



Características de la avalancha de roca holocena que represa la laguna Atuel (34°S)

Mario ROSAS¹ y Stella Maris MOREIRAS^{2,3}

¹Servicio Geológico Minero Argentino, Ciudad de Mendoza, Argentina.

²Grupo Geomorfología y Cuaternario. Instituto Argentino de Nivología Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) - CONICET. UNCUYO, Mendoza, Argentina.

³Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina.

Emails: rosasmarioa@gmail.com; moreiras@mendoza-conicet.gob.ar

Editor: Sergio Sepúlveda

Recibido: 4 de octubre de 2022

Aceptado: 9 de marzo de 2023

RESUMEN

Este trabajo analiza las características de la avalancha de rocas que represa parcialmente la laguna Atuel en la actualidad en las nacientes del río homónimo. Se describe sedimentológicamente este depósito caótico, determinando diferentes sectores vinculados a facies establecidas dentro del depósito. Se estimaron diferentes parámetros morfométricos (alcance, volumen, etc) de este evento. A partir de una edad radiocarbónica previa y la relación con niveles morénicos de posibles avances neoglaciares en la región se infiere una edad holocena tardía para este evento. En función de estos hallazgos se postula la posible génesis de este evento vinculada a la desglaciación holocena de los valles andinos. Evidencias de una ruptura violenta de la laguna en el pasado es también analizada, así como se estima la descarga que podría tener en caso de romperse la obstrucción actual en forma abrupta.

Palabras clave: inestabilidad de laderas, cronoestratigrafía, peligrosidad natural, Andes.

ABSTRACT

Characteristics of the Holocene rock avalanche damming the Laguna Atuel (34°S).

This paper analyses the characteristics of the rock avalanche partially damming at present the Laguna Atuel at the headwaters of the Atuel River. This chaotic deposit is described sedimentologically, determining different facies. Diverse morphometric parameters (run out, volume, etc.) of this event are estimated. Based on a previous radiocarbon age and the relationship with morainic levels of possible regional Neoglacial advances, a Late Holocene age is inferred for this event. Based on these findings, we postulate the possible genesis of this event linked to the Holocene deglaciation of the Andean valleys. Geomorphological pieces of evidence of a violent drainage of this lagoon in the past are also noted, likewise the probable peak discharge was estimate in case of abrupt rupture of the present river obstruction.

Keywords: slope instability, chronostratigraphy, natural hazard, Andes.

INTRODUCCIÓN

La génesis de los depósitos caóticos en los Andes ha sido un tema de discusión que ha involucrado a numerosos autores que se abocaron a los estudios cuaternarios. Están, por ejemplo, las famosas discusiones de Polanski (1954) y Groeber (1954) en torno a los avances glaciares sobre el piedemonte andino. Estas discusiones bien polarizadas se deben

principalmente a la dificultad de discriminar el origen de los depósitos vinculados al transporte glaciar y los procesos de remoción en masa en el entorno de los Andes (Abele 1984, Hewitt 1999, Hewitt et al. 2011). La interpretación errónea de algunos depósitos caóticos como till ha promovido inferencias paleoclimáticas equívocas al suponer que tienen un origen glaciar. En los Andes Centrales, los movimientos en masa tales como los deslizamientos y avalanchas de roca han sido

identificados tardíamente, lo que desencadenó la reinterpretación de los depósitos glaciares como deslizamientos durante las últimas décadas (ej. Antinao y Gosse 2009, Sepúlveda y Moreiras 2013, Moreiras y Sepúlveda 2015).

La motivación de este estudio es la comprensión de la génesis de un depósito caótico que indujo la formación de la laguna Atuel y que fue interpretado ambiguamente como un till relacionado a un depósito glaciario con coladas y escorias volcánicas (Capitanelli 1960), a un depósito combinado de morenas y procesos de remoción en masa (Corte, 1979) o como un deslizamiento (Gonzalez 1979, Garleff y Stingl 1994, Rosas et al. 2014). Las características observadas en el depósito junto a su ubicación han sido motivo de análisis particularmente por la peligrosidad asociada a la posibilidad de un desagüe repentino de la laguna (González 1979, Rosas et al. 2014). La laguna Atuel es un reservorio de agua dulce de gran importancia que ha sido declarado “Reserva de Paisaje Protegido” y “Reserva Hídrica Natural” de la provincia de Mendoza en el año 2012.

UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se ubica en las cabeceras del valle superior del río Atuel (34° 33'S- 70° 05'O) donde se encuentra la laguna Atuel (Fig. 1). El acceso desde la ciudad de Mendoza es a través de la ruta 40 hasta la localidad El Sosneado. Desde esta localidad, se toma la ruta provincial N° 220 no pavimentada, con tramos en diferentes estados de conservación siendo recomendable el uso de vehículos 4x4. La traza de esta ruta fue diseñada sobre la margen norte del río Atuel y se extiende hasta la ex refinería de azufre SOMINAR (Sociedad Minera Argentina). A partir de este sitio se debe continuar a caballo por el camino del alto, sobre el flanco occidental del volcán Overo, atravesando el sector conocido como La Escalera. El recorrido es aproximadamente de 6 a 7 horas.

Geográficamente, la zona de estudio se ubica en el departamento de San Rafael en la región centro oeste de la provincia de Mendoza y presenta un relieve muy pronunciado con cerros que superan los 3000 m s.n.m. Se destacan los cerros Sosneado (5189 m s.n.m.), Risco Plateado (4999 m s.n.m.), volcán Overo (4804 m s.n.m.), Paraguay (4589 m s.n.m.), Los Gateados (3552 m s.n.m.) y Amarillos (3846 m s.n.m.). La temperatura media anual de la zona de estudio oscila entre 1 y 5°C. Las temperaturas mínimas alcanzan los 30°C bajo cero y las máximas temperaturas pueden alcanzar valores entre 20 y 25°C (Capitanelli 1960), existiendo una gran ampli-

tud térmica típica del clima árido de montaña. Las precipitaciones anuales medidas mediante un nivómetro ubicado en la laguna Atuel a 2750 m s.n.m., por la empresa SOMINAR, son superiores a los 500 milímetros. Según Capitanelli (1960) en esta serie acotada se registraron de 935 mm en 1948-49, 910 mm en 1947-48 y 2353 mm en 1944-45.

La Laguna Atuel propiamente da origen al río Atuel cuya red de drenaje se extiende desde el Paso de Las Leñas al norte hasta el portezuelo de Las Lágrimas al sur (Vitali 1940). En su recorrido discurre a través de unas cascadas labradas en rocas travertínicas e ingresa a la laguna de donde drena sus aguas a través de un estrecho canal. La cuenca del río Atuel, con una superficie aproximada de 39404 km² (SSRH 2002), ocupa el sector más meridional del sistema del río Desaguadero. Su cuenca de alimentación se halla a más de 3000 m de altura y principalmente es de régimen nival aunque también recibe aportes pluviales. El caudal medio histórico del río Atuel en la estación hidrométrica El Sosneado ha sido 40.74 m³/s en el periodo comprendido entre 1972 y 2004 (Subsecretaría de Recursos hídricos). La longitud total del río Atuel es de 600 km, aguas abajo, atraviesa el bloque de San Rafael encauzado en un estrecho cañadón con diferentes saltos que posibilitan la generación de energía hidroeléctrica. Cinco centrales hidroeléctricas se disponen en su tramo inferior Nihuil, Nihuil I (Dique Aisol), Nihuil II (Dique Tierras Blancas), Nihuil III y el Compensador Valle Grande.

MARCO GEOLÓGICO LOCAL

La región fue visitada por numerosos geólogos en el pasado realizando diversos trabajos. Entre ellos, se destacan los aportes de Rodolfo Hauthal, geólogo del Museo de La Plata, quien visitó la zona integrando la Comisión de Límites designada por Perito Moreno. Hauthal junto a Guinardó Lange y Enrique Wolff realizaron el examen topográfico y geológico de los departamentos de San Carlos, San Rafael y Villa Beltrán (Lange 1895). Posteriormente Gerth visitó el sector de la laguna en 1912 lo cual es mencionado por Keidel (1918). Gerth (1926) realiza un importante estudio geológico en la región reconstruyendo los ambientes marinos de Jurásico –Cretácico. También Groeber visitó la zona en el año 1914 y 1937 a fin de comprender las extensiones de las glaciaciones andinas en estas latitudes (Groeber 1947). Kittl (1944) es quien realiza estudios petrográficos en los volcanes ubicados en la cuenca del río Atuel.

Geológicamente, el área de estudio se enmarca en la provincia geológica de Cordillera Principal caracterizada por aflor-

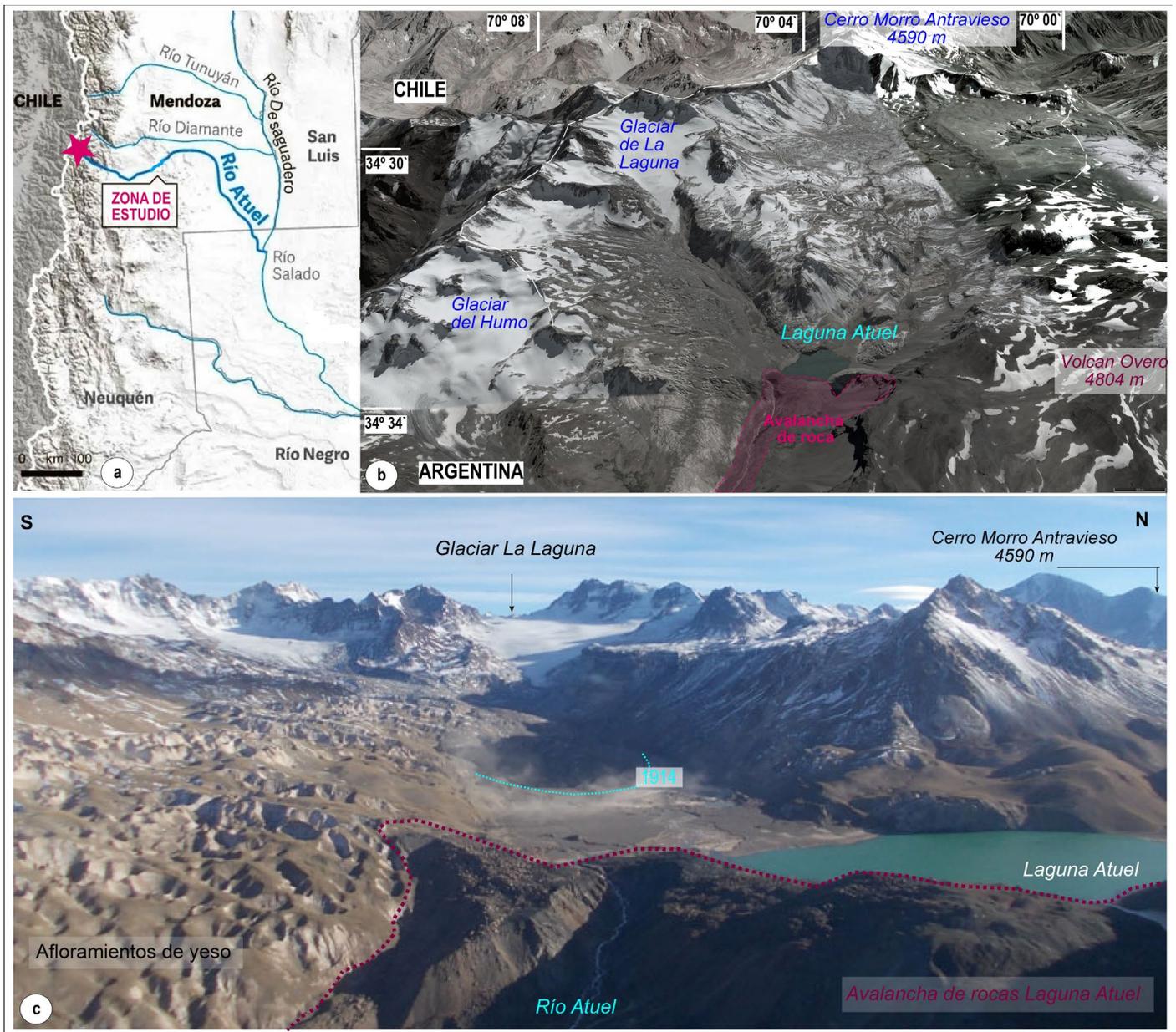


Figura 1. Zona de estudio: a) localización general de las nacientes del río Atuel, en la provincia de Mendoza; b) Imagen Google Earth indicando la localización de la laguna Atuel represada por la avalancha de roca estudiada en este trabajo; c) Fotografía el sector de la laguna Atuel visualizando al fondo el valle del glaciar de la Laguna, límite con Chile.

ramientos mesozoicos que conforman la faja plegada y corrida de Malargüe (Kozłowski et al. 1993). En la zona afloran la Formación Puesto Araya integrada por sedimentitas marinas de litologías variadas tales como areniscas finas, calcarenitas, limolitas, con niveles carbonosos y abundante contenido fosilífero y la Formación Auquillo, también de origen marino, constituida exclusivamente por yeso. Cubren a la secuencia sedimentaria un perfil de espesas capas de rocas volcánicas agrupadas en la Formación Coyocho integrada por basaltos, andesitas basálticas, andesitas, tobas, brechas y aglomerados volcánicos (Sruoga et al. 2005). Estas secuencias meso-

zoicas están cubiertas por espesas capas volcánicas promovidas durante el desarrollo del arco y retroarco volcánico que tuvo lugar desde el Oligoceno hasta el Holoceno medio (Kittl 1944, Groeber 1947). Gerth (1926) describe al volcán Overo como un volcán de escudo más que un canal volcánico, que ha sido fuertemente desgastado, donde las extensas capas de lavas volcánicas están cubiertas por hielo. Groeber (1947) encuentra mantos basálticos, alternados con andesitas en la ladera occidental de dicho volcán.

Durante el Pleistoceno, la zona de estudio estuvo afectada por sucesivos avances glaciares cuyos registros fueron

destacados por Groeber (1947), Capitanelli (1960) y Stingl y Garlef (1985). Estos depósitos glaciares fueron fuertemente afectados por grandes movimientos en masa como la avalancha de rocas del arroyo de Las Ánimas (Rosas y Fauqué 2008), la avalancha de rocas del arroyo de Los Caballos (Rosas y Fauqué 2008) y el megaflujo del arroyo Malo (Gosse 1995, Rosas y Fauqué 2010). Los cuerpos de hielo ocupaban un área de 185.93 km² en la cuenca del río Atuel, de los cuales 148 km² corresponden a hielo descubierto y el resto a hielo cubierto por detrito (Cobos 1983). Recientemente el ING (2018) reporta 389 geoformas glaciares que cubren una superficie englazada de 115.51 km² para el periodo 2010/2011 lo que representa el 3% del área total. Fluctuaciones de estos cuerpos de hielo fueron llevadas a cabo por Cobos y Boninsegna (1983) y Le Quesne et al. (2009).

METODOLOGÍA

A fin de comprender la génesis y evolución del dique natural que represa la laguna Atuel se realizaron análisis geoespaciales mediante teledetección facilitados por la buena conservación que tienen las geoformas en los áridos Andes Centrales. Se discriminaron los principales depósitos cuaternarios y se distinguieron las principales formas del terreno glaciar utilizando pares de fotos aéreas correspondientes a vuelos realizados en la década de 1960. Además, se utilizaron imágenes satelitales Landsat e imágenes de Google Earth para comparar morfologías. Se realizó un esquema geomorfológico que muestra los depósitos relícticos de origen glaciar y aquellos generados por procesos de remoción en masa. La interpretación realizada se verificó en el campo donde se relevaron los diferentes depósitos teniendo en cuenta las características litológicas y sedimentológicas (distribución granulométrica, tamaño de los cantos rodados, porcentaje de matriz, contexto litológico, contenido de matriz, redondez de los bloques/clastos, grado de selección y presencia de estrías) siguiendo la metodología descrita en estudios similares (Abele 1984, Hewitt 1999, Reznichenko et al. 2012). En particular, se contabilizó el porcentaje de matriz y el tipo de litología de los cantos rodados en un área graduada de 1 metro cuadrado. Se describieron perfiles estratigráficos en diferentes estaciones de observación a lo largo del río Atuel analizando los aspectos sedimentológicos, la trama y la disposición de los diferentes depósitos tratando de encontrar una evolución lateral de facies a lo largo del recorrido del material movilizado. Aunque los depósitos de avalancha de rocas se caracterizan por su naturaleza caótica, podrían mostrar algunas estructuras internas como fracturas en forma de rompecabezas, ordenación

Cuadro 1. Parámetros estimados para la Avalancha de rocas La Laguna.

Área Total	1657243	m ²	Run up	50 m
Volumen	56 x 106 m ³	Diferencia H	930	
Run out	5 km	H/L		0.19 -0.167

inversa, pseudolaminación, capas cizalladas, fragmentación de la roca, capas basales alteradas, matriz con distribución granulométrica de tipo fractal y facies mixtas (Yarnold y Lombard 1989, Dufresne et al. 2016, Strom y Abdрахmtov 2018, Zeng et al. 2019).

Se estimaron los principales parámetros morfológicos (trayectoria, alcance y área) del depósito analizado (Cuadro 1). Se utilizaron estudios crono-estratigráficos para comprender la evolución del dique natural y se analizó la situación actual de la laguna Atuel en función de la estabilidad. Se estimó el posible pico de descarga a través de la fórmula de Costa y Schuster (1987): $Q = 0.0158 PE^{* 0.41}$ donde: Q es pico de descarga en m³/segundo y PE es la energía potencial (joules). Para la estimación de la energía potencial del agua represada se calculó el volumen del lago a partir del área actual asumiendo una profundidad de 90 m en función de estimaciones en el lugar, con un peso específico del agua (9800 N/m³) y la altura del dique (160 m).

CARACTERÍSTICAS DEL DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ROCAS

La avalancha de rocas que represó el río Atuel dando origen a la laguna Atuel se generó en la ladera occidental del volcán Overo (4804 m s.n.m.) evidenciada por una enorme escarpa o acantilado vertical en forma de cuchara expuesta en la cara oeste del edificio volcánico (Fig. 2). La cicatriz o zona de arranque tiene una longitud de 1000 m con una pendiente de 56% en promedio, aunque los bancos de basaltos cuspidales reposan con pendientes de hasta 85% en la parte superior de la ladera. Esta escarpa expone capas de vulcanitas bien preservadas que permiten apreciar muy bien la estratigrafía original previa al colapso.

La masa rocosa desprendida superó desniveles de caída inicial cercanos a los 600 metros. Recorrió una distancia cercana a los 1500 m atravesando el valle glaciar franqueando depósitos glaciares (morenas) adosados en los laterales del valle y remontó (run up) en la ladera opuesta superando los 200 m (Fig. 3). La energía involucrada en el movimiento permitió que parte de la masa rocosa movilizada se encauzara por el valle aguas abajo hasta alcanzar alrededor de 5 kiló-

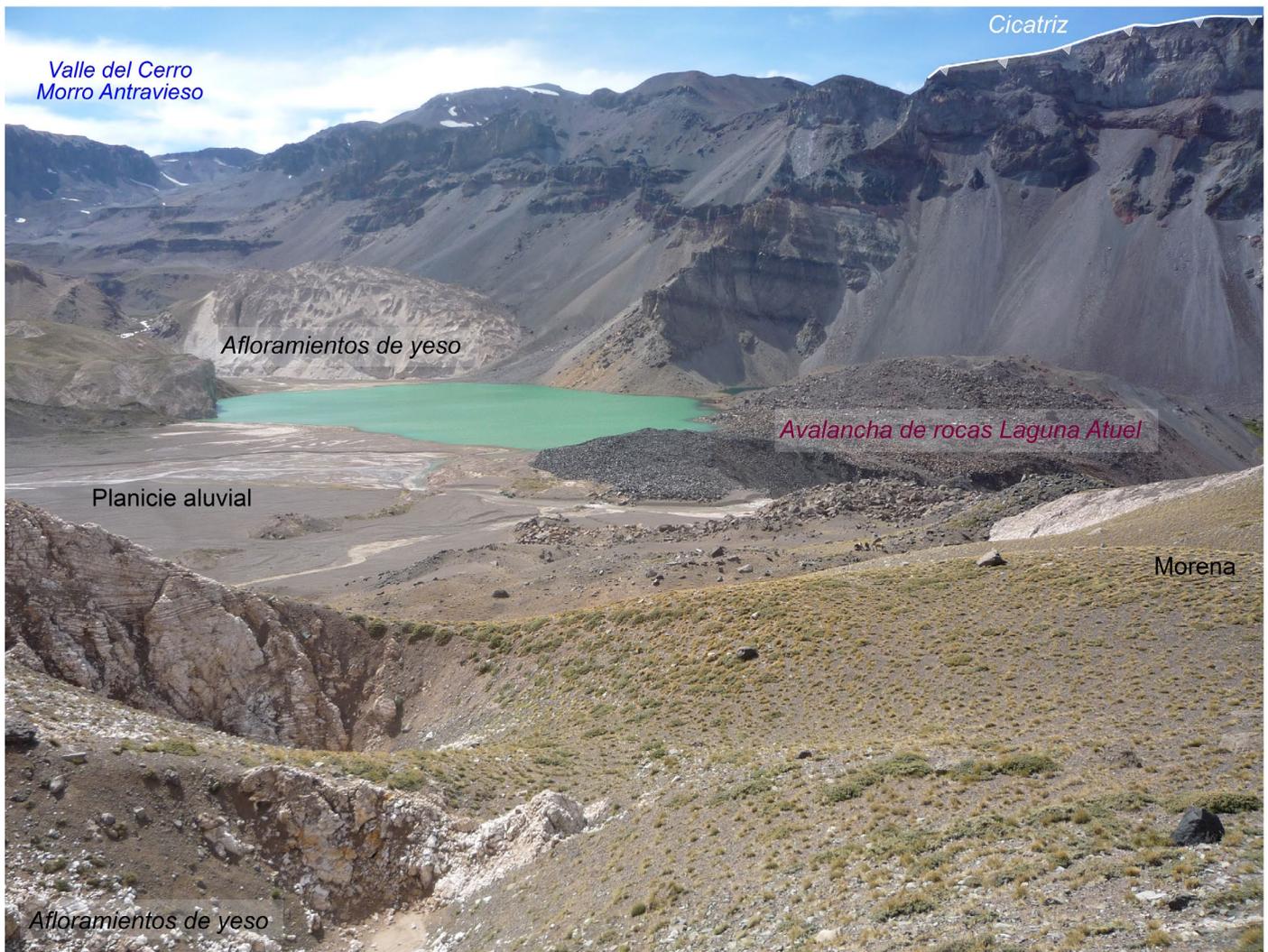


Figura 2. Fotografía hacia el noroeste indicando la zona de arranque de la avalancha de roca que represa la laguna Atuel. Se observa la planicie aluvial en el sector distal del valle del glaciar de la Laguna y los afloramientos de yeso que caracterizan la margen izquierda del valle que proviene del cerro Morro Antravieso.

metros. Se estima un coeficiente de fricción o movilidad de la avalancha (relación H/L) relativamente bajo según la literatura, entre 0.167 a 0.18, dependiendo de los desplazamientos mínimos o máximos que se consideren en la estimación, lo cual implicaría una alta movilidad del flujo distal. 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 depósito de avalancha.

La disposición de las distintas litologías dentro del depósito que formó el dique natural, refleja una estrecha relación con la estratigrafía original de la zona de arranque. Esto permite diferenciar cinco sectores a lo largo del perfil longitudinal del depósito de avalancha (Figs. 3 y 4).

Sector 1

Es el más proximal a la escarpa de arranque y está sepa-

rado 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. 4b). 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 (Fig. 4c).

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 (Fig. 4c). El depósito lo constituyen bloques muy angulosos con escaso material fino intersticial. Se destacan grandes prismas de basaltos columnares (Fig. 4c). 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 el río Atuel desagua la laguna a través de un estrecho canal de aproximadamente 5 m de ancho. La litología está representada casi exclusivamente por bloques de basaltos negros, de notable forma prismática, debido a una disyunción colum-

nar que puede observarse también en la zona de arranque (Fig. 4b). Los prismas tienen longitudes que alcanzan los 5 m y se disponen de manera caótica, apoyando unos sobre otros, sin la presencia de material intersticial. En este sector existen depresiones con forma de embudo con dimensiones que varían entre 10 y 15 m de profundidad y 25 a 30 m de diámetro (Fig. 2) que reflejan un proceso de disolución en el sustrato yesífero que lentamente van modificando la posición de los prismas de basalto alineándolos según el hundimiento. La existencia de estas formas de disolución, preocupan considerando su efecto en la estabilidad del dique natural.

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 (Fig. 4b). 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 (Figs. 3 y 5b). 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. De esta manera el valle quedó relleno con un depósito a lo largo de 5 km. 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



Figura 3. Fotografía hacia el sur mostrando la Avalancha de Rocas Laguna Atuel (ARLA) con los diferentes sectores identificados en función de la variación lateral de las facies.

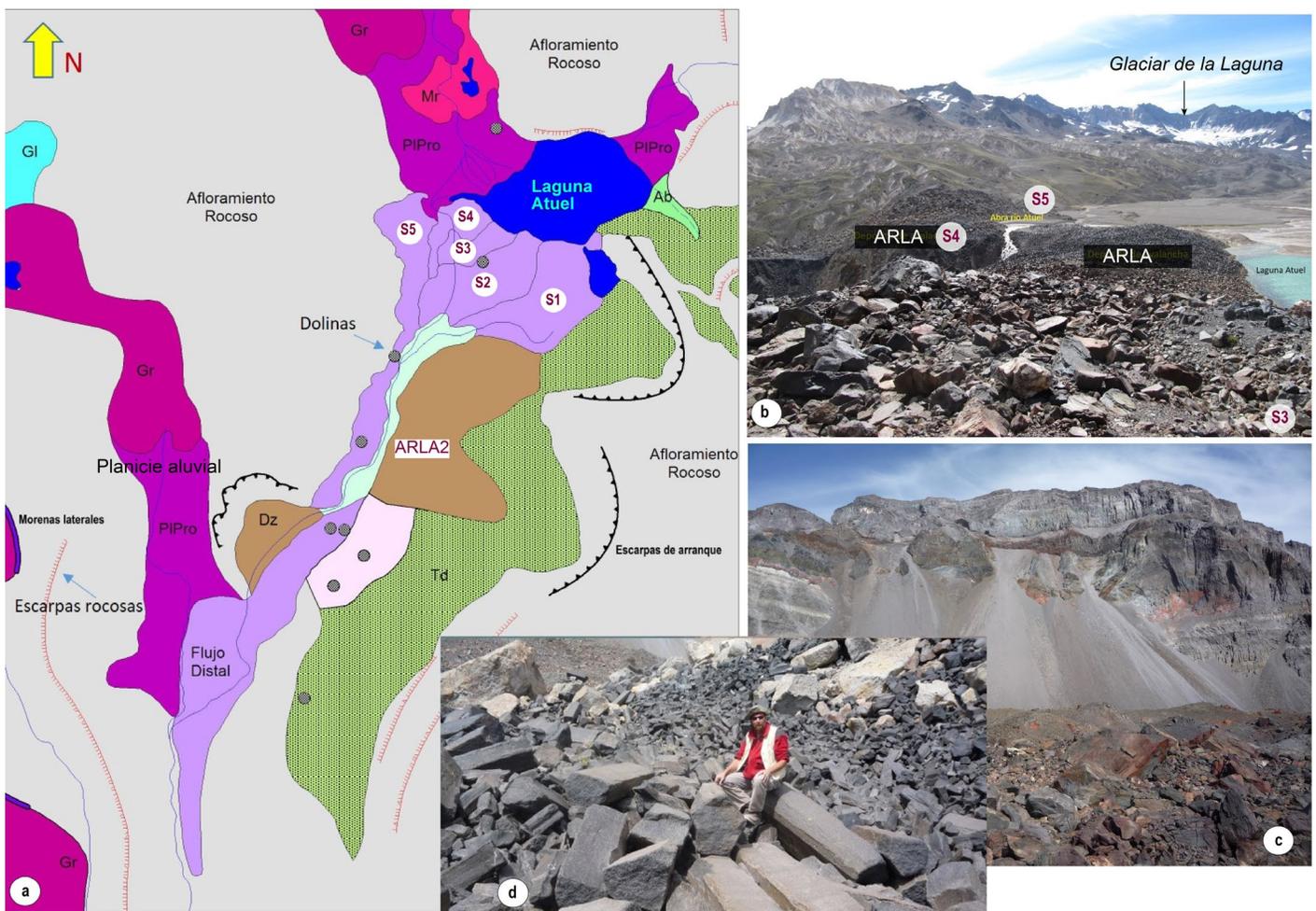


Figura 4. a) Mapa geomorfológico del sector estudiado donde: Ab: abanico aluvial, PIPro: planicie aluvial proglacial, Mr: morena lateral, Gr: glaciar rocoso, Gl: glaciar descubierto, Dz: deslizamiento, Tc: talus conos o conos de deyección, ARLA 2: Avalancha de roca Laguna Atuel 2 y la Avalancha de roca Laguna Atuel (ARLA) es representada por sus facies S1 a S5 y su flujo distal; b) Fotografías de los sectores distales (S4 y S5) de la avalancha de rocas, c. Fotografías de los sectores proximales de la avalancha de rocas (S3), y d. detalle de los prismas de basalto.

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 producto de la disolución del sustrato yesífero. En los cortes se observan bloques angulosos de volcánitas 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, incidido en el depósito de la avalancha, es estrecho y su planicie aluvial muestra un predominio de los bloques de lavas oscuras descriptas en el sector 4 con disyunción columnar. Si bien, la avalancha descripta (ARLA) fue el evento de mayor relevancia, es importante destacar la ocurrencia de otro evento posiblemente más antiguo, ubicado inmediatamente aguas abajo, de características similares (ARLA2), pero de dimensiones significativamente menores (Figs. 4a y 5). De igual modo que el anterior, logró atravesar

el estrecho valle, pero parece haber sido rápidamente erosionado por la acción fluvial.

ORIGEN Y POSIBLES CAUSAS DE LA AVALANCHA DE ROCA

La avalancha de rocas de la Laguna Atuel (ARLA) se encuentra en relación estratigráfica con dos niveles de morenas laterales preservadas a lo largo del valle del río Atuel, aguas arriba y abajo de la laguna como señaló Corte (1979). En particular el nivel morénico inferior asumido como más joven es el que fue arrasado por el espectacular colapso de la ladera occidental del volcán Overo. En el sector proximal, el depósito de la avalancha de rocas está apoyado sobre la morena más joven; mientras en el sector distal, parte de la morena ha sido erosionada y movilizada por la avalancha. Sin embargo, se desconoce las edades de estos avances glaciares debido

a la falta de fechados en este sector del valle del río Atuel. Aunque en función de la altura de estos niveles de till podrían correlacionarse con los avances neoglaciares establecidos un poco más al sur en los valles del Azufre y El Peñón (35°S) (Espizúa 2005). Esta autora registra dos avances neoglaciares en el valle del Azufre a los 5.7 ka BP y 4.7-4.3 ka BP, asociados a morenas laterales-terminales bien conservadas a 2460 y 2470 m.s.n.m., respectivamente, que se ubican a 2 km del frente del glaciar principal. Edades similares se encontraron para los avances del valle de El Peñón, datados en 4.4 ka BP y 2.5-2.2 ka BP, asociados a morrenas que terminan a 2450 y 2480 msnm, respectivamente. Estas edades concuerdan con la datación obtenida por radiocarbono en trozos de madera extraídos de unos niveles lacustres próximos a la laguna Atuel que arrojó una edad de 3195 ± 135 años AP (Garleff y Stingl 1994).

En función de los fechados existentes hasta el momento se infiere una edad Holocena tardía (~3000 años) para la avalancha de rocas Laguna Atuel que posiblemente ocurrió luego de los avances neoglaciares. El retroceso posterior de las lenguas de hielo debió haber dejado expuesto un relieve en estado inestable o metaestable, vulnerable a rápidas modificaciones por los agentes subaéreos, entre los que se destaca la rotura y colapso de pendientes. Entre los condicionantes y disparadores de tales colapsos que concurren a modificar las pendientes rocosas en el valle superior del Atuel durante ese período están, en primer lugar, las características litológicas del sustrato, en el que las sedimentitas de la secuencia mesozoica deben soportar el peso de una espesa pila de volcanitas desarrollada durante la evolución de los arcos y retroarcos volcánicos que tuvieron lugar desde el Oligoceno hasta el Holoceno medio. En segundo lugar, la erosión glaciaria que empinó las pendientes rocosas, incrementando las alturas de los frentes rocosos, aumentando la sobrecarga del esfuerzo cizallante. Finalmente, la remoción del soporte que representaba el hielo glaciar adyacente a las pendientes, durante los períodos de decrecimiento glaciario, produce el relajamiento del esfuerzo residual (*debutressing*), promoviendo zonas de fallas tensionales paralelas a la cara libre de las pendientes y generando el colapso de las mismas. De este modo se produjeron desprendimientos de enormes volúmenes de masa rocosa que descendieron rápidamente en dirección a los valles principales. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de un disparador sísmico de gran magnitud o eventos asociados a procesos volcánicos del volcán Overo.

Evolución y situación actual de la laguna Atuel

La laguna Atuel se ubica a una altura de 3083 m. s.n.m., altura (Gerth 1926) conectada por un estrecho canal a una

pequeña laguna (5 Ha) circunscripta a una depresión conformada entre el talud de la zona de arranque y el depósito de la avalancha de rocas. Este sistema lacustre recibe aportes del valle del glaciar de la Laguna desde el noroeste y desde del amplio valle del Cerro Morro Antravieso (4590 m s.n.m.) en cuya ladera sur también se desarrolla un importante glaciar descubierto. Corte (1979) describe que las aguas que provienen del primer valle son turbias debido a la gran cantidad de material que transporta y mide durante esa campaña un caudal de 5 m³/s; en el caso del valle del Cerro Morro Antravieso, el agua es clara y el caudal resulta ser más importante. Corte (1979) estima un caudal total aproximado de 10 m³/s ingresando al sistema en ese momento.

Según las capturas de Google de abril de 2019, el cuerpo mayor de agua de la laguna Atuel tiene un diámetro de 3.23 km² y ocupa una superficie 0.47 km². Este tamaño no ha variado en los últimos 40 años, un área similar fue reportada por Gonzalez (1979). Sin embargo, esta laguna parece haber tenido una extensión mucho más grande en el pasado. La gran planicie aluvial ubicada aguas arriba de la represa, con una extensión de 0.16 km², sobre el valle del Cerro Morro Atravieso permite sospechar que la laguna abarcó un 40% más de superficie en el pasado. Esta laguna prehistórica habría ocupado también parte del valle del glaciar de la Laguna donde quedan preservados niveles finos de la antigua laguna. El dique promovido por la obstrucción total del valle alcanzó una longitud cercana a los 1400 m de longitud y una altura máxima aproximada de 70 m.

El cambio de tamaño de la laguna puede atribuirse a una disminución en el aporte de las cuencas alimentadoras, a una mayor evapotranspiración del sistema o a infiltraciones subterráneas de la laguna. Esto sería válido en caso de no existir un desagüe de la laguna, pero la laguna Atuel desagota por un cañadón natural. La obstrucción del valle dio inicio a un proceso de inundación que originó lo que hoy se conoce como laguna Atuel. Los colapsos de rocas y las caídas, seguramente, se sumaron a la erosión fluvial retrocedente que podría asociarse 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 permitió continuar la fluencia del río Atuel (Fig. 5a). Este sector fue dinamitado posteriormente durante el año seco de 1960 para lograr un mayor aporte al caudal del río Atuel. Aún hoy en día se observa los explosivos en las inmediaciones del borde occidental de la laguna, próximo a la salida del valle del glaciar de la laguna (Fig. 5).

Independientemente del ancho del desagüe de la laguna,

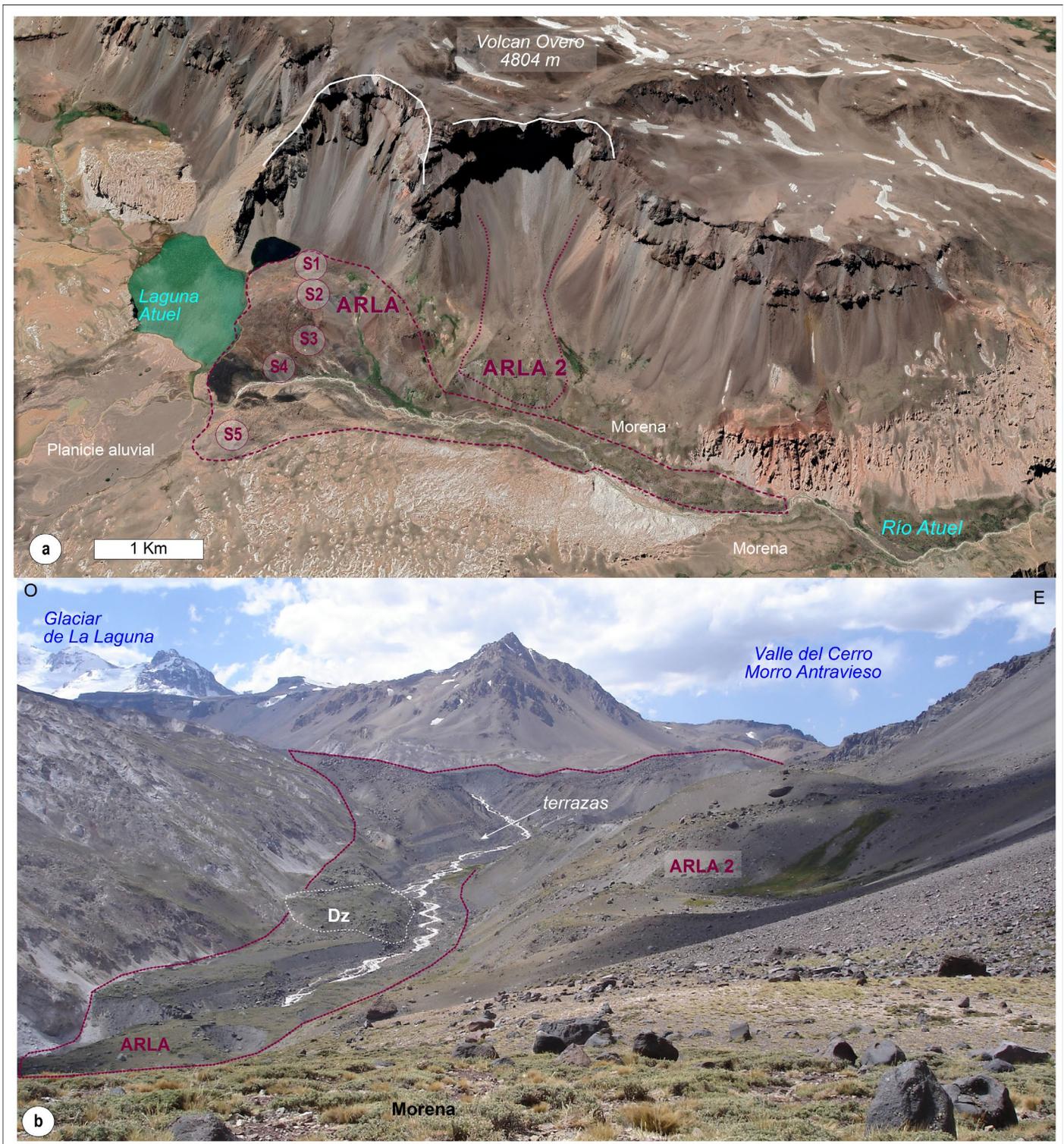


Figura 5. a) Imagen Google Earth indicando la extensión del depósitos de la avalancha de rocas Laguna Atuel (ARLA); b) Fotografía el sector distal de la ARLA donde se observan las terrazas asociadas al rompimiento de laguna Atuel.

es importante comprender si ese drenaje original fue lento o si existió una evacuación brusca de la laguna en el pasado. A lo largo del valle del río Atuel, aguas abajo de la laguna, encontramos niveles erosionados y terrazas con material caótico proveniente del depósito de la avalancha de rocas a ambos

márgenes del valle (Fig. 5a). Estos niveles los hemos interpretado como terrazas de flujos de crecidas (*outburst flood*) asociadas al rompimiento brusco de la laguna Atuel en el pasado. El aluvión resultante alcanzó al menos 7 km aguas abajo, no fue posible constatar mayor extensión en el campo ya

que el valle se confina antes de llegar a la junta con el Arroyo de las Ánimas y luego genera un gran abanico aluvial donde no pudieron diferenciarse los depósitos de la crecida o flujo. Sin embargo, este abanico posiblemente fue construido en parte por dicha crecida.

La longevidad de los represamientos naturales provocados por grandes movimientos en masa, como las avalanchas de roca, puede variar desde minutos a varios miles de años (Costa y Shuster 1987). El tiempo de ruptura de un dique natural y la magnitud del flujo resultante depende de diferentes factores que incluyen el tamaño y la geometría del dique, las características del material que compone el dique natural, la tasa de ingreso de caudal al embalse, la profundidad del lecho rocoso de la represa y la velocidad de filtración a través del depósito. Existen situaciones complejas como la filtración por túneles y canales con un drenaje mayor o la ocurrencia de deslizamientos en los bordes de los embalses que pueden generar un aumento repentino del nivel de agua tal que sobrepase la obstrucción. En el caso de la laguna Atuel cualquiera de estas situaciones de inestabilidad es posible debido a las características del actual dique natural. La configuración del depósito de avalancha de rocas permite clasificar al represamiento de Tipo III (Costa y Shuster 1988), o sea el represamiento involucra tanto al valle principal como valles tributarios, aumentando la amenaza ante posibles rompimiento drástico del dique natural. La disposición de depósito de la avalancha de rocas con fuertes pendientes facilitaría su rompimiento y existe posibilidad de derrame por encima del dique superando la altura máxima del dique. Los sectores de desbordes de la laguna corresponden al canal estrecho que drena la laguna en el pie del depósito de la avalancha de rocas, en la margen derecha del valle, y en el sector de contacto entre la cicatriz y el depósito de la avalancha de rocas, donde se encuentra la pequeña laguna. Esta segunda vía de escape ha sido obstruida por caídas de rocas de tal manera que el flujo se infiltra generando una gran vega que drena hacia el río Atuel. En tanto en el sector del canal principal, la cota máxima del dique se encuentra a 8 m por encima del nivel de la laguna, un aumento de dicho nivel podría comprometer la estabilidad de la represa. No se descartan mayores aportes a la laguna producto de derretimiento de nieve o glaciares ubicados en las cabeceras de la cuenca, además mayores temperaturas son esperables en el contexto del calentamiento global, así como la actividad del volcán Overo podría incidir en las temperaturas del suelo.

Desde el punto de vista composicional, la presencia de yeso en los niveles basales o en el propio depósito de la avalancha de rocas podría favorecer infiltraciones (Corte 1979, González 1979). La conexión de estos conductos subterrá-

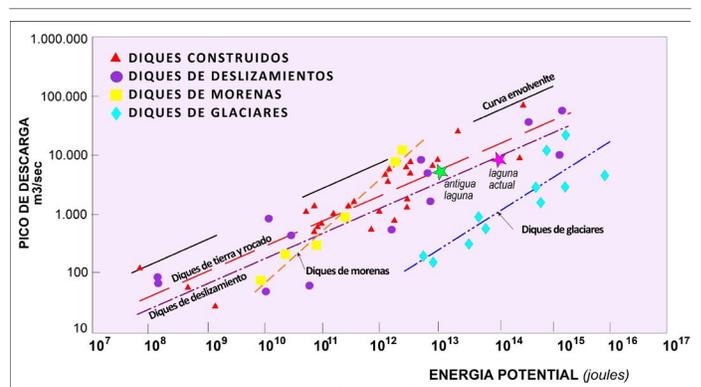


Figura 6. Relación de pico de descarga (m^3/seg) y energía potencial (joules) de diferente tipos de represamientos de la literatura con los valores estimados en caso de la ruptura de la antigua laguna (cruz verde) y de la actual laguna (cruz fucsia). Gráfico adaptado de Costa y Shuster (1988).

neos (cavernas) podría provocar un desagüe brusco del lago o simplemente favorecer el colapso del dique natural al disminuir su resistencia. El proceso de disolución se evidencia claramente con las dolinas y depresiones existentes en los afloramientos de yeso cercanos al sector de desagüe de la laguna (Fig. 4).

Otro propulsor de la inestabilidad del represamiento, es la posible ocurrencia de un nuevo deslizamiento o caída de bloques de rocas sobre la laguna Atuel generados a partir de la actividad sísmica o volcánica. Por otro lado, este espejo de agua se encuentra en un área de claro dominio glacial. El frente del glaciar de la Laguna estaba muy cerca de la laguna Atuel en 1914, aunque retrocede entre 1914 y 1970 alejándose del cuerpo de agua. Sin embargo, un avance extraordinario de 1.4 km experimentado por el glaciar entre 1970 y 1982 fue asociado un avance de tipo “surge” (Cobos y Boninsegna 1983).

El desagüe súbito de este embalse, inducido por rotura del dique, provocaría un importante daño ambiental asociado a la pérdida del espejo de agua y al impacto que el flujo violento aguas abajo causaría. Se estima un pico de descarga aproximado de $7325 \text{ m}^3/\text{seg}$. según la fórmula de Costa y Shuster (1987) para los casos de deslizamientos que tiene un coeficiente de determinación (r^2) de 0.81, que no difiere de lo calculado para el rompimiento de la antigua laguna en $9842 \text{ m}^3/\text{seg}$. (Fig. 6).

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La laguna Atuel se formó a partir de un represamiento natural inducido por una avalancha de rocas originada sobre la margen izquierda del río homónimo, en la ladera occidental del volcán Overo. Existe una única determinación analítica de

la edad radiocarbónica que indica una edad holocena tardía. Originalmente, Corte (1979) propone que el dique natural es una mezcla de material glaciario cubierto por un evento de remoción en masa. Las características intrínsecas del depósito, dadas por una composición litológica de rocas procedentes exclusivamente de los niveles volcánicos del volcán Overo, la falta de selección de tamaños de grano, el porcentaje de contenido de matriz (20-40%), la presencia de clastos y bloques subangulares a angulares, la ausencia de estrías y la presencia de diversas facies sugieren la ocurrencia de un gran movimiento en masa tipificado como una avalancha de rocas. La disposición de las distintas litologías dentro del depósito de avalancha refleja una estrecha relación con la estratigrafía original de la zona de arranque. Esto permite diferenciar cinco sectores a lo largo del perfil longitudinal del depósito. En función de relaciones estratigráficas comprobamos que la avalancha debió arrasar niveles de morenas más antiguas yaciendo relícticas sobre las laderas.

La enorme energía involucrada en el movimiento obligó a la masa rocosa descender hacia el valle obstruyéndolo por completo, remontar la ladera opuesta y la porción distal movilizase aguas abajo alcanzando una distancia aproximada de 5 kilómetros. Se estima que la masa rocosa movilizada alcanzó al menos $56 \times 10^6 \text{ m}^3$. Este movimiento de masa tuvo suficiente energía para cruzar a la ladera oeste del valle y canalizarse aguas abajo por al menos 6.5 km. En cuanto al origen del movimiento, si bien se ha mencionado como disparador el retroceso de las lenguas glaciarias, no se descarta la posibilidad de que haya sido gatillado por otros disparadores como eventos sísmicos de gran magnitud y/o volcánicos asociados a la dinámica evolutiva del volcán Overo.

La laguna Atuel represada por esta avalancha de rocas muestra evidencias de rupturas parciales en el pasado y no se descarta la posibilidad de su desagote drástico. Es importante destacar, aunque no sea temática de este trabajo, la composición y características morfológicas del depósito que constituye el dique de la laguna, sumadas a la alta solubilidad del material yesífero del sustrato donde está apoyado, le confieren a este cierre condiciones de inestabilidad preocupantes. El desagüe súbito de la laguna, inducido por colapso del dique, provocaría un importante daño ambiental por la desaparición del embalse y un flujo de detritos de características catastróficas que descendería a gran velocidad por el valle e impactaría violentamente en las obras de infraestructura previstas 8 km aguas abajo para donde se ha planificado la construcción del túnel internacional Paso de Las Leñas. El caudal de descarga estimado groseramente se asemeja a las inundaciones registradas de eventos catastróficos registrados en el mundo, aunque es 5 veces menor al pico de descarga re-

gistrado en el caso de la laguna de Carri Lauquen (33000 m³/seg.) (e.g. Ramos 2017).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR por financiar las campañas a la zona de estudio y a los geólogos Luis Fauqué, Ángel Jara y Carlos Wilson, quienes participaron de las mismas. Agradecemos a la familia Araya por su valiosa colaboración en la logística brindada en la zona de estudio. Financiamiento adicional corresponde al PIP 2427 liderado por Moreiras.

REFERENCIAS

- Abele, G. 1984. Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* 11: 17-30.
- Antinao, J.L. y Gosse, J. 2009 Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104 (3–4): 117-133.
- Capitanelli, R.G. 1960. El río Atuel en su curso de montaña *Boletín de Estudios Geográficos* 29 (7): 211-289.
- Cobos, D. 1983. Inventario de glaciares de la cuenca del río Atuel. IANIGLA-CONICET. Mendoza, Argentina. 29 p.
- Cobos, D.R. y Boninsegna, J.A. 1983. Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River basin, Mendoza, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 1: 61-82.
- Corte, A.E. 1979. Informe sobre las condiciones Glaciológicas y Geológicas de la zona de la Laguna del Atuel, Glaciar de la Laguna del Atuel, Mendoza. Superintendencia de Irrigación de la Provincia de Mendoza. Informe inédito.
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1987. The formation and failure of natural dams, US GEOLOGICAL SURVEY Open-File Report 87-392
- 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 Hungr, O. 1986. The debris of the Frank slide and theories of rockslide-avalanche mobility. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23(3): 425-432
- Dufresne, A., Bösmeier, A. y Prager, C. 2016. Sedimentology of rock avalanche deposits – Case study and review. *Earth-Science Reviews* 163: 234-259.
- Espizúa, L.E. 2005. Holocene glacier chronology of Valenzuela Valley, Mendoza Andes, Argentina *Holocene* 15(7): 1079-108.
- Gerth, H. 1926. Die Hauptfaktoren in der Entwicklung des morphologischen Bildes der Anden. Begleitwerte zur topographischen Karte der argentinischen Cordillere zwischen dem Rio Diamante und dem Rio Grande. *Petermann's Geographische Mitteilungen*, Heft 5-6.

- González, M.A. 1979. Condiciones de estabilidad del cierre de la laguna Atuel, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (2): 151-158.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2): 141-176.
- Groeber, P. 1954. Bosquejo paleogeográfico de los glaciares del Diamante y Atuel. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9(2): 89-108.
- 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.
- Gosse, J.C. y Evenson, E.B. 1994. Reinterpretation of the evidence for a significant mid-Holocene ice advance in the Rio Atuel valley, Mendoza Province, Argentina *Zeitschrift für Geomorphologie*, 38 (3):327-338.
- Gates, W.C.B. 1987. The fabric of rockslide avalanche deposits. *Bull. Assoc. Eng. Geol.* 24 (3): 389-402.
- Hewitt, K. 1999. Quaternary moraines vs. catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research* 51: 220-237
- Hewitt, K., Gosse, J. y Clague, J.J. 2011. Rock avalanches and the pace of late Quaternary development of river valleys in the Karakoram Himalaya. *Geological Society American Bulletin* 123: 1836-1850.
- Inventario Nacional Glaciares 2018. Informe de la cuenca del río Atuel. Provincia de Mendoza
- Kittl, E. 1944. Estudios geológicos y petrográficos sobre los volcanes de la Región Cordillerana del sur de Mendoza y del grupo del Descabezado, Bs. As., Imp. de la Univ., p. 116.
- 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 Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(18): 235-256, Mendoza.
- Lange, G. 1895. Informe Examen topográfico y geológico de los departamentos de San Carlos, San Rafael y Villa Beltrán, prov. de Mendoza. *Revista del Museo de La Plata* 7: 1-13.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J.A., Rivera, A. y Barichivich, J. 2009. Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 334-344.
- Moreiras, S.M. y Sepúlveda, S.A. 2015. Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°-34°S) and potential hazards. *Geological Society Special Publication* 399: 329-344
- Ramos, V.A. 2017. El aluvión del río Colorado de 1914: Primera contribución geológica de Groeber desde su llegada a la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(1): 9-18.
- Reznichenko, N.V., Davies, T.R.H., Shulmeister, J. y Larsen, S.H. 2012. A new technique for identifying rock avalanche-sourced sediment in moraines and some paleoclimatic implications. *Geology* 49 (4): 319-322.
- Rosas, M. y Fauqué, L. 2010. Megaflujo del Arroyo Malo, tributario del río Atuel, Mendoza, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 614-615, Neuquén.
- Rosas, M. y Fauqué, L. 2008. Avalanchas de rocas en el valle superior del río Atuel, Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Simposio: Movimientos en masa en la Región Andina. *Actas* 1: 311-312, Jujuy.
- Rosas M., Fauqué L. y Wilson C. 2014. Origen de la laguna Atuel, factores que determinan la estabilidad del dique natural. XIX Congreso Geológico Argentino. IV Simposio Regional de Procesos de Remoción en Masa en la Región Andina, Córdoba.
- Sepúlveda, S.A y Moreiras, S.M. 2013. Large volume landslides in the central Andes of Chile and Argentina (32°-34°S) and related hazards. In Genevois, R., Prestinzi, A. (Eds.), *International Conference on Vajont 1963-2013: Thoughts and analyses after 50 years since the catastrophic landslide*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, Book Series 6: 287-294.
- 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.
- Stingl, H. y Garleff, K., 1985. Glacier variations and climate of the Late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentina. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Universitätsverlag Wagner 21: 225-228.
- Strom A.L. y Abdrahmatov K. 2018. Structure and grain-size composition of large-scale bedrock landslides deposits: En: *Rockslides and rock avalanches in Central Asia: Distribution, morphology and internal structure*. Elsevier.
- Subsecretaría de Recursos hídricos (www.hidricosargentina.gov.ar)
- Subsecretaría de Recursos Hídricos 2002. Atlas Digital de los Recursos Hídricos Superficiales de la República Argentina CD-ROM, Buenos Aires.
- Vitali, G. 1940. Hidrología mendocina. Contribución a su conocimiento, Mendoza, p. 138.
- Yarnold, J.C. y Lombard, J.P. 1989. A facies model for large rock-avalanche deposits formed in dry climate. In: *Field Trip Guidebook – Pacific Section- Colburn, IP., Patrick L. Abbott and John Minch (eds). Conglomerates in Basin Analysis: A symposium dedicated to A.O. Woodford*. Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 62: 9-31
- Zeng, Q., Zhang L., Davies, T., Yuan, G., Xue, X., Wei, R., Yin, Q. y Liao L. 2019. Morphology and inner structure of Luanshibao rock avalanche in Litang, China and its implications for long-runout mechanisms. *Engineering Geology*: 260: 105-216.