que muestran la mecánica de movimiento de los deslizamientos rotacionales y traslacionales.

Continuando aguas abajo, sobre la margen izquierda del río, se encuentra el cerro El Calabozo (2.291 m), en la desembocadura del arroyo Colorado. El flanco oeste del cerro, formado por las volcanitas de la Formación Huincán, es una gran cicatriz de arranque de un deslizamiento cuyo depósito asociado se encuentra en la base del cerro, sobre la planicie agradada del río Atuel (Fig. 30).

Sobre la margen derecha del río Atuel, entre el arroyo Rosillo y Las Lágrimas, las laderas están labradas sobre una espesa secuencia volcanoclástica integradas en la Formación Río Damas. En este

sector se identificó un deslizamiento de importantes dimensiones (Fig. 31) cuya cicatriz de arranque, labrada en lo más alto del relieve, alcanza los 3.000 m de longitud. El enorme volumen de roca movilizado se volcó sobre la planicie agradada del río Atuel modificando levemente el ancho de la misma.

Aguas abajo de la desembocadura del arroyo Las Lágrimas, el flanco norte de los Cerros Amarillos, fue afectado por deslizamientos de escasas dimensiones cuyos depósitos quedaron alojados sobre la planicie agradada del río Atuel (Fig. 32). El movimiento involucró tanto a las capas de volcanitas



Figura 29. Depósito formado por un deslizamiento ubicado sobre la planicie aluvial del río Atuel, en las inmediaciones de la ex refinería de azufre Sominar S.A.

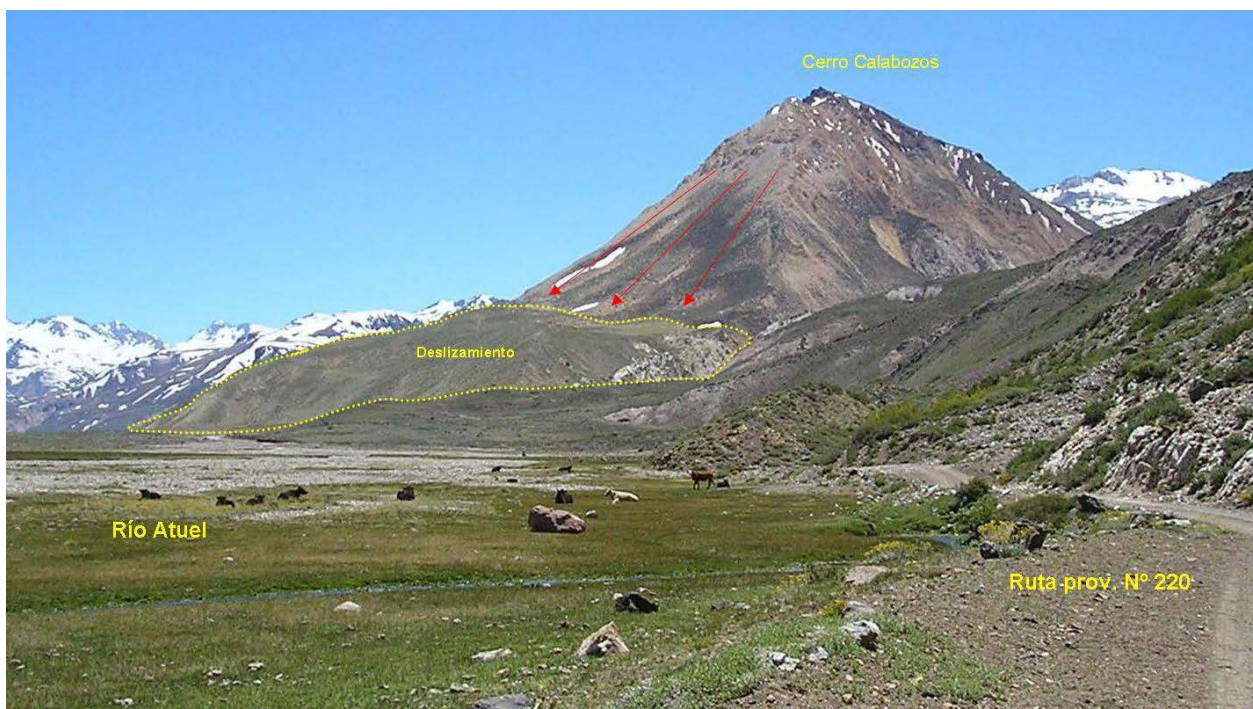


Figura 30. Depósito formado por un deslizamiento ubicado sobre la planicie aluvial del río Atuel al pie del cerro Calabozos.

ubicadas en los sectores medios de la ladera como a la secuencia sedimentaria mesozoica subyacente. Frente a la desembocadura del arroyo Las Lágrimas, sobre la margen izquierda del río Atuel, existen un conjunto de bloques descendidos (deslizamientos), apoyados sobre niveles de morenas laterales franqueadas por la ruta provincial 220. Las cicatrices de arranque (2.500 m de longitud) de estos movimientos quedaron labradas sobre las volcanitas situadas en lo más alto de la ladera. El área afectada por estos movimientos fue estimada en  $2,3 \times 10^6 \text{ m}^2$ .

La ladera ubicada detrás de las ruinas del hotel Termas El Sosneado fue también afectada por un importante deslizamiento. La porción distal del movimiento se volcó a la planicie agradada del río Atuel y dejó esparcidos una serie de montículos que han sido disectados por la corriente fluvial.

Otros dos importantes deslizamientos tuvieron como escenario la ladera norte del cerro Risco Plateado, entre la quebrada Vega del Rincón y el arroyo de Las Ánimas. El más conspicuo se ubica inmediatamente al este de la quebrada y muestra una



Figura 31. Depósito formado por un deslizamiento ubicado sobre la planicie aluvial del río Atuel, originado en las rocas volcánicas de la Formación Río Damas.



Figura 32. Depósito formado por deslizamientos ubicados sobre la planicie aluvial del río Atuel, originado en la ladera norte de los cerros Amarillos.

extensa zona de arranque muy bien preservada. Su porción distal no alcanzó a volcarse sobre el valle impedido, quizás, por algunos niveles de terrazas kames presentes sobre esa margen del valle.

Otros deslizamientos menores fueron identificados sobre la ladera norte del valle del río Atuel entre los arroyos El Freno y La Chilca y este último y El Mordiscón. En ambos casos se originaron en las charnelas de anticlinales volcados, afectados por fallas inversas.

#### 5.2.2.2. Deslizamientos con origen en las laderas de los valles tributarios

Las laderas de los principales valles tributarios, también fueron afectadas por numerosos deslizamientos que involucraron mecanismos de movimientos tanto rotacionales como traslacionales. En algunos casos, estos movimientos involucraron tanto a rocas volcánicas como a las sedimentitas subyacentes, mientras que en otros afectaron sólo a la secuencia sedimentaria mesozoica. La geometría de sus cicatrices de arranque, cóncavas para el tipo rotacional y plana para el traslacional, se exhibe con diferentes grados de conservación. La mayor concentración de estos movimientos se encuentran

en los tributarios que drenan la margen izquierda del río Atuel, en el tramo comprendido entre el arroyo Malo y la localidad El Sosneado. A continuación, se describen brevemente los deslizamientos más destacados.

Deslizamientos con mecanismo de movimiento de tipo rotacional han sido identificados en las laderas de los arroyos Nilo, El Desecho, Malo y El Mordiscón (Fig. 33).

Aguas abajo de la desembocadura del arroyo Malo se destaca el fuerte control estructural que hay sobre la red de drenaje. La fuerte inclinación de las capas ( $30^\circ - 35^\circ$ ) a favor de los valles junto a la erosión fluvial en la base de las laderas (descalce), condicionaron la ocurrencia de deslizamientos tipo traslacional. Estos movimientos, disparados quizás por sacudidas sísmicas o lluvias prolongadas, estuvieron determinados por el patinaje de bloques o losas de gran espesor a favor de planos de estratificación.

En la mayoría de los casos, el volumen de roca y energía involucrada, permitió que la masa rocosa ascendiera por la ladera opuesta (run up). No obstante, su baja fluidalidad no dio lugar a la formación de flujos distales quedando los depósitos próximos a su zona de arranque.

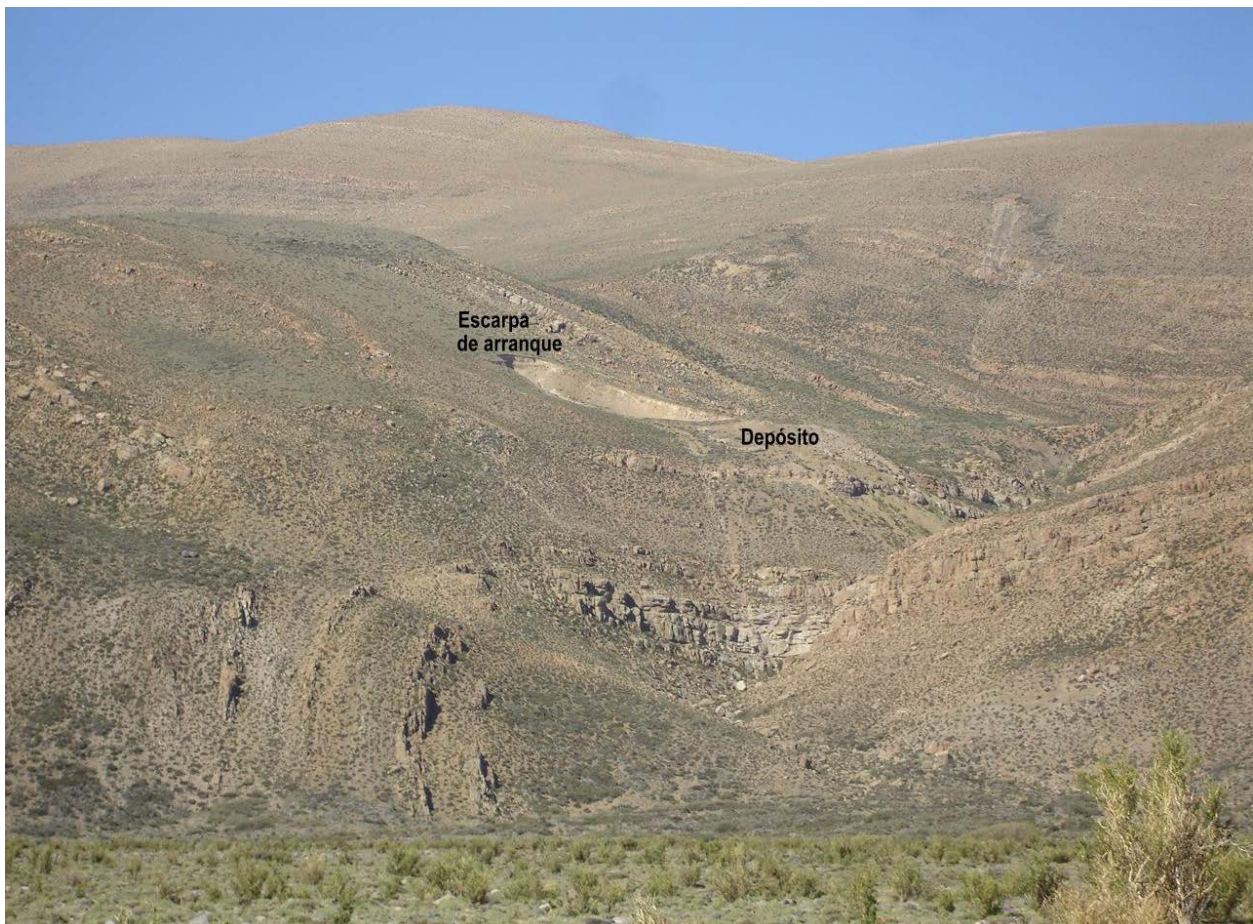


Figura 33. Deslizamiento rotacional en el arroyo El Mordiscón, nombre que alude a la forma dejada por el movimiento en masa.

En la margen izquierda del arroyo Malo, 3,5 km aguas arriba de su desembocadura, se identificó un movimiento traslacional, originado en las capas fuertemente inclinadas ( $> 45^\circ$ ) de la Formación Puesto Araya. Quizás las intercalaciones carbonosas presentes en esta secuencia habrían facilitado el patinaje de un bloque en dirección al valle modificando finalmente el drenaje natural del mismo.

Mecanismos de movimiento similares fueron responsables de múltiples deslizamientos ocurridos en los arroyos Largo, Agua Buena (Fig. 34), El Freno y La Chilca. Mientras en el arroyo Agua Buena los movimientos afectaron ambas laderas en toda su extensión, en El Freno ocurrieron próximos a su desembocadura obstruyéndola por completo por uno de los movimientos originado desde su margen izquierda. Posteriormente, esta obstrucción fue superada por la onda de erosión retrocedente que dejó expuesta parte del perfil del depósito, compuesto por bloques angulosos de areniscas, de tamaños variables entre 0,20 m y 1 m de diámetro, inmersos en una matriz de arena fina y limo de colores ocres y amarillentos.

El arroyo Blanco y algunos de sus afluentes también fueron escenario de movimientos similares a la que se han descrito. El más conspicuo es el ubicado sobre la margen izquierda, 5,5 km aguas arriba de su afluencia en el río Atuel, ocurrido en los fanglomerados de la Formación Los Mesones que forman la Loma del Medio. Si bien no tuvo un desplazamiento importante, su porción distal logró

obstruir el curso del arroyo y formar un pequeño cuerpo de agua que dejó como registro depósitos lacustres visibles en la margen izquierda del valle. Otro evento similar ocurrió en la margen derecha del arroyo La Manga a una distancia de 8 km de su desembocadura en el río Atuel.

Sobre la margen izquierda del arroyo Quebrada de las Piedras, próxima a su desembocadura, fue identificado un deslizamiento tipo traslacional originado en la charnela de un anticlinal (Fig. 35). El volumen de roca involucrado en este movimiento habría obstruido inicialmente la salida del arroyo al valle del río Atuel.

### 5.2.3. FLUJO DE DETRITOS

Los flujos de detritos (debris flow) son movimientos en masa rápidos a muy rápidos de material no plástico que requieren la presencia de agua para fluir distancias variables en forma canalizada entre bordes escarpados (Fig. 36). Estos movimientos ocurren en una serie de oleadas (surges) con velocidades variables entre 3 m/min. y 20 m/seg. (Cruden *et al.* 1996) siendo, en muchos casos de índole catastrófica. Generalmente son disparados por fuertes lluvias o por fusión rápida de nieve que arrastran el material detrítico disponible sobre las laderas empinadas ( $25^\circ$ ).

En regiones montañosas los abanicos aluviales y coluviales se forman por la recurrencia de flujos de

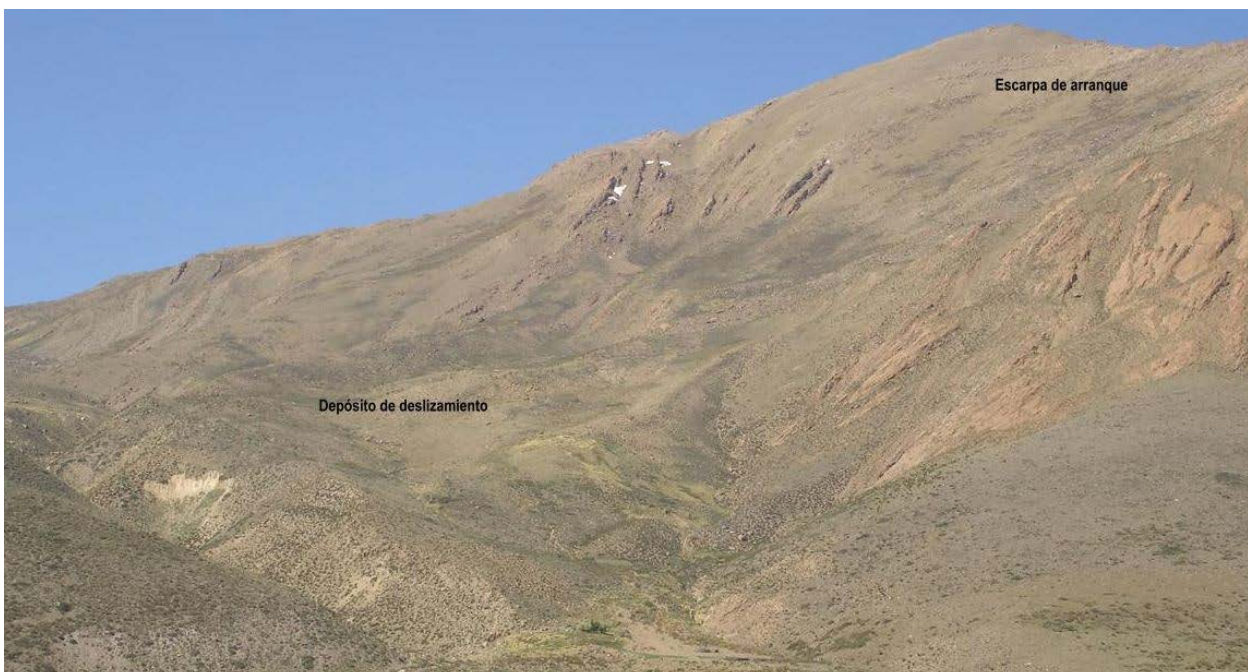


Figura 34. Deslizamiento tipo traslacional originado en las capas de rocas sedimentarias. El movimiento fue favorecido por la fuerte inclinación de las capas hacia eje del valle donde discurre el arroyo Agua Buena.



Figura 35. Deslizamiento tipo traslacional originado en las capas sedimentarias ubicadas en la margen izquierda del arroyo Quebrada de la Piedras. Nótese la fuerte inclinación de las capas hacia el eje del valle.

detritos y un ejemplo es el abanico aluvial formado en la desembocadura del arroyo Las Rosas, tributario del río Atuel (Fig. 37). Otros valles de la cordillera mendocina son escenario de ingentes flujos de detritos, tal es el caso del valle del río Mendoza donde grandes flujos han ocurrido entre los años 2005 y 2015 provocando cortes prolongados en la ruta nacional 7 (Fig. 38 a y b). El aumento demográfico y la expansión hacia zonas cordilleranas, hace que en la actualidad estos movimientos generen graves daños materiales y pérdidas humanas.

Los valles de la alta cordillera, con orientación este-oeste y que además fueron englazados durante el Pleistoceno, muestran una asimetría muy marcada en sus vertientes resultante, principalmente, de la insolación diferencial sobre sus laderas. En general, las laderas orientadas al sur reciben menor insolación que las que miran hacia el norte.

La desagregación del macizo rocoso, bajo regímenes de congelamiento y descongelamiento (crioclastía), produce una gran cantidad de material detrítico que el agua de fusión o la procedente de precipitaciones prolongadas, se encarga de transportar en forma de flujos que descienden de manera canalizada a gran velocidad hacia los colectores principales. Los depósitos formados por este proceso presentan rasgos morfológicos característicos como albardones o diques longitudinales, lóbulos fronta-

les formados por oleadas de bloques de diferentes tamaños y canales con paredes empinadas.

Ambas vertientes del valle superior del río Atuel son afectadas constantemente por flujos de detritos que alimentan a una variedad de abanicos coluviales y aluviales que se asientan en las partes bajas de la ladera y sobre la planicie aluvial del río respectivamente. La ruta provincial 220 está trazada sobre la margen izquierda del río Atuel y es afectada continuamente por flujos de detritos que descienden desde la vertiente norte del valle. El disparador de este proceso difiere según el tramo del valle que se analice. Entre la localidad de El Sosneado y el arroyo Malo ocurren durante las tormentas torrenciales de verano (Fig. 39), mientras que entre la desembocadura de ese arroyo y la laguna Atuel tienen lugar durante la época de deshielo.

Entre la localidad de El Sosneado y el arroyo La Manga, los depósitos aluviales gruesos y friables, correspondientes a antiguos niveles de bajada, son la fuente principal de detritos para los flujos que tienen lugar durante las tormentas de verano. El agua corriente erosiona rápidamente estas lomadas, de pendientes pronunciadas y escasa vegetación, labrando diferentes surcos (cárcavas) que confluyen finalmente en un canal principal por donde desciende la masa detrítica hacia el valle del río Atuel. En su recorrido producen cortes repentinos en la ruta provincial (Fig. 40).

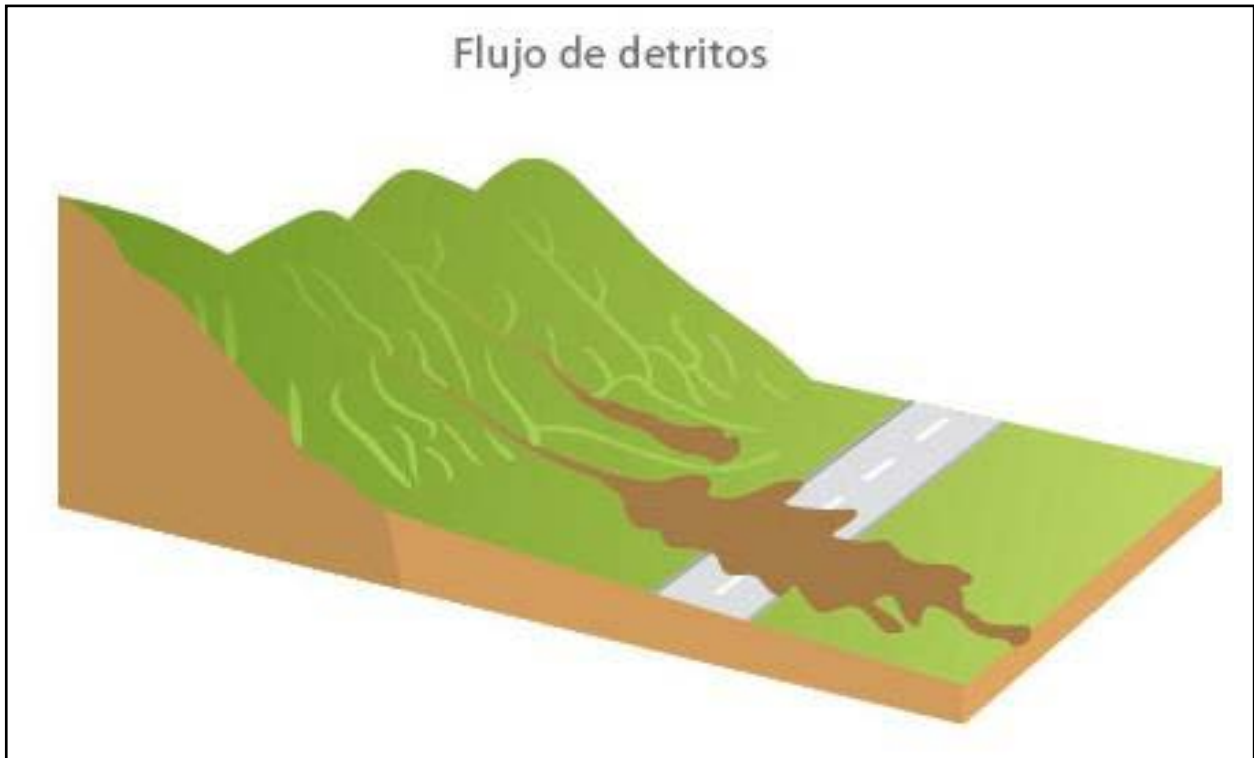


Figura 36. Gráfico de un flujo de detritos.



Figura 37. Abanico aluvial formado en la desembocadura del arroyo Las Rosas, formado por flujos de detritos recurrentes. Nótese el puente sobre la ruta provincial 220 totalmente tapado por el material acarreado por los flujos (aluviones).



Figuras 38a. Flujo de detritos sobre la ruta nacional 7, febrero de 2013.



Figuras 38b. Flujo de detritos sobre la ruta nacional 7, enero de 2005.



Figura 39. Flujos de detritos originados en el arroyo La Chilca y su impacto sobre la ruta provincial 220.



Figura 40. Flujos de detritos originados a partir de las fuertes lluvias torrenciales ocurridas durante la época estival y su incidencia sobre la traza de la ruta provincial 220.

Otra fuente importante de material detrítico son los depósitos originados por los múltiples deslizamientos ocurridos en los arroyos Agua Buena, El Freno y La Chilca. En la desembocadura de estos tributarios existen abanicos aluviales, en los que se interdigitan depósitos de flujos, que son disparados por las fuertes lluvias ocurridas durante la época estival.

En la desembocadura del arroyo Bayo existe un depósito compuesto por bloques y material detrítico, con abundante vegetación y cubierto en parte por arena eólica, formado a partir de un flujo que descendió desde las cabeceras ubicadas a 7 km de su afluencia. Este depósito se halla dispuesto sobre un antiguo delta (Fig. 18) que ingresaba en el paleolago, formado por el represamiento generado por la avalancha de roca del arroyo de las Ánimas (Rosas y Fauqué 2011). Flujos de este tipo han sido los responsables de la destrucción total del puente de piedra ubicado sobre el arroyo y construido durante la época de apogeo del hotel Termas de El Sosneado (Fig. 41).

La ladera sur del volcán Sosneado (5.189 m s. n. m.) es drenada por tres grandes arroyos, Las Rosas,

El Desecho y Nilo, cuyas cabeceras se encuentran ocupadas por glaciares de escombros. Las laderas de estas quebradas están ocupadas por extensos conos de detritos fuertemente empujados que constituyen la fuente principal del material detrítico que arrastran los flujos durante la época de deshielo.

En su recorrido el agua corriente, procedente de la fusión del hielo, erosiona la base de los taludes provocando pequeños deslizamientos que aportan el material detrítico transportado por los flujos. Estos procesos son los responsables de la formación de los grandes abanicos aluviales ubicados en la desembocadura de los arroyos sobre la planicie del río Atuel (Fig. 42).

Aguas arriba de la desembocadura del arroyo Las Rosas, las espesas capas de yeso de la Formación Auquilco están expuestas a condiciones hidrológicas y climáticas extremas que propician la generación de gran cantidad de detrito de yesífero. El material detrítico suelto es transportado en forma de flujos que terminan alimentando pequeños abanicos coluviales formados sobre los laterales del valle, principalmente entre los arroyos Colorado y El Oscuro (Fig. 43).



Figura 41. Puente sobre el arroyo Bayo destruido totalmente por la recurrencia de flujos de detritos.



Figura 42. Grandes abanicos aluviales, sobre la planicie aluvial del río Atuel, formados por flujos de detritos recurrentes.



Figura 43. Abanicos aluviales desarrollados sobre la planicie aluvial, formados por flujos de detritos procedentes de las capas de yeso. Producen cortes en la ruta provincial 220.

#### 5.2.4. CAÍDA DE ROCAS

La caída de rocas es un tipo de movimiento en masa donde uno o más bloques se desprenden del macizo rocoso y caen por las laderas, en caída libre o a través de impactos, rebotes o rodamientos (Fig. 44). Es un tipo de movimiento rápido a extremadamente rápido (Cruden y Varnes 1996), con velocidades superiores a  $5 \times 10$  m/seg. y constituye uno de los mecanismos de erosión y transporte más eficaz en áreas de gran relieve relativo. En las áreas cordilleranas, de clima frío, las rocas más resistentes a la erosión quedan expuestas formando cornisas muy inestables sobre aquellas menos resistentes y friables. Esta alternancia junto a los ciclos de congelamiento y descongelamiento (crioclastismo) condiciona la ocurrencia de caídas de rocas.

La traza de la ruta provincial 220 se ve afectada por importantes caídas de bloques en los sectores donde asoman cornisas o bancos en voladura de rocas volcánicas principalmente. Estos aleros constituyen la fuente principal de detritos y bloques que alimenta a extensos conos de detritos que son verdaderas rampas por donde se deslizan o impactan los bloques desprendidos (Fig. 45).

El sector más representativo de este tipo de proceso es la ladera sur del cerro Sosneado, entre el arroyo Bayo y el arroyo Las Rosas, donde la traza de la ruta provincial 220 es afectada constantemente por este tipo de caídas (Fig. 46). Lo mismo ocurre en el humedal Vega del Colorado formando lo que se conoce como sombra de caídas (Fig. 47).

En el flanco norte del cerro Los Pantanos, ubicado sobre la margen derecha del río Atuel, se producen permanentemente caídas de rocas, condicionadas por las características composicionales y morfológicas de este domo dacítico.

En su mayoría los bloques desprendidos quedan sobre el talud, mientras que otros se acumulan sobre los niveles de terrazas kames existentes allí, sin alcanzar la planicie del río (Fig. 48).

#### 5.2.5. EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN FLUVIAL

La erosión y sedimentación fluvial, son procesos que alcanzaron su máximo desarrollo durante el período paraglacial, impulsados por la gran cantidad de agua corriente y material detrítico disponible luego del retiro del hielo glacial. En este período tuvieron un rápido progreso la gran cantidad de abanicos aluviales y coluviales en el valle del río

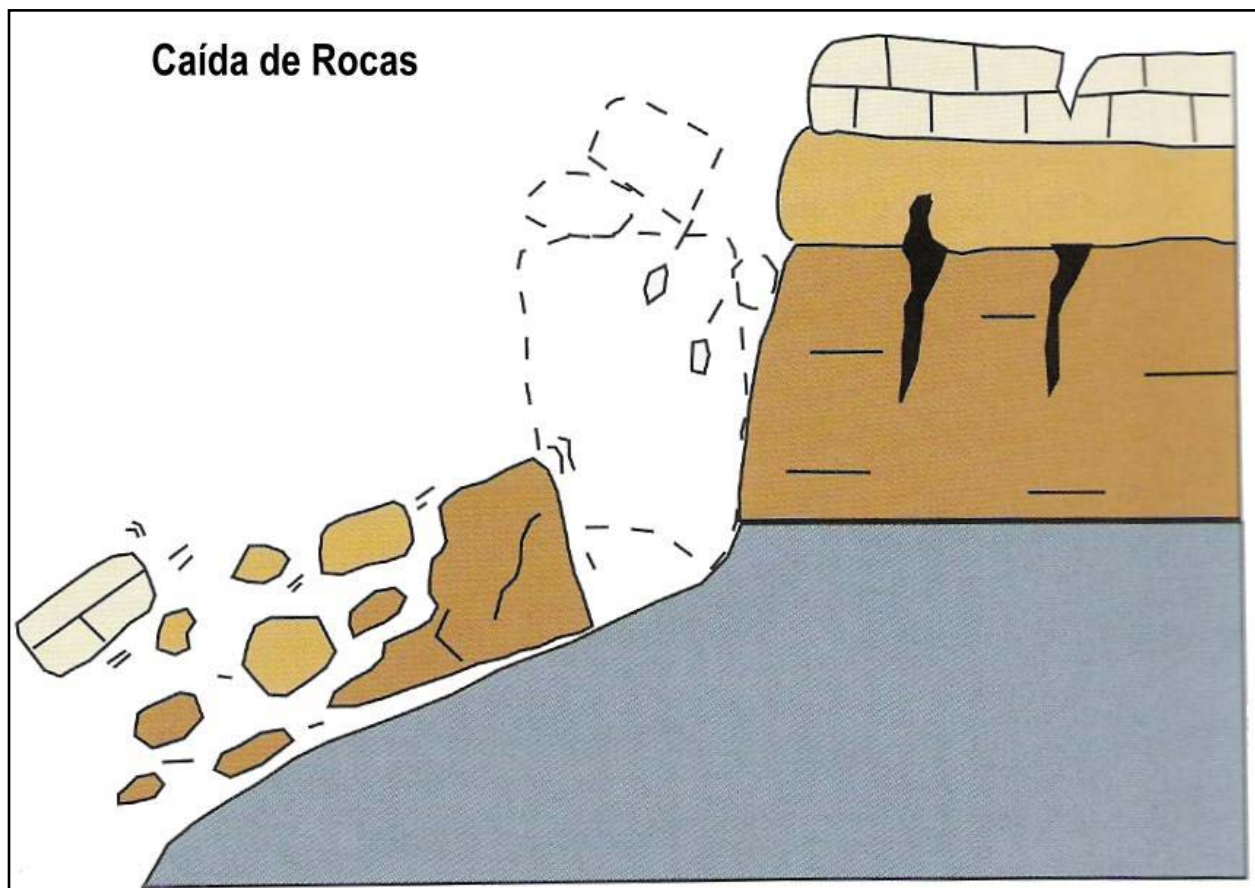


Figura 44. Gráfico de una caída de rocas.



Figura 45. Cornisas rocosas de donde provienen las caídas de rocas que alimentan a los extensos conos de detritos que son verdaderas rampas por donde se deslizan o impactan los bloques desprendidos.



Figura 46. Bloques caídos desde el flanco sur del cerro Sosneado, ubicados a la vera de la ruta provincial 220.



Figura 47. Bloques esparcidos sobre sobre la planicie aluvial del río Atuel en el sector denominado «Vega del Colorado» por donde pasa la traza de la ruta provincial 220.



Figura 48. Caídas de rocas procedentes de la ladera norte del cerro de Los Pantanos, ubicado sobre la margen derecha del río Atuel.

Atuel y sus tributarios. En esta época, tuvo lugar el represamiento natural, provocado por la avalancha de rocas originada en el arroyo Las Ánimas del valle del río Atuel. Esta obstrucción originó un nivel de base temporario que generó una onda de agradación cuyas características morfológicas perduran hasta hoy en el paisaje.

El diseño de drenaje del río Atuel muestra dos sectores bien disímiles a ambos lados del depósito de avalancha. Aguas arriba de este sitio el río exhibe un diseño entrelazado (Fig. 49) labrado sobre una amplia planicie de agradación.

Es importante destacar que dicha planicie comenzó a formarse cuando el río Atuel ingresaba al lago a través de un delta, en su extremo oeste, que progradaba hacia el interior de la laguna y que a medida que transcurría el tiempo iba reemplazando lentamente el lecho lagunar por una ancha planicie aluvial. Colaboraban con este proceso los deltas que se formaban en las afluencias de los tributarios siendo el más conspicuo el ubicado en la desembocadura del arroyo Bayo sobre la margen izquierda del río Atuel.

Los valles de los arroyos tributarios concentran gran cantidad de agua resultante del deshielo, que descienden por las laderas originando cárcavas por donde se canalizan los flujos que finalmente dan origen a las crecidas. En su trayecto al valle principal reciben el aporte de material detrítico derivado, principalmente, de la erosión lateral de las paredes del valle. Una vez que los flujos llegan a la desembocadura, concentran gran cantidad de material detrítico que es depositado sobre los abanicos aluviales y coluviales contribuyendo con el proceso de agradación del valle.

Aguas abajo del depósito de avalancha, el río Atuel posee la típica morfología que corresponde a un valle que tuvo y tiene cabeceras englazadas. Esa morfología está representada por tres niveles de terrazas que evidencian episodios de aluviación (vinculados con las glaciaciones) seguidos por episodios de degradación (correlacionados con tiempos post o interglaciarios).

En los arroyos La Chilca, El Freno y Agua Buena la erosión fluvial afecta intensamente a los depósitos originados por múltiples deslizamientos ubicados a lo largo de estos valles tributarios.



Figura 49. Diseño entrelazado del río Atuel aguas arriba del depósito de avalancha de rocas procedente del arroyo de Las Ánimas. En línea punteada el perfil del depósito de avalancha de rocas, ocupando el ancho del valle.

### 5.2.6. CRECIDAS Y ANEGAMIENTOS

La crecida es un proceso natural asociado a un incremento significativo y repentino de caudal en un sistema fluvial. Durante el proceso se produce un ascenso rápido del nivel de la corriente normal superando los umbrales de resistencia en el sistema fluvial y acelerando los procesos de erosión, transporte y sedimentación en la evolución de la cuenca. En los sistemas montañosos las crecidas pueden producirse durante las precipitaciones de tipo torrencial, en la época de deshielo, por colapso o rotura de diques naturales o presas construidas por el hombre, por rotura o desprendimientos de glaciares que taponan valles o por liberación súbita de agua atrapada en los glaciares.

Los arroyos que drenan sus aguas al valle del río Atuel son escenario de importantes crecidas producidas durante el deshielo y las lluvias torrenciales que tienen lugar en la época estival. Es un proceso estacionario que provoca numerosos cortes a lo largo de la ruta provincial (Fig. 50) por erosión (cárcavas) o depositación de la gran cantidad de material detrítico que transporta la corriente.

La naciente del río Atuel constituye la principal amenaza de crecida en la región ligada a las características intrínsecas del dique natural que dio origen a la laguna homónima. Las condiciones precarias de estabilidad en que se encuentra la mayor parte

del frente del muro lo hace susceptible de colapsos que originarían una crecida de características catastróficas.

Por otro lado, la laguna es alimentada por dos arroyos que nacen en los glaciares que ocupan sus cabeceras próximas a la divisoria de aguas donde se ha establecido el límite internacional. Uno de estos glaciares, es el que Groeber (1947) denominó Glaciar de la Laguna (Fig. 51). El aumento repentino del caudal de estos arroyos, por derretimiento excepcional de algunas de estas masas de hielo, haría crecer el nivel actual de la laguna por encima del depósito, particularmente en su sector más deprimido (Fig. 52) y originar una crecida de dimensiones catastróficas.

El anegamiento ocurre en los sectores de relieve cóncavo y su entorno, así como en las zonas bajas o de muy escaso gradiente, donde el agua no tiene posibilidad de migrar o lo hace muy lentamente por falta de relieve disponible. El agua desciende encauzada en los arroyos tributarios y al llegar al valle del río Atuel desborda y anega los sectores de escaso gradiente (Fig. 53). Esto ocurre aguas arriba del arroyo Malo, merced a la agradación del valle, donde los sectores con bajo gradiente han sido ocupados por extensos mallines que son utilizados por los lugareños para el pastoreo de sus animales. Los más conspicuos son la vega de los Rosillos y del Colorado.



Figura 50. Crecidas y anegamientos que afectan la traza de la ruta provincial 220.

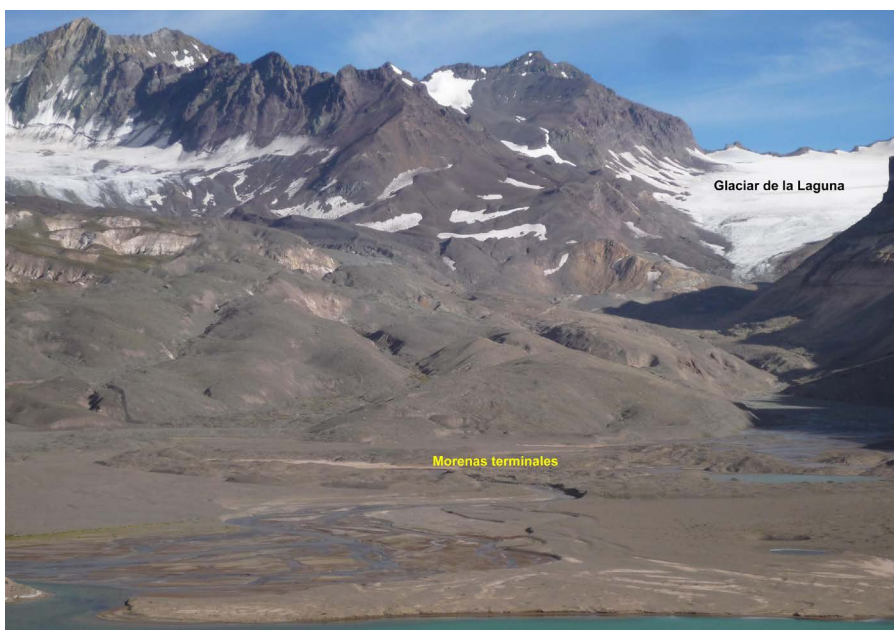


Figura 51. Vista del glaciar de La Laguna ubicado en las cabeceras de uno de los arroyos que drena a la laguna Atuel.



Figura 52. Vista del sector deprimido y vulnerable del depósito de avalancha de rocas que constituye el dique de la laguna Atuel.



Figura 53. Anegamiento sobre la planicie aluvial del río Atuel ocurrido en las antiguas instalaciones de la ex refinera de azufre Sominar. La disolución del yeso en el sustrato provoca hundimientos en las construcciones.

### 5.2.7. PROCESOS KÁRSTICOS: DISOLUCIÓN Y SUBSIDENCIA

La disolución constituye uno de los procesos con mayor actividad en la región, asociado a las espesas capas de yeso (*gypsum karst*) expuestas en ambos márgenes del río Atuel, desde la desembocadura del arroyo Las Rosas hasta la laguna Atuel y sus alrededores. La fuerte solubilidad del yeso (2 g/l), el clima, la hidrología, estratigrafía y la tectónica, condicionan la velocidad de disolución y karstificación del macizo rocoso (Fig. 54).

El tramo del valle citado expone espesas capas de yeso que han sido afectadas fuertemente por erosión (disolución) desde el retroceso glaciario, ocurrido a finales del Pleistoceno. Durante esta época paraglaciar el paisaje quedó expuesto a la acción de la gran cantidad de agua corriente que provenía del deshielo. A medida que pasaba el tiempo, la disolución fue originando geoformas kársticas muy variadas entre las que se destacan las dolinas, lapiaz, torcas, simas, grutas y surgencias. El agua que surgía de estas últimas dio origen a cárcavas por donde se canalizan flujos que transportan el material disuelto hacia la planicie agradada del río formando reducidos abanicos coluviales (Fig. 43).

El proceso de disolución reviste una importancia significativa en el área de la laguna Atuel donde la existencia de espesas capas de yeso en los alrededores del embalse y su continuidad en el subsuelo (Fig. 55) condiciona la estabilidad del dique natural. Estas características fueron advertidas por González (1979) en su estudio acerca de la estabilidad del cierre de la laguna Atuel.

El depósito de la avalancha de rocas que constituye el dique está alojado sobre capas de yeso con

fuertes evidencias de disolución, especialmente en el sector central del dique donde se muestra más deprimido (Fig. 56). Esta depresión coincide con dos grandes hoyos con forma de embudo, similares morfológicamente a dolinas, formados por disolución de las capas de yeso existentes en profundidad. La falta de sustento de las capas superficiales por efecto de la disolución en profundidad provoca el colapso del material en forma de embudo. Los hoyos encontrados en el cierre de la laguna tienen entre 15 y 20 m de diámetro y 10 a 15 m de profundidad.

## 6. ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD GEOLÓGICA

La identificación y caracterización de los procesos geológicos forman parte de las tareas iniciales más importantes en el contexto de la prevención y mitigación de la gestión del riesgo. Se entiende como Peligrosidad Geológica la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno potencialmente dañino en un área dada y en un período de tiempo determinado. De este modo el grado de peligrosidad está estrechamente relacionado a la cantidad de procesos geológicos actuantes, a su magnitud y a la recurrencia de los mismos.

La probabilidad de ocurrencia está ligada a la presencia de condicionantes y disparadores. Los primeros son las causas que van desestabilizando el terreno durante períodos de tiempo prolongados, desde meses a miles de años. Mientras que los segundos actúan en un intervalo de tiempo muy corto provocando el fenómeno, que en muchos de los casos tienen características destructivas.



Figura 54. Disolución y erosión del macizo rocoso compuesto por yeso en la margen derecha del río Atuel, en las proximidades de la ex refinería de azufre Sominar.

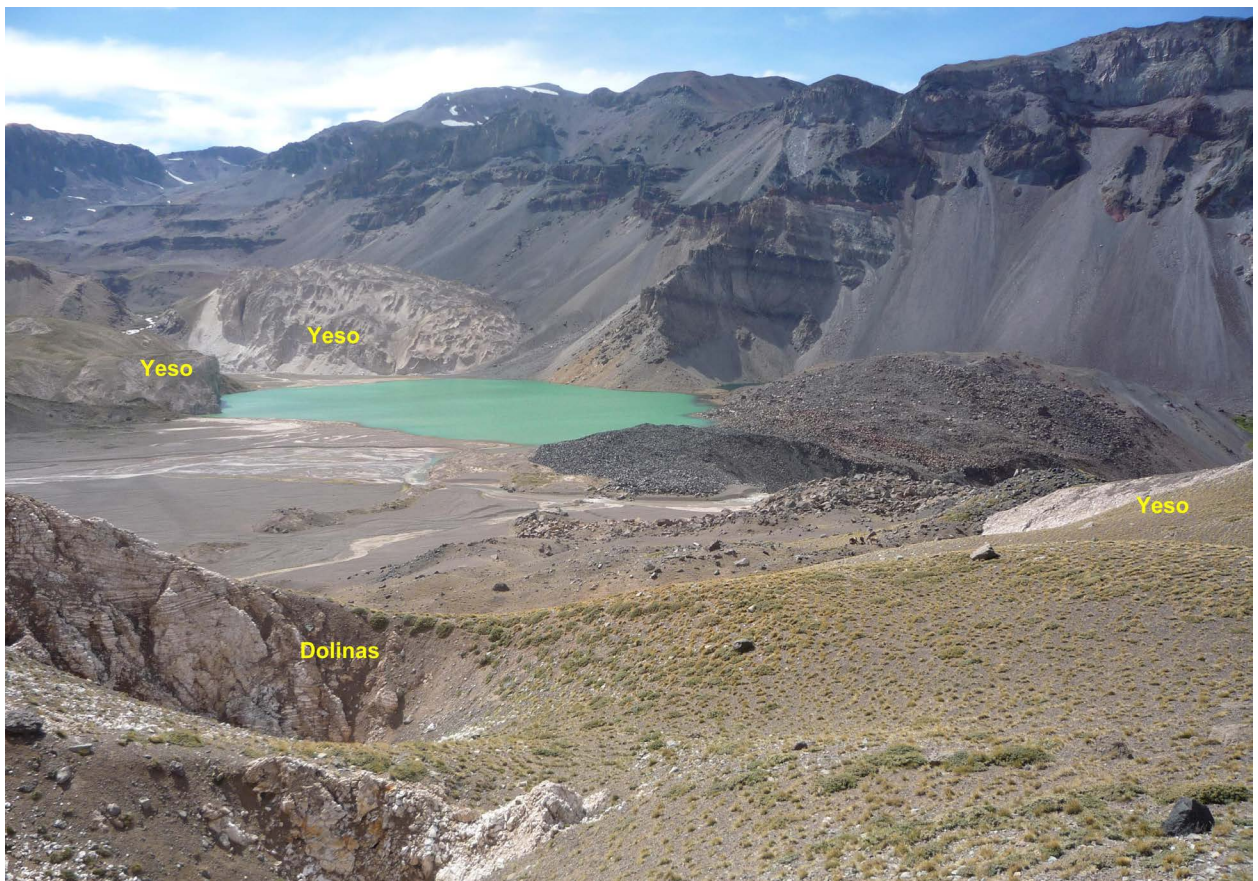


Figura 55. Potentes capas de yeso en los alrededores de la laguna Atuel donde se desarrollan dolinas producto de la disolución.



Figura 56. Sector del dique natural donde se han formado hoyos como consecuencia de la disolución del yeso, ubicado debajo del depósito de avalancha de rocas.

Un mapa de peligrosidad es un documento que representa zonas de una región que están o pueden estar bajo la acción de uno o varios procesos geológicos activos. Estos mapas constituyen una herramienta muy importante en la planificación del uso del territorio, especialmente en áreas de relieve montañoso.

Si bien el análisis de los procesos morfogenéticos fue realizado en el área correspondiente a toda la cuenca hidrográfica del río Atuel, para el análisis de la peligrosidad se tomó en consideración solamente el sector del valle central y sus tributarios, donde se halla la traza de la ruta provincial 220, propuesta para la construcción de la ruta internacional y el paso fronterizo Las Leñas. Es importante destacar que en este tipo de desarrollos hay que contemplar el potencial futuro urbanístico con énfasis en el aspecto turístico.

De acuerdo al análisis e interpretación de los diferentes procesos morfogenéticos identificados en el valle superior del río Atuel, se elaboró un mapa de zonación de la Peligrosidad Geológica donde se definieron tres grados de la amenaza: **alto**, **moderado** y **bajo** (Cuadro 2).

El grado **alto** de peligrosidad está sujeto a procesos que ocurren por lo menos una vez en el año y con

potencialidad destructiva. Los sitios y fenómenos identificados en esta categoría son los siguientes:

- Abanicos aluviales y coluviales desarrollados en la desembocadura de ríos y arroyos, donde se producen flujos de detritos (aluviones), erosión hídrica y en menor medida sedimentación.
- Taludes con pendientes superiores a 30° donde se producen caídas de rocas y deslizamientos y flujos de barro durante la época de deshielo.
- Sectores de escaso gradiente sujetos a anegamiento y/o inundación.
- Laterales y fondo del valle afectados fuertemente por disolución y subsidencia de las capas de yeso. Incluye el sector de la laguna Atuel y sus alrededores.
- El depósito de remoción en masa que constituye el dique de la laguna Atuel reviste particular interés debido a que evidencia un proceso de disolución en el sustrato de yeso sobre el cual se ha depositado. En caso de producirse un colapso del muro natural se generaría un flujo de características catastróficas que provocaría un daño ambiental enorme, además de afectar notoriamente al sector ubicado 8 kilómetros aguas abajo, donde se ha planificado la construcción del portal de ingreso al túnel internacional Paso Las Leñas.

PROCESOS	ALTO	MODERADO	BAJO
<b>Caídas de rocas (C)</b>	Elevada cantidad de bloques sueltos, irregulares, grandes, provenientes de las laderas inmediatas. Taludes, escarpas, conos de talud, acumulación de bloques.	Presencia escasa de bloques o con antecedentes históricos puntuales. Se incluyen áreas sin bloques con susceptibilidad de caídas.	Sin presencia de bloques, donde es muy difícil la posibilidad de caídas.
<b>Flujos de detritos (F)</b>	Evidancias recientes de acumulación de bloques por flujos de detritos. Abanicos aluviales activos.	Zonas con evidencia escasa de flujos recientes, pero con potencialidad de ocurrencia.	Sin evidencias de flujos y zonas sin potencialidad de ocurrencia.
<b>Crecientes y anegamientos (A)</b>	Zonas con evidencias de inundación por la escorrentía. Presencia de arcillas, playas secas, suelos mal drenados con cauces.	Zonas inundadas con poca frecuencia y escasa magnitud.	Zonas difícilmente inundables.
<b>Deslizamientos (D)</b>	Zonas con evidencias de deslizamientos, Escarpas de arranque, pendientes pronunciadas, rocosas e inestables. Pendientes de cárcavas	Zonas susceptibles a deslizamientos. Deslizamientos menores en barrancas de ríos y arroyos.	Zonas que difícilmente puedan ser afectadas por deslizamientos.
<b>Erosión Hídrica (E)</b>	Zonas con cárcavas activas. Erosión retrocedente.	Zonas con carcavamiento potencial.	Zonas sin cárcavas y sin posibilidad de ocurrencia.
<b>Flujos criogénicos (G)</b>	Zonas con geoformas criogénicas con rasgos de inestabilidad. Glaciares de roca activos.	Flujos criogénicos fósiles y estables (inactivos).	Zonas sin flujos criogénicos.
<b>Sedimentación (S)</b>	Zonas con sedimentación elevada.	Zonas con escasa sedimentación.	Zonas sin sedimentación.

Cuadro 2. Criterios para establecer los diferentes grados de Peligrosidad Geológica.

Los terrenos indicados con grado de peligrosidad **moderada** son aquellos que han sufrido procesos geológicos de mediana envergadura con períodos de recurrencia largos y reducidos volúmenes de material involucrado en los eventos. En este nivel están incluidos sectores con escasa pendiente como son las terrazas aluviales, taludes con pendientes inferiores a 25°, depósitos de remoción en masa y abanicos aluviales antiguos y depósitos glaciarios ubicados en el fondo del valle.

Las áreas delimitadas con peligrosidad **baja** son aquellas con muy escasa o nula probabilidad de ocurrencia de procesos geológicos de cualquier índole. En áreas de relieve montañoso son escasos los sitios que muestren las condiciones mencionadas. Se han identificado en la desembocadura del río Atuel y corresponden principalmente al abanico del río y sectores urbanizados.

## 7. CONCLUSIONES

El valle superior del río Atuel, emplazado en el ambiente de cordillera Principal, presenta un relieve relativo alto, con laderas o vertientes con alto gradiente y pocos sitios para el desarrollo urbanístico con baja probabilidad de ocurrencia de procesos geológicos dañinos.

El análisis de las características morfológicas permitió reconocer en el paisaje una serie de procesos morfogenéticos de gran envergadura ocurridos presumiblemente durante el período paraglacial. Luego siguieron otros procesos de menor magnitud, de magnitudes disímiles, que han continuado ocurriendo hasta la actualidad.

Grandes avalanchas de roca modificaron notablemente las características morfológicas del valle superior del río Atuel. La originada en el arroyo Las Ánimas obstruyó completamente el valle y originó un enorme lago de aproximadamente 20 km de longitud cuyo testigo actual es la pequeña laguna El Sosneado. Otro gran movimiento en masa ocurrido en las nacientes del río Atuel represó el valle y dio origen a la laguna Atuel. El depósito de avalancha, que constituye el dique natural reúne una serie de condicionantes que podrían favorecer el colapso del muro y el desagüe súbito de la laguna a través de un aluvión de proporciones catastróficas. Estas condiciones constituyen una amenaza potencial para cualquier obra de infraestructura que se planifique aguas abajo, particularmente el portal de ingreso al túnel internacional Paso de Las Leñas planificado a sólo 8 km de distancia de la laguna.

En la actualidad los flujos de detritos, caídas de roca, erosión hídrica, anegamiento y la disolución son los procesos más significativos y de mayor incidencia en la determinación de los grados de peligrosidad a lo

largo de toda la traza de la ruta provincial 220. Estos procesos constituyen una amenaza permanente debido a sus repeticiones y distribución a lo largo de todo el valle. Por tal razón es necesario evaluar cuidadosamente las obras a realizar en cada uno de los sitios indicados particularmente con un grado de peligrosidad alto.

## 8. RECOMENDACIONES

En función del análisis realizado se sugieren las siguientes recomendaciones:

- Realizar estudios geotécnicos y geomecánicos necesarios a lo largo de la traza de la ruta, con énfasis en los sectores propensos a disolución y subsidencia por presencia de materiales solubles como yeso y caliza.
- Realizar estudios detallados de flujos de detritos en los tributarios del río Atuel más importantes. Establecer un sistema de alerta temprana para la ocurrencia de precipitaciones con el fin de establecer un umbral de agua caída a partir del cual se pueden generar flujos de detritos.
- Realizar los estudios necesarios para la construcción de obras de infraestructura en los sectores expuestos a la erosión hídrica.
- Realizar estudios detallados de caídas de rocas (conos de sombra), particularmente en los sectores donde la traza de la ruta está próxima a taludes con pendientes superiores a 25°.
- Establecer sistemas de protección en las zonas proclives a inundación y anegamientos.
- Realizar un estudio cuidadoso que determine la «estabilidad» del depósito que constituye el dique natural que contiene a la laguna Atuel. El análisis debe incluir un modelo de inundación en caso de ruptura del dique.
- Realizar estudios que identifiquen áreas que puedan ser afectadas por potenciales avalanchas de nieve y permitan establecer sistemas de protección para las obras de infraestructura.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la inestimable colaboración de: Lic. Inés Di Tomaso y Lic. Cayetano Fusari, Geól. Eddy Lavandaio, Lic. Pedro Alcántara y Lic. Alejandra Tejado, los Sres. Andrés Pizarro, Norberto Araya, Saúl Araya y Ricardo Manzur. Asimismo, agradecer a la Dirección de Turismo de la Municipalidad de Malargüe, por haber colaborado en el uso de la casa de huéspedes que esa Dirección posee en el Departamento.

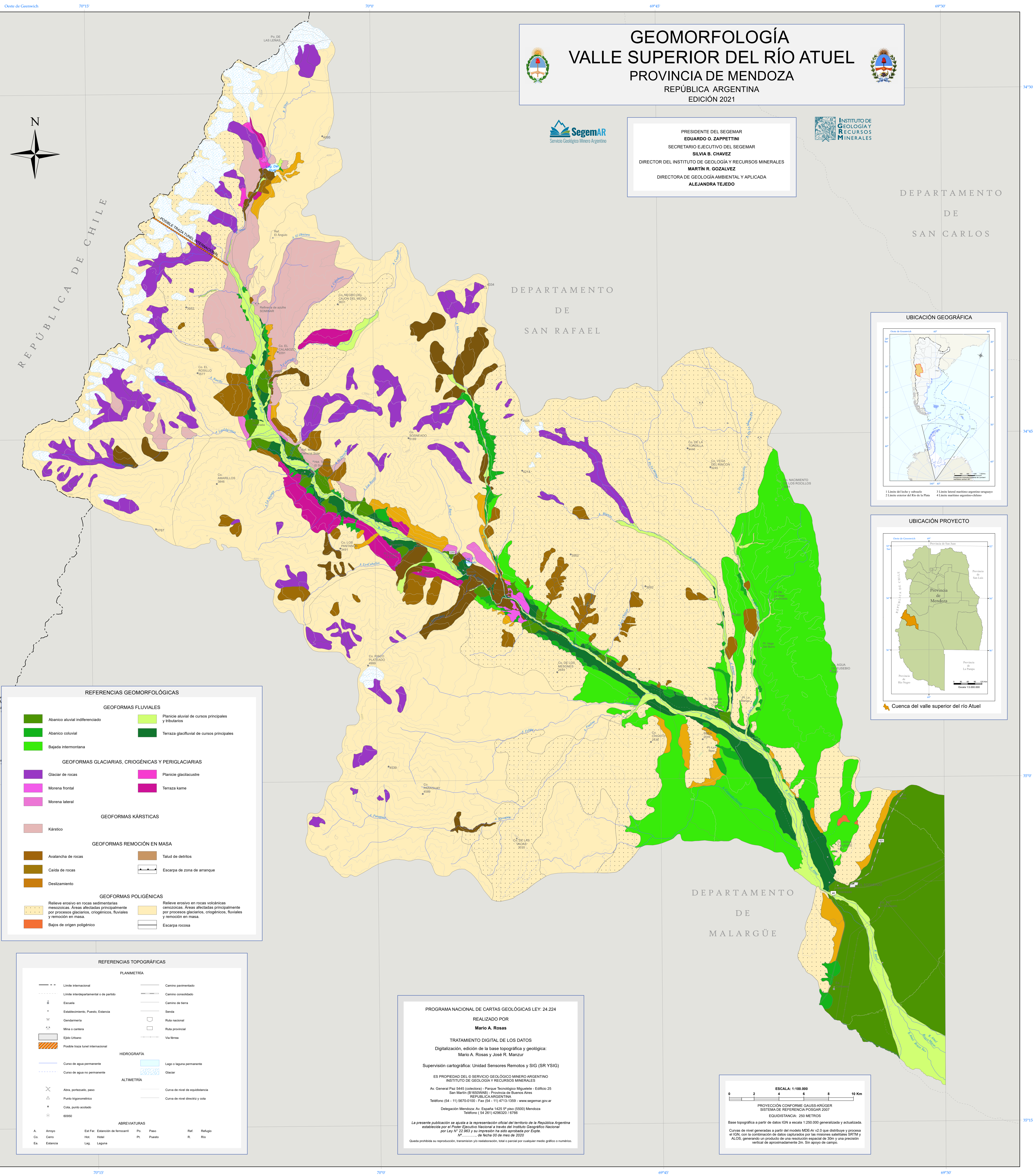
## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Böcher, T.; Hjerting, J y Rahn, K. 1972. Botanical studies in the Atuel Valley Area, Mendoza Province, Argentina. Parte I, II, III. Dansk Botansk Arkiv, Bind 22, N° 3. Kobenhavn.
- Bilkra, L.H. y Nemec, W. 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional process, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology* 45: 909-959.
- Castano, J. C., 1986. Características principales del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Publicación técnica N° 11, 1 – 43.
- Church, M. y Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America, Bulletin* 83, 3059-3071.
- Corte, A.E., 1976a. The hydrological significance of rock glaciers. *Journal of Glaciology* 14 (71): 157-158, London.
- Corte, A.E., 1983a. Procesos periglaciales actuales y pasados en Argentina Central. I° Reunión Grupo Periglacial República Argentina (Mendoza): 63-74, Mendoza.
- Costa, J. E. y Schuster, R. L., (1988). The formation and failure of natural dams, *Geological Society of America Bulletin* 100:1054-1068.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J., 1996. Landslides types and processes, en Turner, K., y Schuster, R.L., (Eds.), *Landslides investigation and mitigation: Washington D.C., National Academy Press, Transportation Research Board. Special report 247: 36-75.*
- Fauqué, L, Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S., y Di Tommasso, I., 2008. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con la génesis del depósito de Horcones. Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas I: 276-277. S. S. de Jujuy.
- Fauqué, L., Rosas, M., Hermanns, R., Baumann, V., Lagorio, S., Wilson C. y Hewitt, K., 2008. Origen y edad del depósito asignado al drift Penitentes. Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas I: 278-279. S.S. de Jujuy.
- Garleff, K.y Stingl, H., 1994. Reply to Gosse and Evenson: reinterpretation of the evidence for a significant neoglacial advance in the río Atuel valley, Mendoza province, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 38: 339-342.
- Gonzalez, M. A., 1979. Condiciones de inestabilidad del cierre de la laguna Atuel, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina. XXXIV (2): 151-155.* Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1-Hoja Chosmalal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1:177-208.* Buenos Aires. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones, 1: 1-174 (1980).* Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, II (2): 141-176.* Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones, 1: 1-174 (1980).* Buenos Aires.
- Hung, O., Evans, S.G., Bovis, M. y Hutchinson, J.N., 2001. Review of the classification of landslides of the flow type: *Environmental and Engineering Geoscience, 7 (3): 221-238.*
- Kittl, E., 1944. Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la región cordillerana al sur de Mendoza y del Grupo del Descabezado. *Anales del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 41: 71-192.* La Plata.
- Kozłowski, E. y Baldi, J., 1983. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras de la zona del río Diamante río Atuel. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- Kozłowski, E., 1984. Interpretación estructural de la Cuchilla de la Tristeza, provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III: 381-395. Buenos Aires.
- Kozłowski, E., 1991. Structural geology of the NW Neuquina basin. 4° Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las cuencas subandinas I. Bogotá.
- Kozłowski, E., Manceda, R. y Ramos, V.A., 1993. Estructura. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1 (18): 235-256.* Mendoza.
- Legarreta, L. y Kozłowski, E., 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 521-543. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior) En: Chebli, G. y L. spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica, Serie 6: 221-543.* Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. y Uliana, M., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásicas-cretácicas. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino*

- y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 87-114. Mendoza.
- Maceda, R. y Figueroa, D., 1995. Inversion of Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., R. Suárez, S. and H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382. Tulsa.
- Nullo, F., Stephens, G. y Otamendi, J., 1997. Evolución geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1404-1408. Antofagasta.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17 (3-4): 181-199. Buenos Aires.
- Potter, N., 1972. Ice-cored rock glacier; Gallena Creek Northern Absaroka Mountain Wyoming, *Bull. Geol. Soc. America*. V. 83, p. 3025-3057.
- Ramos, V.A., 1988b. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark, S. y D. Burchfield (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54. Boulder.
- Reijenstein, C., 1967. Estratigrafía y Tectónica de la zona norte del río Atuel entre los arroyos Balco y Malo (Provincia de Mendoza). Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C., 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. V Congreso Geológico Chileno, Actas II ©: 359-373. Santiago.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. y Iglesia, M.P. Llanos, 1997. Primer registro Triásico marino fósilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 52 (2): 228-234. Buenos Aires.
- Rosas, M. y Fauqué, L., 2008. Avalanchas de rocas en el valle superior del río Atuel. Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas I: 311-312. S.S. de Jujuy.
- Rosas, M y Fauqué, L., 2011. Megaflujo del arroyo Malo, tributario del río Atuel, Mendoza, Argentina. Congreso Geológico Argentino. Simposio (S10d) Procesos de remoción en masa: mecanismos generadores y su peligrosidad vinculada.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., Cortés, J.M., Zanettini, J.C. y Fauqué, L., 2005. Hoja Geológica 3569 – I, Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Escala 1:250.000, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (4): 367-388. Buenos Aires.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. Chapter 2. En: *Landslides Analysis and Control*. Shuster, R.L. y R.J. Krizek (Eds.), Transportation Research Board. National Academy of Sciences. Special report. 176: 11-33. Washington, D.C.
- Volkheimer, W., 1970. Neuere Ergebnisse der Anden-Stratigraphie von Süd-Mendoza (Argentinien) und benachbarter Gebiete und Bemerkungen zur Klimageschichte des südlichen Andenraums. *Geologische Rundschau*, 59 (3): 1088-1124. Stuttgart.
- Volkheimer, W., 1978. Descripción geológica de la Hoja 27b, Cerro Sosneado. Servicio Geológico Nacional. Boletín 151: 1-80. Buenos Aires.
- Warhaftig, C. y Cox, A., 1959. Rock glaciers in the Alaska range. *Bull. Of the Geol. Soc. Of America*, v. 70, p. 383-436.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. University of Washington, Memoir 1: 1-469. Seattle.
- Whaley, W.B., 1974. Origin of rock glaciers: *Journ of Glaciology*. V. 13, N°68, p. 323-324.
- Yrigoyen, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba.

**Entregado:** Febrero 2019

**Validado:** Marzo 2023



# GEOMORFOLOGÍA VALLE SUPERIOR DEL RÍO ATUEL PROVINCIA DE MENDOZA REPÚBLICA ARGENTINA EDICIÓN 2021

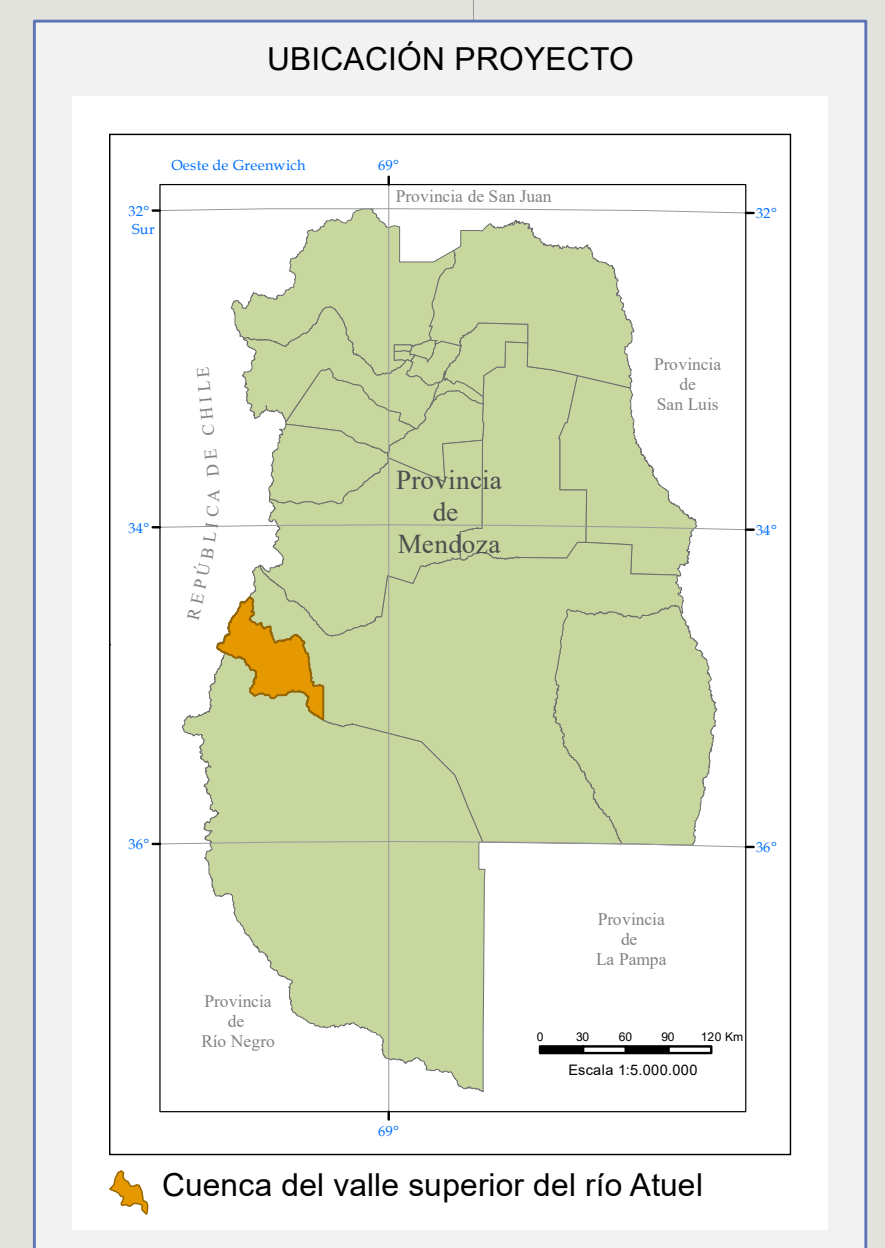
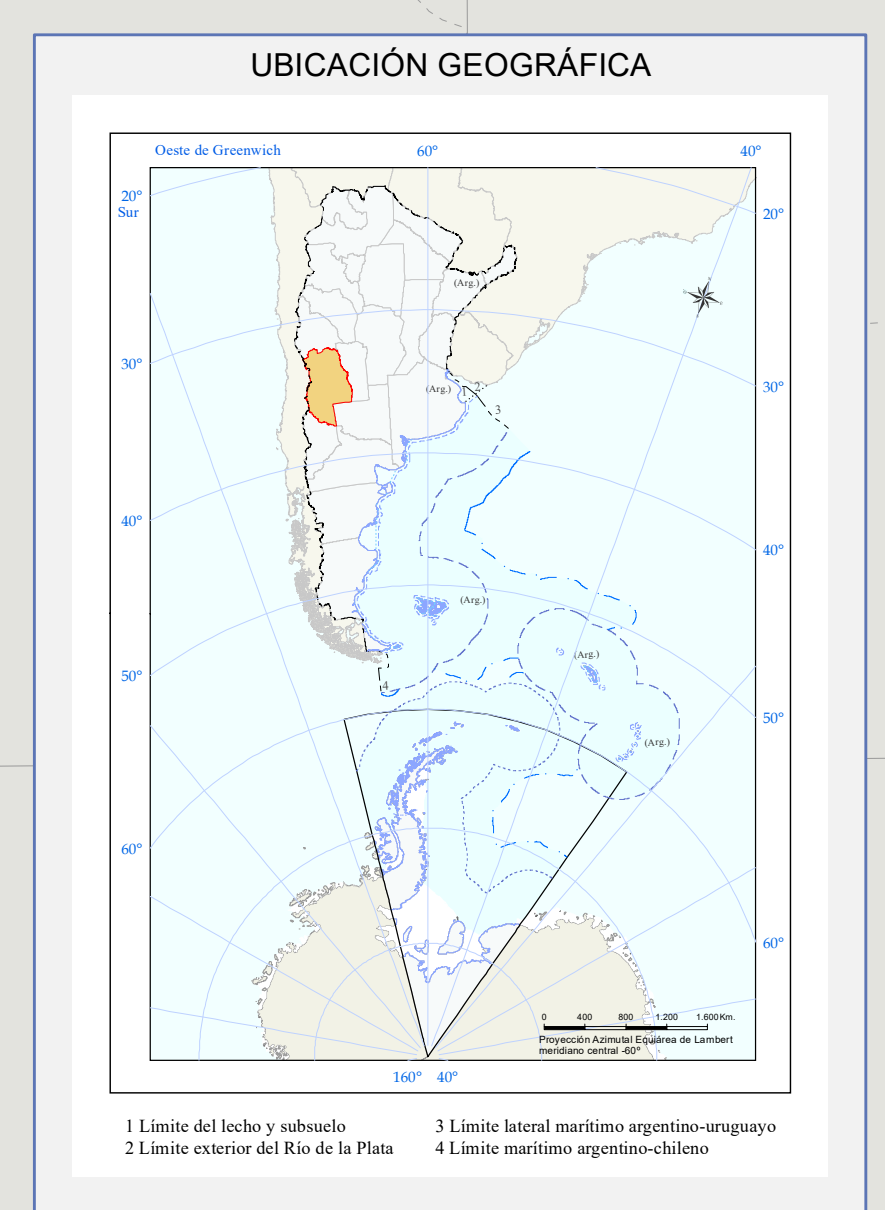


PRESIDENTE DEL SEGEMAR  
**EDUARDO O. ZAPPETTINI**  
SECRETARIO EJECUTIVO DEL SEGEMAR  
**SILVIA B. CHAVEZ**  
DIRECTOR DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES  
**MARTÍN R. GOZALVEZ**  
DIRECTORA DE GEOLOGÍA AMBIENTAL Y APLICADA  
**ALEJANDRA TEJEDO**

DEPARTAMENTO  
DE  
SAN CARLOS

DEPARTAMENTO  
DE  
SAN RAFAEL

DEPARTAMENTO  
DE  
MALARGÜE



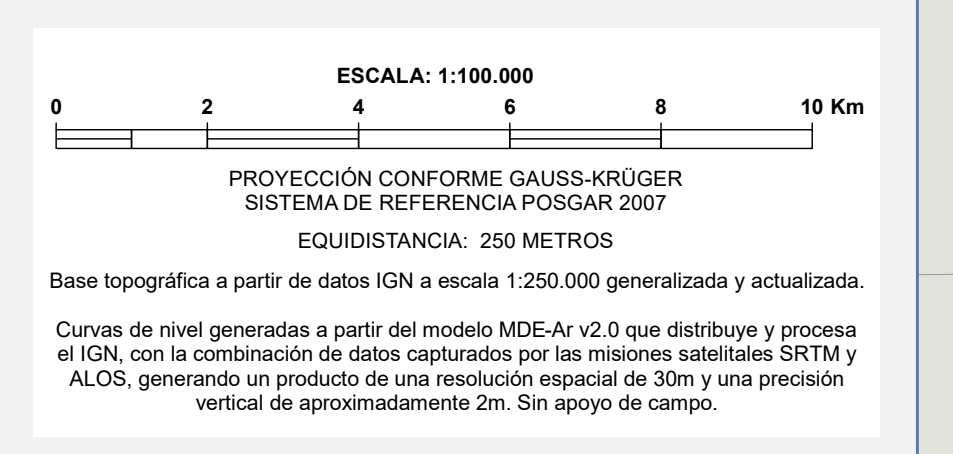
### REFERENCIAS GEOMORFOLÓGICAS

GEOFORMAS FLUVIALES	
Abanico aluvial indiferenciado	Planicie aluvial de cursos principales y tributarios
Abanico coluvial	Terraza glaciafluvial de cursos principales
Bajada intermontana	
GEOFORMAS GLACIARIAS, CRIOGÉNICAS Y PERIGLACIARIAS	
Glaciar de rocas	Planicie glaciaclustre
Morena frontal	Terraza kame
Morena lateral	
GEOFORMAS KÁRSTICAS	
Kárstico	
GEOFORMAS REMOCIÓN EN MASA	
Avalancha de rocas	Talud de detritos
Caída de rocas	Escarpa de zona de arranque
Deslizamiento	
GEOFORMAS POLIGÉNICAS	
Relieve erosivo en rocas sedimentarias mesozoicas. Áreas afectadas principalmente por procesos glaciares, criogénicos, fluviales y remoción en masa.	Relieve erosivo en rocas volcánicas cenozoicas. Áreas afectadas principalmente por procesos glaciares, criogénicos, fluviales y remoción en masa.
Bajos de origen poligénico	Escarpa rocosa

### REFERENCIAS TOPOGRÁFICAS

PLANIMETRÍA			
--- Límite internacional	--- Camino pavimentado		
- - - Límite interdepartamental o de partido	--- Camino consolidado		
Escuela	--- Camino de tierra		
Establecimiento, Puesto, Estancia	Senda		
Chalchamilla	--- Ruta nacional		
Mina o cantera	--- Ruta provincial		
Ejido Urbano	--- Via férrea		
Posible traza túnel internacional			
HIDROGRAFÍA			
--- Curso de agua permanente	--- Lago o laguna permanente		
--- Curso de agua no permanente	--- Glaciar		
ALTIMETRÍA			
Alza, portezuelo, paso	--- Curva de nivel de equidistancia		
Punto trigonométrico	--- Curva de nivel directo y cota		
Cota, punto acotado			
00000			
ABREVIATURAS			
A. Arroyo	Est. Estación de ferrocarril	Po. Paso	Ref. Refugio
Co. Cerro	Hot. Hotel	Pt. Puesto	R. Río
Ea. Estancia	Lag. Laguna		

PROGRAMA NACIONAL DE CARTAS GEOLÓGICAS LEY: 24.224  
REALIZADO POR  
**Mario A. Rosas**  
TRATAMIENTO DIGITAL DE LOS DATOS  
Digitalización, edición de la base topográfica y geológica:  
Mario A. Rosas y José R. Manzur  
Supervisión cartográfica: Unidad Sensores Remotos y SIG (SR YSIG)  
ES PROPIEDAD DEL SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES  
Av. General Paz 5445 (colectora) - Pcia. Tecnología Migualete - Edificio 25  
San Martín (B1650WAB) - Provincia de Buenos Aires  
REPÚBLICA ARGENTINA  
Teléfono (54 - 11) 5670-0100 - Fax (54 - 11) 4713-1359 - www.segemar.gov.ar  
Delegación Mendoza: Av. España 1425 5º piso (E500) Mendoza  
Teléfono (54 261) 4296320 / 6766  
La presente publicación se ajusta a la representación oficial del territorio de la República Argentina establecida por el Poder Ejecutivo Nacional a través del Instituto Geográfico Nacional por Ley N° 22.963 y su impresión ha sido aprobada por Expte. N° ... de fecha 02 de mes de 2020.  
Queda prohibida su reproducción, transmisión y/o retransmisión, total o parcial por cualquier medio gráfico o numérico.



# PELIGROSIDAD GEOLÓGICA VALLE SUPERIOR DEL RÍO ATUEL PROVINCIA DE MENDOZA REPÚBLICA ARGENTINA EDICIÓN 2021

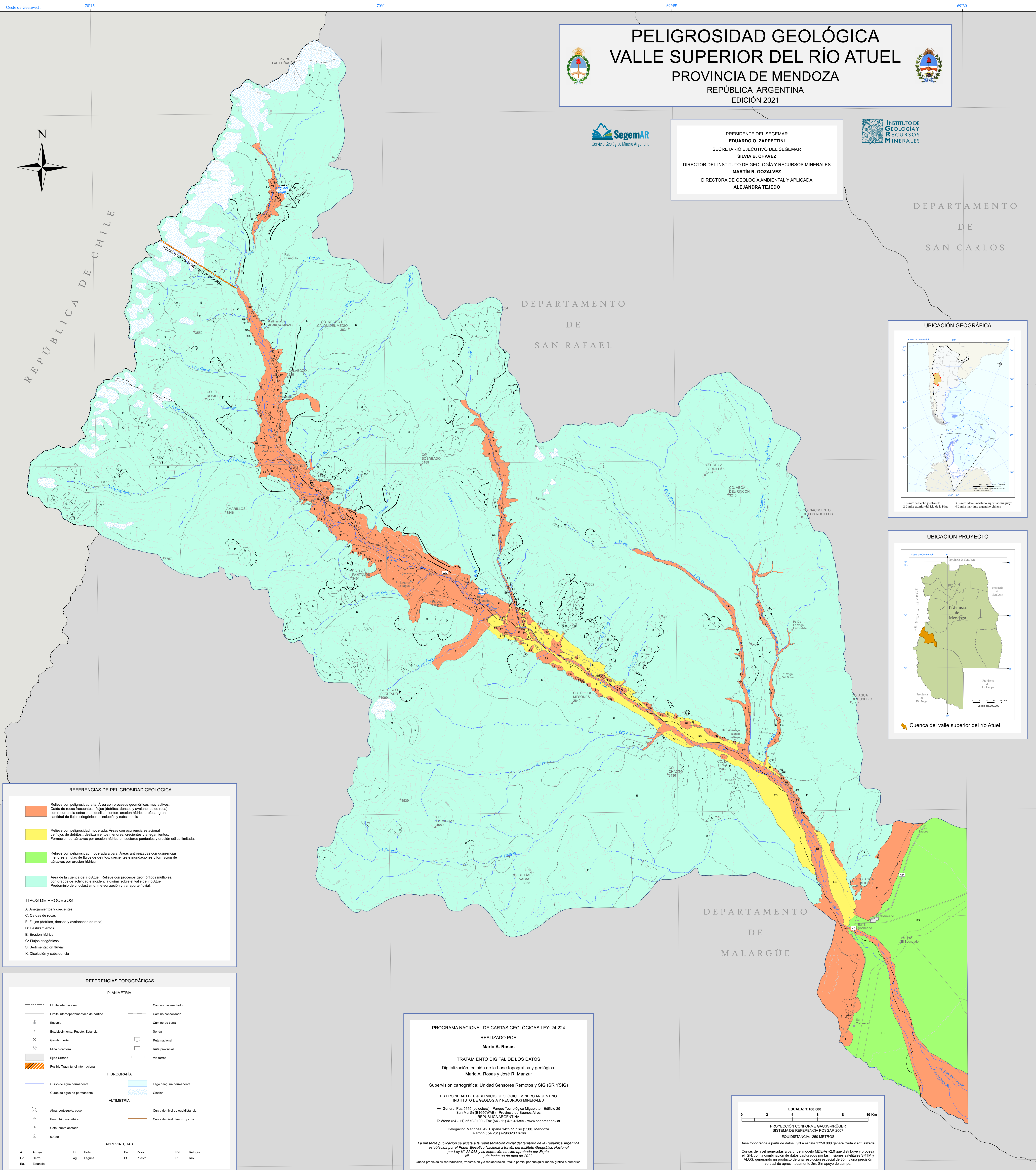
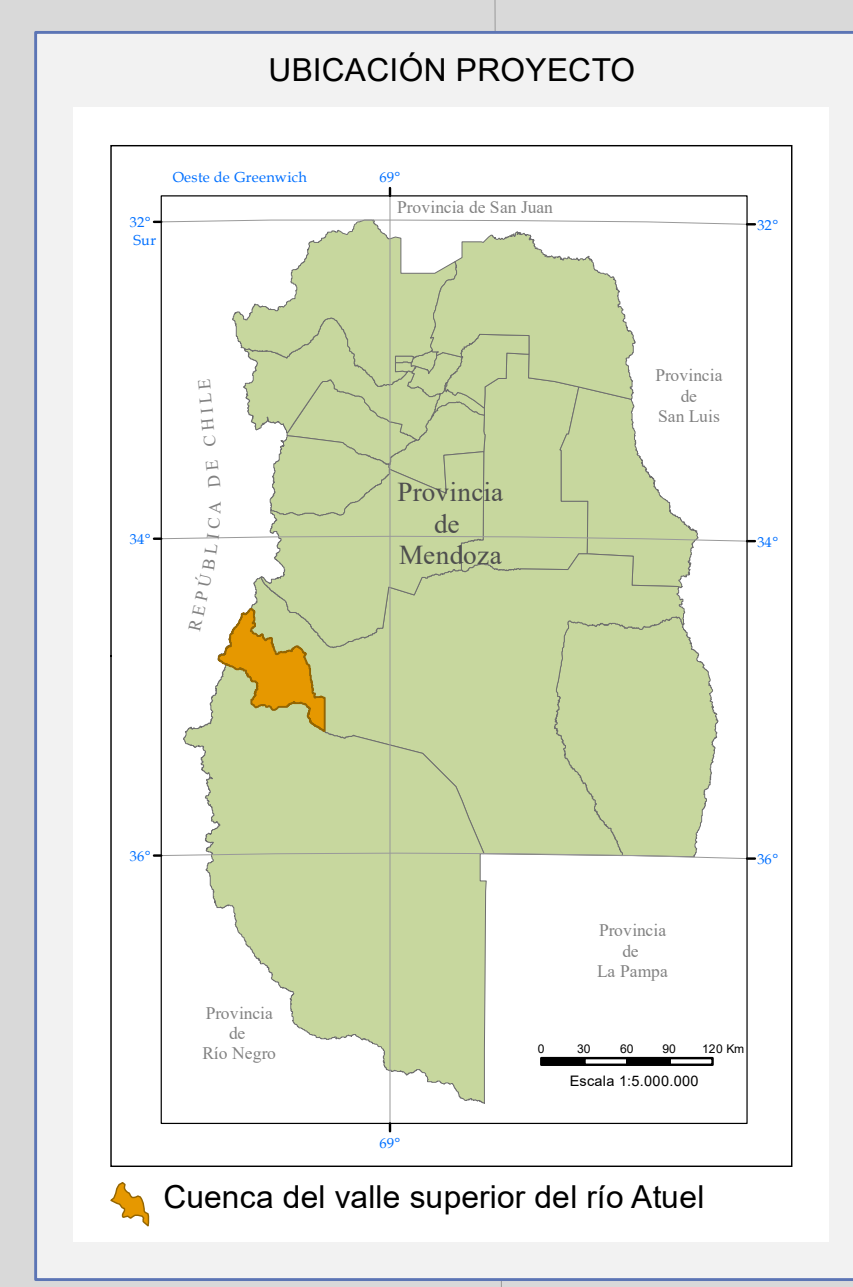
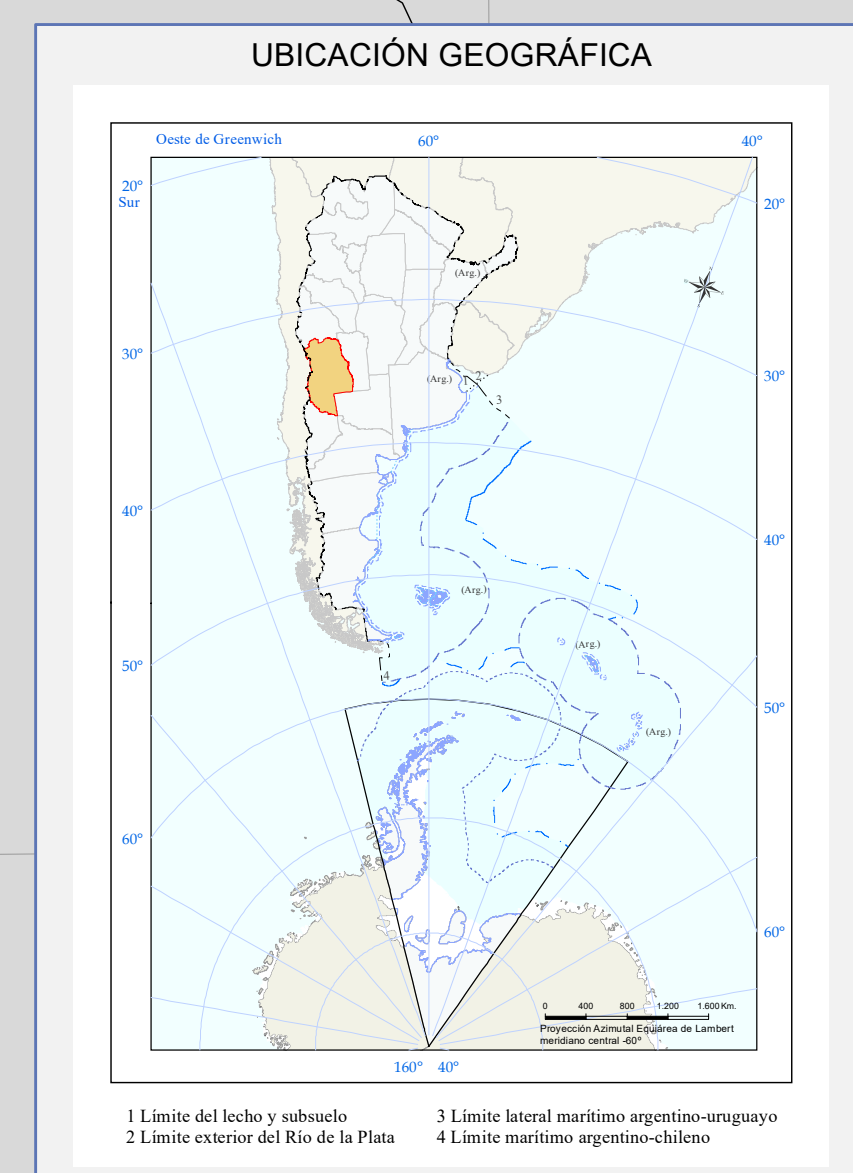


PRESIDENTE DEL SEGEMAR  
**EDUARDO O. ZAPPETINI**  
SECRETARIO EJECUTIVO DEL SEGEMAR  
**SILVIA B. CHAVEZ**  
DIRECTOR DEL INSTITUTO DE GEOLOGIA Y RECURSOS MINERALES  
**MARTÍN R. GOZALVEZ**  
DIRECTORA DE GEOLOGIA AMBIENTAL Y APLICADA  
**ALEJANDRA TEJEDO**

DEPARTAMENTO  
DE  
SAN CARLOS

DEPARTAMENTO  
DE  
SAN RAFAEL

DEPARTAMENTO  
DE  
MALARGÜE



### REFERENCIAS DE PELIGROSIDAD GEOLÓGICA

- Relieve con peligrosidad alta.** Área con procesos geomorfológicos muy activos. Caída de rocas frecuentes, flujos (dentros, densos y avalanchas de roca) con recurrencia estacional, deslizamientos, erosión hídrica profunda, gran cantidad de flujos entógenos, disolución y subsidencia.
- Relieve con peligrosidad moderada.** Áreas con ocurrencia estacional de flujos de detritos, deslizamientos menores, crecientes y arregamientos. Formación de cárcavas por erosión hídrica en sectores puntuales y erosión edáfica limitada.
- Relieve con peligrosidad moderada a baja.** Áreas antropizadas con ocurrencias menores a flujos de detritos, crecientes e inundaciones y formación de cárcavas por erosión hídrica.
- Área de la cuenca del río Atuel.** Relieve con procesos geomorfológicos múltiples, con grados de actividad e incidencias distintas sobre el valle del río Atuel. Predominio de cicloclasmismo, meteorización y transporte fluvial.

### TIPOS DE PROCESOS

- A: Arregamientos y crecientes
- C: Caídas de rocas
- F: Flujos (dentros, densos y avalanchas de roca)
- D: Deslizamientos
- E: Erosión hídrica
- G: Flujos entógenos
- S: Sedimentación fluvial
- K: Disolución y subsidencia

### REFERENCIAS TOPOGRÁFICAS

#### PLANIMETRÍA

- Límite internacional
- Límite interdepartamental o de partido
- Escuela
- Establecimiento, Puesto, Estancia
- × Gendarmería
- ▲ Mina o cantera
- Eje Urbano
- ▨ Posible Traza túnel internacional
- Camino pavimentado
- Camino consolidado
- Camino de tierra
- Senda
- Ruta nacional
- Ruta provincial
- Vía férrea

#### HIROGRAFÍA

- Curso de agua permanente
- Curso de agua no permanente
- Lago o laguna permanente
- Glacier

#### ALTIMETRÍA

- △ Abra, portezuelo, paso
- △ Punto trigonométrico
- Cota punto acotado
- 0000
- Curva de nivel de equidistancia
- Curva de nivel directriz y cota

#### ABREVIATURAS

A.	Arroyo	Hst.	Hacienda	Po.	Paso	Ref.	Refugio
Ca.	Cerro	Lag.	Laguna	Pl.	Pueblito	R.	Río
Ea.	Estancia						

PROGRAMA NACIONAL DE CARTAS GEOLÓGICAS LEY: 24.224  
REALIZADO POR  
**Mario A. Rosas**  
TRATAMIENTO DIGITAL DE LOS DATOS  
Digitalización, edición de la base topográfica y geológica:  
Mario A. Rosas y José R. Manzur  
Supervisión cartográfica: Unidad Sensores Remotos y SIG (SR YSIG)  
ES PROPIEDAD DEL © SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES  
Av. General Paz 5445 (colectora) - Parque Tecnológico Migubelle - Edificio 25  
San Martín (B3600NAB) - Provincia de Buenos Aires  
REPÚBLICA ARGENTINA  
Teléfono (54 - 11) 5670-0100 - Fax (54 - 11) 4713-1359 - www.segemar.gov.ar  
Delegación Mendoza: Av. España 1425 5º piso (5600) Mendoza  
Teléfono (54 261) 4296320 / 8766  
La presente publicación se ajusta a la representación oficial del territorio de la República Argentina establecida por el Poder Ejecutivo Nacional a través del Instituto Geográfico Nacional por Ley N° 22.563 y su impresión no está autorizada por dicho N° de fecha 00 de mes de 2022.  
Queda prohibida su reproducción, transmisión y/o reelaboración, total o parcial por cualquier medio gráfico o numérico.

