

SEDIMENTACION COLUVIAL E INESTABILIDAD DE LADERAS EN LOS ANDES DE TIERRA DEL FUEGO

Liliana del Valle ABASCAL¹ y Gustavo GONZÁLEZ BONORINO²

¹ Facultad Regional Río Grande, Universidad Tecnológica Nacional, Tierra del Fuego. E-mail: liliana_abascal@hotmail.com

² Facultad Regional Río Grande, Universidad Tecnológica Nacional y CONICET.

RESUMEN

Los Andes Fueguinos muestran empinadas laderas labradas en rocas deleznable, lo cual favorece la producción de detrito y la inestabilidad del manto coluvial. Se analiza la naturaleza del coluvio en un sector de los Andes Fueguinos y evalúa la amenaza de potenciales deslizamientos coluviales. Por encima de aproximadamente 600 m s.n.m. en las laderas predomina roca firme, libre de vegetación arbórea, y parcialmente cubierta por un coluvio delgado de grano grueso. Por de bajo, un bosque de *Nothofagus* cubre las laderas, implantado sobre un regolito arenoso. Una parte del coluvio forma mantos lobulados con evidencias de solifluxión. Otra parte consiste de conos detríticos que recubren parcialmente a los mantos lobulados y en algunos casos cruzan la línea de bosque. En el bosque, áreas elongadas, carentes de vegetación arbórea, y en partes también de regolito, reflejan cicatrices de remoción en masa. Los mantos lobulados corresponden a glaciares de escombros heredados de la última glaciación y antes de la implantación del bosque hace unos 6 a 7 mil años. Los conos detríticos y las cicatrices en el bosque, producto de *raveling*, avalanchas de nieve y deslizamientos rápidos, son posteriores a la implantación del bosque. La inestabilidad de las laderas se evaluó aplicando los programas de computación LISA y SINMAP. Los resultados indican un grado moderado de amenaza. Los sitios de inestabilidad en las laderas rocosas podrían reflejar la acción de avalanchas de nieve y procesos criogénicos, más que exceso de presión poral de agua.

Palabras clave: *Deslizamientos, LISA, SINMAP, avalanchas de nieve*

ABSTRACT

Colluvial sedimentation and slope instability in the Andes of Tierra del Fuego

The Fuegian Andes show steep slopes carved into friable rocks, a combination that favors debris production and instability of the colluvium. This paper analyzes the nature of the colluvium in a segment of the Fuegian Andes and evaluates the hazard of potential colluvial landslides. From the crest down to elevations of about 600 m a.s.l., firm rock is partially covered by a thin coarse-grained colluvium. At lower altitudes a *Nothofagus* forest covers the slopes, underlain by a sandy regolith. Part of this colluvium forms lobate sheets with evidence for solifluxion. Another part consists of talus cones that partly cover the sheet deposits and in some cases pierce the treeline, invading the forested slopes. Below the treeline develop elongated strips lacking trees, and in parts also regolith, that are interpreted as landslide scars. It is postulated that the lobate sheet deposits correspond to relict rock glaciers that were active in the last glaciación, before encroachment of the forest around 6 to 7 thousand years ago. The talus cones and the scars within the forest witness the action of *raveling*, snow avalanches and landslides, and developed after the forest had been implanted. Slope instability was evaluated employing the computer programs LISA and SINMAP. The results from both methods agree in indicating a moderate landslide hazard. Instability sites in the upper rocky slopes were mostly classified by SINMAP as occurring in unsaturated soil. This may mean that they were induced by snow avalanches and cryogenic processes, instead of an excess of pore water pressure.

Keywords: *Landslides, LISA, SINMAP, snow avalanches*

INTRODUCCIÓN

Los Andes Fueguinos (Fig. 1) se caracterizan por abruptas laderas que conectan artozas glaciarias del Pleistoceno a cotas cercanas al nivel del mar, como la que ocupa el lago Fagnano, con agudas crestas a alturas de 1100 m s.n.m. Un bosque de *Nothofagus* tapiza las laderas hasta la línea de bosque (*treeline*), que mayormente corre entre 550 y 650 m s.n.m. Hacia la lí-

nea de bosque la vegetación arbórea adquiere características de *krummbolz*, con ejemplares de lenga (*Nothofagus pumilio*) achaparrados pero con troncos gruesos. El bosque está implantado sobre un coluvio arenoso, parcialmente edafizado interrumpido localmente por afloramientos de roca firme. Los tramos de ladera por debajo de la línea de bosque se designan aquí 'laderas boscosas'. Las laderas boscosas ocupan el 64 % del área de

estudio (2400 km²). A cotas superiores a la línea de bosque la vegetación es escasa y de tipo tundra, dominada por musgos y líquenes (Barrera *et al.* 2000, Frangi *et al.* 2005). En estos tramos superiores de las laderas aflora roca firme, cubierta parcialmente por un delgado manto coluvial de grano grueso, hasta tamaño bloque. En este coluvio se reconocen lóbulos de solifluxión, conos detríticos, y derrubio de falda (Strelin e Iturraspe 2007). Las la-

deras superiores se designan aquí 'laderas rocosas'; este tipo de ambiente ocupa en 36 % del área de estudio (1370 km²).

En las laderas se producen avalanchas de nieve y fenómenos de remoción y transporte de detrito, que se manifiestan por caídas de roca, por surcos erosivos en la roca firme, por la presencia de montículos de derrubio coluvial, y por la destrucción parcial de la cubierta arbórea. Autores previos han llamado la atención sobre el peligro de deslizamientos de nieve y detrito (p. ej., Iturraspe *et al.* 2007, Moreira y Coronato 2010) pero sin ofrecer un análisis de los procesos físicos involucrados ni una evaluación cuantitativa de esta amenaza.

El presente estudio tiene dos objetivos que se complementan. El primer objetivo es describir e interpretar las geofor-mas y los depósitos coluviales e insertarlos en una secuencia temporal, con el fin de comprender la evolución morfológica y sedimentaria de este segmento de los Andes en el Holoceno. El interés principal de esta tarea es la identificación de depósitos activos e inactivos, con implicancia directa en la evaluación de la susceptibilidad del manto coluvial a generar movimientos de ladera (*landslides*; Varnes 1978, Hutchinson 1988).

El segundo objetivo de este trabajo es la evaluación de la inestabilidad del coluvio mediante dos técnicas de amplia difusión y acceso gratuito: LISA (*Level I Stability Analysis*; Hammond *et al.* 1992) y SINMAP (*Stability Index MAPing*; Pack *et al.* 2005). Ambas técnicas se basan en un modelo de plano infinito de deslizamiento (*infinite plane slope model*; Hammond *et al.* 1992) y suponen que, manteniendo otros parámetros constantes, una presión poral de agua localmente elevada es el factor desencadenante de la desestabilización. Tanto LISA como SINMAP están diseñados para evaluar la estabilidad de laderas a la escala del paisaje, es decir, en áreas de una a varias decenas de kilómetros cuadrados.

Las avalanchas de nieve son competentes para transportar detrito y construir cuerpos sedimentarios (Rapp 1959, Sae-mundsson *et al.* 2008). Presumiblemente,

el peso y la fricción de la nieve en movimiento sobre el coluvio podrían inducir su deslizamiento sobre un plano basal o interno. Este factor, independiente de la presión poral de agua, no está contemplado en LISA y SINMAP; los resultados del presente estudio permitirán evaluar la incidencia de este mecanismo de transporte en la modelización.

Esta es la primera evaluación a escala regional de la amenaza de deslizamientos en los Andes Fueguinos. El estudio se restringe a laderas naturales y no incluye las frecuentes y dañinas caídas de roca estimuladas por la acción humana, por ejemplo en los contrataludes de la ruta nacional N° 3, que une Ushuaia y Tolhuin atravesando los Andes (Fig. 1b). Los resultados del estudio sedimentológico y de la modelización indican que la amenaza de deslizamientos es moderada y mitigable con un plan de prevención adecuado, el cual debe incluir la protección del bosque.

CONTEXTO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El área de estudio comprende los Andes Fueguinos entre los meridianos de 68,80°O y de 67°O, y entre el canal Beagle y el faldeo septentrional de la sierra Beauvoir, inmediatamente al norte del lago Fagnano (Figs. 1b y 2b). El límite occidental del área ingresa en territorio chileno con el fin de incorporar varios sitios con evidencias de inestabilidad. El área de estudio incluye las mayores alturas y los mayores gradientes topográficos del sector argentino de la Isla Grande de la Tierra del Fuego, así como la casi totalidad de las actividades y construcciones humanas en los Andes Fueguinos.

Marco climático

El clima actual es templado-frío y húmedo (tipo Cfc - Subpolar oceánico, en la clasificación de Köppen; McKnight y Hess 2000), dominado por el ingreso de masas de aire húmedo arrastradas por los vientos dominantes del oeste (Tuhkanen 1992, Paruelo *et al.* 1998). La temperatura media anual es de unos 5 °C al nivel del mar y desciende a 0 °C a unos 1000

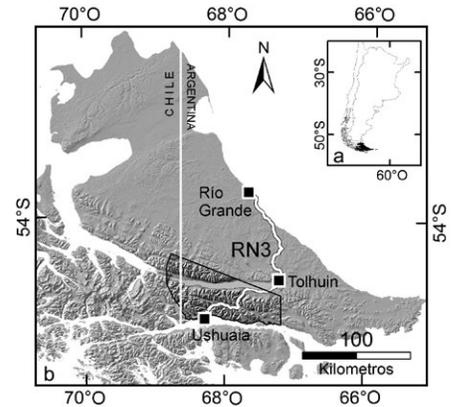


Figura 1: a) Situación regional de la Isla Grande de la Tierra del Fuego (área grisada); b) Relieve de la Isla Grande basado en un modelo digital de elevación ASTER GDEM. Los Andes Fueguinos ocupan el sector austral de la isla. El área de estudio está delimitada y se destaca por el tono más oscuro que el resto de la isla. Tolhuin está en el extremo oriental del lago Fagnano (área en gris claro, sin relieve). Ushuaia se ubica en la ribera septentrional del canal Beagle. La ruta nacional n° 3 (RN3) cruza el área de estudio, uniendo Ushuaia con Río Grande.

m s.n.m. (Strelin e Iturraspe 2007). Las precipitaciones, fuertemente controladas por el relieve, varían de 550 mm/año en el flanco austral de los Andes, alrededor de Ushuaia, a unos 1000 mm/año en la divisoria de aguas de la sierra Sorondo, para descender a unos 300 mm/año sobre el flanco septentrional de la cordillera; aproximadamente un tercio de las precipitaciones caen como nieve (Iturraspe *et al.* 2007).

Tierra del Fuego estuvo total o parcialmente englazada durante la mayor parte del Cuaternario (Caldenius 1932, Rabassa *et al.* 2000). El avance más reciente corresponde a la Última Glaciación, con climax en 20 ka AP, aproximadamente (Rabassa *et al.* 2000). El área de estudio habría estado mayormente cubierta por hielo glaciar hasta aproximadamente 14 ka AP (McCulloch *et al.* 2000), por lo cual se puede inferir que en ella existieron condiciones de permafrost hasta esa época (Trombotto 2002). El relieve actual de los Andes Fueguinos fue mayormente modelado por glaciares que exhondaron profundos surcos (Fig. 2a), los cuales luego fueron rellenados por depósitos glaciogénicos, fluviales y de turberas (Rabassa *et al.* 2000). Hacia fines del Pleistoceno se

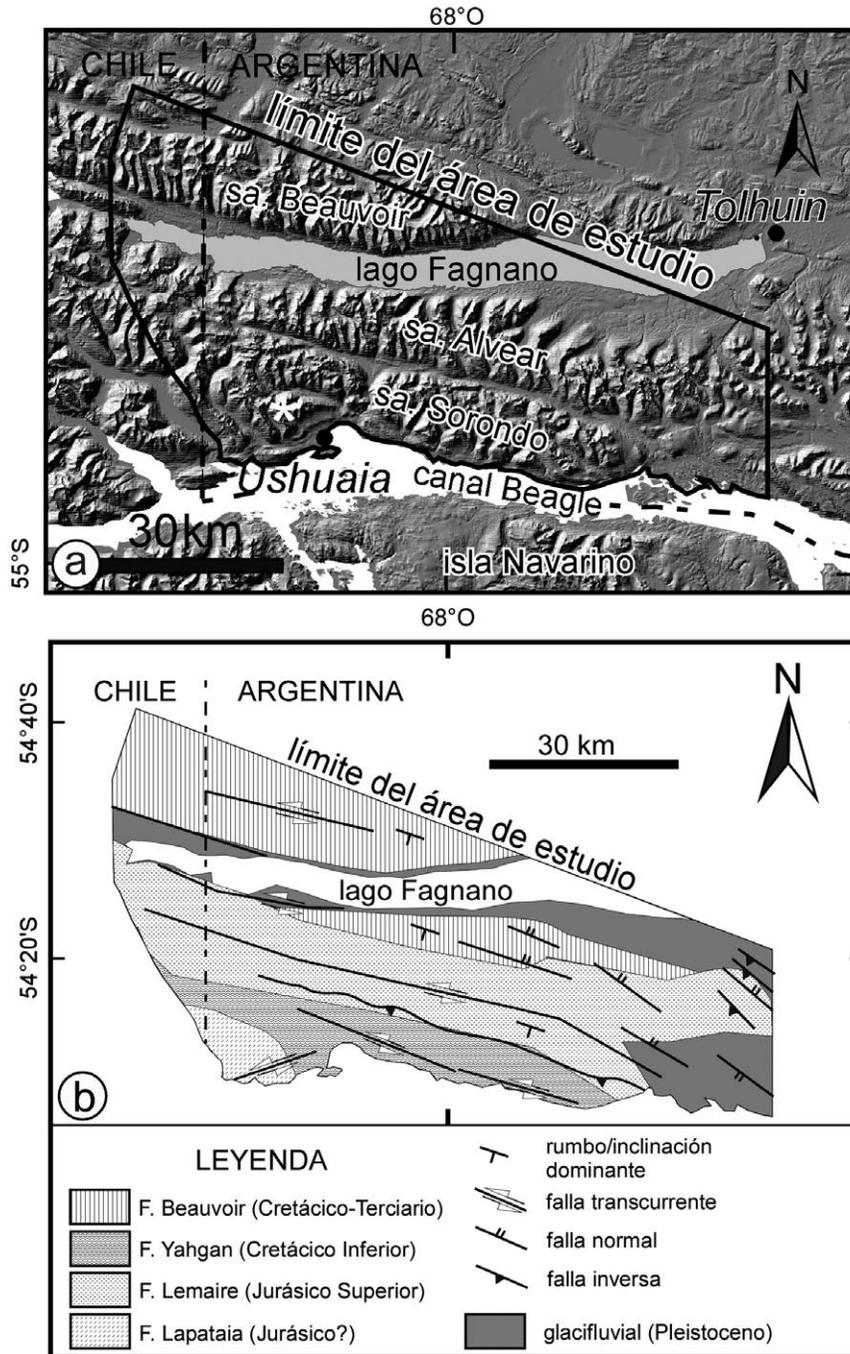


Figura 2: a) Topografía del área de estudio, con base en una imagen ASTER GDEM 30 m. Se indica el límite del área de interés. La posición de los montes Martial, al noroeste de Ushuaia, está indicada con un asterisco en blanco; b) Geología simplificada del área de estudio (basado en SEGEMAR 2007, Menichetti *et al.* 2008, y Capaccioni *et al.* 2013).

habría iniciado una franca mejoría climática en esta región, que conllevó el retiro de los glaciares, el fin de la condición de permafrost, y el avance del bosque sobre las laderas hace unos 6 a 7 ka AP (McCulloch *et al.* 2000).

Marco geológico

La cordillera fueguina comprende un núcleo de rocas metamórficas del Mesozoico, parcialmente cubierto en su flanco septentrional por estratos sedimentarios del Cretácico Superior-Terciario (Caminos 1980). Simplificando, se distinguen

cuatro conjuntos litológicos en este núcleo (Fig. 2b; SEGEMAR 2007, Menichetti *et al.* 2008). (a) En el suroeste afloran rocas de moderado grado metamórfico, del Jurásico o más antiguas (Formación Lapataia), que están muy poco representadas en el área de estudio; (b) bordeando el canal Beagle, y conformando los contrafuertes australes de la sierra Sorondo, afloran pizarras de la Formación Yahgan (Cretácico inferior); (c) inmediatamente al norte, en los faldeos septentrionales de la sierra Sorondo y los australes de la sierra Alvear, están expuestas metavolcanitas de la Formación Lemaire (Jurásico Superior), y (d) las serranías de Alvear y Beauvoir, a ambos lados del lago Fagnano, exponen areniscas y lutitas marinas de la Formación Beauvoir y más jóvenes (Cretácico a Terciario inferior). Estas cuatro unidades litológicas son las formadoras del relieve elevado. Los valles y llanos están mayormente cubiertos por depósitos glacifluviales del Pleistoceno y por turbales del Holoceno.

La fase principal de elevación de los Andes Fueguinos ocurrió entre el Cretácico tardío y el Terciario temprano, cuando una compresión regional norte-sur generó una estructura imbricada de pliegues y corrimientos con vergencia al noreste e inclinaciones entre 40° y 60° al sudoeste, y un clivaje de rumbo NO-SE e inclinación hacia el sur afecta los estratos del Mesozoico y del Terciario inferior (Menichetti *et al.* 2008). Una inspección expeditiva de campo indica que la densidad del clivaje es una diez veces mayor en las pizarras de la Formación Yahgan que en las metavolcanitas de la Formación Lemaire. A partir del Oligoceno, la región estuvo afectada por fallas transcurrentes de rumbo aproximadamente este-oeste, asociadas con el desarrollo del arco de Scotia (Fig. 2b; Klepeis 1994).

EVIDENCIAS DE REMOCIÓN EN MASA DE NIEVE Y DETRITO

En la zona de estudio, los cordones mayores tienen orientación ONO-ESE, paralela al rumbo del fallamiento trans-

currente iniciado en el Oligoceno. De estos cordones se desprenden crestas con orientación dominante NNO-SSE (se midieron 44 crestas de más de 5 km de largo), las cuales separan laderas con pendientes mayormente entre 17° y 39° en sus tramos medios y altos. En posiciones cercanas a las crestas, y localmente a media ladera, escarpas de roca firme sostienen pendientes mayores.

El ángulo de reposo de detrito granular es similar al de nieve, con un rango de 25° a 50° (Hammond *et al.* 1992, McClung y Schaerer 2006); las pendientes de las laderas en la zona de estudio cubren este rango. En los meses de invierno (junio a septiembre) las laderas quedan mayormente cubiertas por nieve. No obstante, las avalanchas de nieve no parecen ser muy frecuentes en esta región; sólo hay unos pocos casos documentados (Mundo *et al.* 2007, Onorato *et al.* 2011; en el texto que sigue se empleará el término 'alud' específica y exclusivamente para movimientos en masa de nieve, con o sin detrito). Hondonadas pandas y longilíneas labradas en la roca firme y orientadas a favor de la pendiente, son atribuidas a erosión por aludes, por comparación con geofomas similares en otras regiones (cf., Rapp 1959). En cambio, no han sido reconocidas en el área de estudio geofomas deposicionales atribuibles a transporte de detrito por aludes (p. ej., *avalanche boulder tongues*; Rapp 1959, Owen *et al.* 2006). El ingreso de algunos aludes en la zona de bosqueha quedado evidenciado por la destrucción parcial de árboles y el transporte de bloques de roca aislados (Mundo *et al.* 2007, Onorato *et al.* 2011).

El coluvio comprende tres tipos de depósito: mantos detríticos lobulados, conos detríticos (*talus cones*; Fairbridge 1968), y regolito indiferenciado. Los mantos detríticos lobulados ocupan los tramos bajos y medios de las laderas rocosas, dando lugar a amplias indentaciones en la línea de bosque (Fig. 3a). El detrito en los mantos proviene de la disgregación de roca firme pendiente arriba; la fuente de alimentación es lineal, distribuida a lo largo de la ladera alta. Los mantos detríticos ocupan menos del 5 % de la superficie de

las laderas inspeccionadas.

Depósitos de mantos detríticos lobulados están expuestos en las laderas de los montes Martial, 10 km al oeste de Ushuaia (Figs. 2a y 3a). Allí consisten de clastos angulosos, mayormente entre 0,2 y 0,5 m de largo, con bloques aislados de hasta 2 m de largo. Las superficies de estos cuerpos sedimentarios muestran angostas terrazas de 3 a 10 m de ancho, levemente inclinadas

hacia el cerro y transversales a la pendiente, una morfología típica de depósitos afectados por solifluxión (cf., Berthling 2011). Los troncos de lenga en el *krummbolz* raramente muestran rasgaduras atribuibles a golpes de rodados y, en cambio, se observan muchos clastos grandes en posiciones inestables pocos metros pendiente arriba de la línea de bosque. No hay evidencia, pues, de que el *krummbolz* haya actuado co-

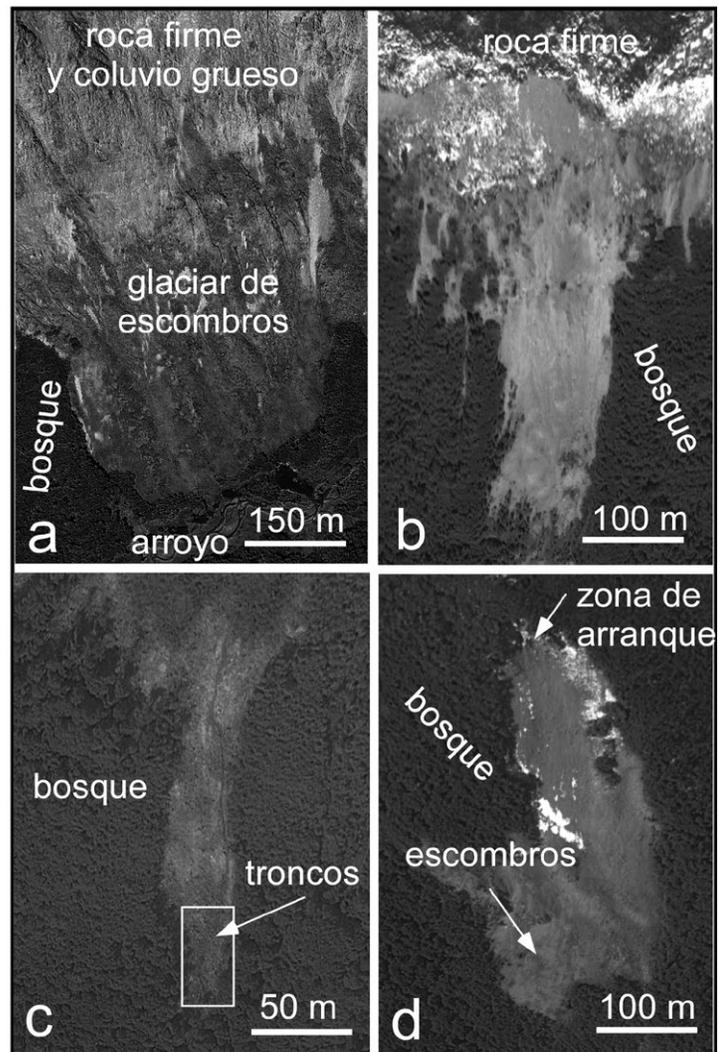


Figura 3: a) Manto detrítico lobulado con cubierta vegetal incipiente. El faldeo mira hacia el norte. El lóbulo ha llegado al pie de la ladera. Imagen tomada de Google Earth, $54,772^\circ\text{S}$, $68,391^\circ\text{O}$, con acceso el 29/10/2013; b) Coalescencia de conos detríticos formando un manto sobre el tramo superior de la ladera rocosa. Se distinguen las fuentes puntuales de alimentación. En el centro un cono mayor invade el bosque, mientras que a los costados lo hacen expansiones menores. El faldeo mira hacia el noreste. Imagen tomada de Google Earth, $54,716^\circ\text{S}$, $68,235^\circ\text{O}$, con acceso el 29/10/2013; c) Cicatriz en el bosque. La cubierta arbórea ha sido eliminada sin mayor remoción de suelo mineral. Numerosos troncos caídos y orientados a favor de la pendiente se encuentran en el extremo distal. El faldeo mira hacia el norte. Imagen tomada de Google Earth, $54,816^\circ\text{S}$, $68,502^\circ\text{O}$, con acceso el 22/02/2014; d) Cicatriz en el bosque. La cubierta arbórea ha sido eliminada, junto con parte del suelo mineral. Escombros forman un suave montículo en el extremo distal. El faldeo mira hacia el norte. Imagen tomada de Google Earth, $54,765^\circ\text{S}$, $67,789^\circ\text{O}$, con acceso el 22/02/2014.

mo valla de retención de clastos.

Los conos detríticos se originan en sitios de alimentación puntual situados a lo largo de las crestas y al pie de promontorios de roca firme a media ladera, y se expanden pendiente abajo. Estos son los depósitos dominantes en las laderas rocosas, donde cubren alrededor del 30 % de la superficie. Conos individuales generalmente miden 10 a 50 m de ancho, algunas decenas de metros de largo, y tienen pendientes entre 25° y 35°. Conos adyacentes se amalgaman en depósitos lateralmente extensos (Fig. 3b, faldeo superior). Los extremos distales de los conos detríticos suelen invadir el bosque, los mayores, de hasta 130 m de ancho y 870 m de largo, pueden alcanzar el pie de la ladera boscosa (Fig. 3b). Los depósitos de estos conos replazan totalmente a la vegetación y muestran contactos netos con el bosque. Canales con albardones, asignables a flujos densos (un ejemplo se encuentra en las coordenadas 54,8035°S 68,4156°O), y canales atribuibles a la acción de escurrimiento superficial, modifican los conos.

El bosque está implantado sobre un coluvio de unos 5 m de espesor medio (rango de espesores entre 0 y 20 m), compuesto principalmente por arena gruesa con bloques dispersos (menos de 1 m de largo). Este es el tipo de coluvio dominante en el área de estudios, en superficie y en volumen. El perfil de suelo edáfico suele medir menos de 0,5 m, con un delgado (0,1-0,2 m de espesor) mantillo (Romanya *et al.* 2005). La zona de bosque muestra fajas elongadas a favor de la pendiente, carentes de vegetación, y aun de regolito, que se interpretan como cicatrices de remoción en masa. Se han reconocido dos tipos de cicatriz. El más común muestra eliminación de la cubierta arbórea pero sin interesar el suelo mineral. Un ejemplo representativo arranca a cota 545 m s.n.m., tiene un ancho máximo de 46 m, un largo de 310 m, y en el sector terminal (cota 390 m s.n.m.) muestra numerosos troncos caídos y orientados a favor de la pendiente (Fig. 3c; coordenadas de la coronación: 54,816°S - 68,502°O). El otro tipo de cicatriz involucra la remoción de suelo y de la vegetación suprayacente. Un ejemplo de

este tipo de cicatriz tiene coronación a cota de 511 m s.n.m., y se extiende pendiente abajo con un ancho de 100 m y un largo de 310 m; en la zona terminal a cota de 285 m s.n.m., un montículo refleja la acumulación del detrito transportado (Fig. 3d; coordenadas: 54,765°S - 67,789°O).

En un intento por datar las geoformas descritas arriba, se inspeccionó una veintena de fotografías tomadas entre 1920 y 1940, de la colección del museo del Fin del Mundo, Ushuaia, así como una fotografía datada en 1898 publicada en Strelin e Iturraspe (2007), que muestran laderas alrededor de Ushuaia. La inspección permitió concluir que la mayor parte (de hecho no se encontró ninguna excepción) de las indentaciones en la línea de bosque, y de las cicatrices en el bosque, se originaron hace más de 70 años, y algunas hace más de 110 años, y son actualmente inactivas o se expanden muy lentamente. La baja resolución de las fotografías permite suponer que variaciones de unas pocas decenas de metros en el borde de la cubierta boscosa podrían no ser detectadas. Dos sismos con magnitud $M=7,8$, ocurrieron en 1949, con epicentros distantes 50 a 100 km de la región de estudio (González Bonorino *et al.* 2012), y podrían haber inducido deslizamientos. La inspección de las fotografías, sin embargo, no da sustento a esta idea.

METODOLOGÍA

Inventario de control

Mediante observaciones de terreno y la inspección de imágenes en Google Earth, se elaboró un inventario de 270 sitios con evidencias de movimiento de ladera, tanto de detrito como de nieve. El propósito del inventario fue identificar ejemplos de posibles deslizamientos rápidos, es decir, aquellos que podrían representar una amenaza. Por este motivo, en la selección de los sitios sólo se tuvieron en cuenta los conos detríticos y las cicatrices en el bosque, los cuales tienen sitios de arranque, o coronaciones, claramente definidos. Los mantos lobulados no fueron considerados porque carecen de sitios de arranque evidentes, y porque se les inter-

preta como glaciares de escombros inactivos (ver discusión) y no constituirían amenaza. Las coordenadas de los sitios de control en los mapas corresponden a los ápices de los conos detríticos y a los extremos superiores de las cicatrices en el bosque. Con el fin de comparar la susceptibilidad a la inestabilidad de las laderas rocosas y las boscosas, los sitios de control se clasificaron según que las zonas de arranque se ubiquen por encima (sitios 1 en la Fig. 4a; $n=200$) o por debajo (sitios 2 en la Fig. 4b; $n=70$) de la línea de bosque. Se exploró la relación entre la ubicación de los sitios de inestabilidad, la orientación de las laderas (*aspect*) y la radiación solar recibida en esos sitios. Los sitios ocupan laderas con orientaciones modales de 90° y 250°, o sea, laderas opuestas separadas por crestas aproximadamente norte-sur (Fig. 4d). La máxima radiación solar en la zona de estudio es de 1.070.000 watts-hora/m², y el 75 % de los sitios reciben 600.000 y 1.000.000 watts-hora/m², un valor relativamente elevado. La elevada insolación se puede atribuir a que, en el modelo digital de elevación empleado para el cálculo, los sitios estuvieron representados por sus coronaciones, por lo que están cerca de las crestas.

Modelización con LISA y SINMAP

LISA y SINMAP se basan en el modelo de plano de deslizamiento infinito (*infinite plane slope model*). Este modelo supone que la superficie de la freática es paralela a la superficie del suelo y que el plano de fractura no intersecta la superficie, condiciones que raramente se cumplen en la naturaleza. No obstante, se ha demostrado que este modelo es aplicable a mantos coluviales delgados en relación con las dimensiones horizontales (Hammond *et al.* 1992). Ambos programas ofrecen la opción de representar los valores de los parámetros como constantes y como probabilidades descritas según distribuciones estadísticas. Esta segunda opción es conveniente en el análisis de regiones extensas, ya que permite tomar en cuenta la variabilidad natural de los parámetros involucrados en la estabilidad de una ladera, variabilidad que no siempre se logra

captar con muestreos puntuales.

LISA es un programa de computación en entorno DOS desarrollado para el Servicio Forestal de los Estados Unidos, y está particularmente adaptado a laderas boscosas. LISA muestrea aleatoriamente los datos de entrada en una simulación de Monte Carlo, ajustándose a distribuciones estadísticas definidas por el usuario para los distintos parámetros, y calcula valores del factor de seguridad, FS, según la ecuación:

$$FS = \frac{Cr + \cos^2 \alpha [\rho_0 + \gamma(D - Dw) + (\gamma_{sat} - \gamma_w)Dw] \tan \phi}{\text{sen} \alpha \cos \alpha [\rho_0 + \gamma(D + Dw) + \gamma_{sat} Dw]} \quad (1)$$

donde: Cr - cohesión debida a las raíces, α pendiente de la ladera, ρ_0 - carga arbórea, γ - peso específico del suelo húmedo, γ_{sat} peso específico del suelo saturado, γ_w peso específico del agua, ϕ - ángulo de fricción intergranular, D+ - espesor del coluvio medido sobre la vertical, Dw - espesor del coluvio saturado medido sobre la vertical. Los valores de estos parámetros son marcadamente diferentes en las laderas rocosas y en las boscosas (Cuadro 1). LISA estima la probabilidad de deslizamiento, Pf, dividiendo los FS obtenidos por el número de iteraciones Monte Carlo. Los datos de salida se dan en forma tabular. LISA permite subdividir el área de interés en sectores de homogeneidad morfológica y geotécnica y calcula un valor de Pf para cada sector. LISA no opera sobre un modelo digital de elevación (MDE). SINMAP es una extensión de ArcView 3.x o de ArcMap 9.x. Los parámetros de entrada para SINMAP son: T/R (Transmisibilidad/Recarga), una medida de la saturación del suelo; C, una cohesión adimensional; ϕ , el ángulo de fricción interna del suelo; α , la pendiente del terreno; y a, el área contribuyente específica, que es una medida del caudal subterráneo que recibe cada píxel, y es calculada por el programa. La pendiente del terreno se obtiene del modelo digital de elevación y entra en el cómputo a través del índice topográfico de humedad:

$$w = \min((R/a)/(T \text{ sen} \alpha)) \quad (2)$$

La inclusión de w toma en consideración

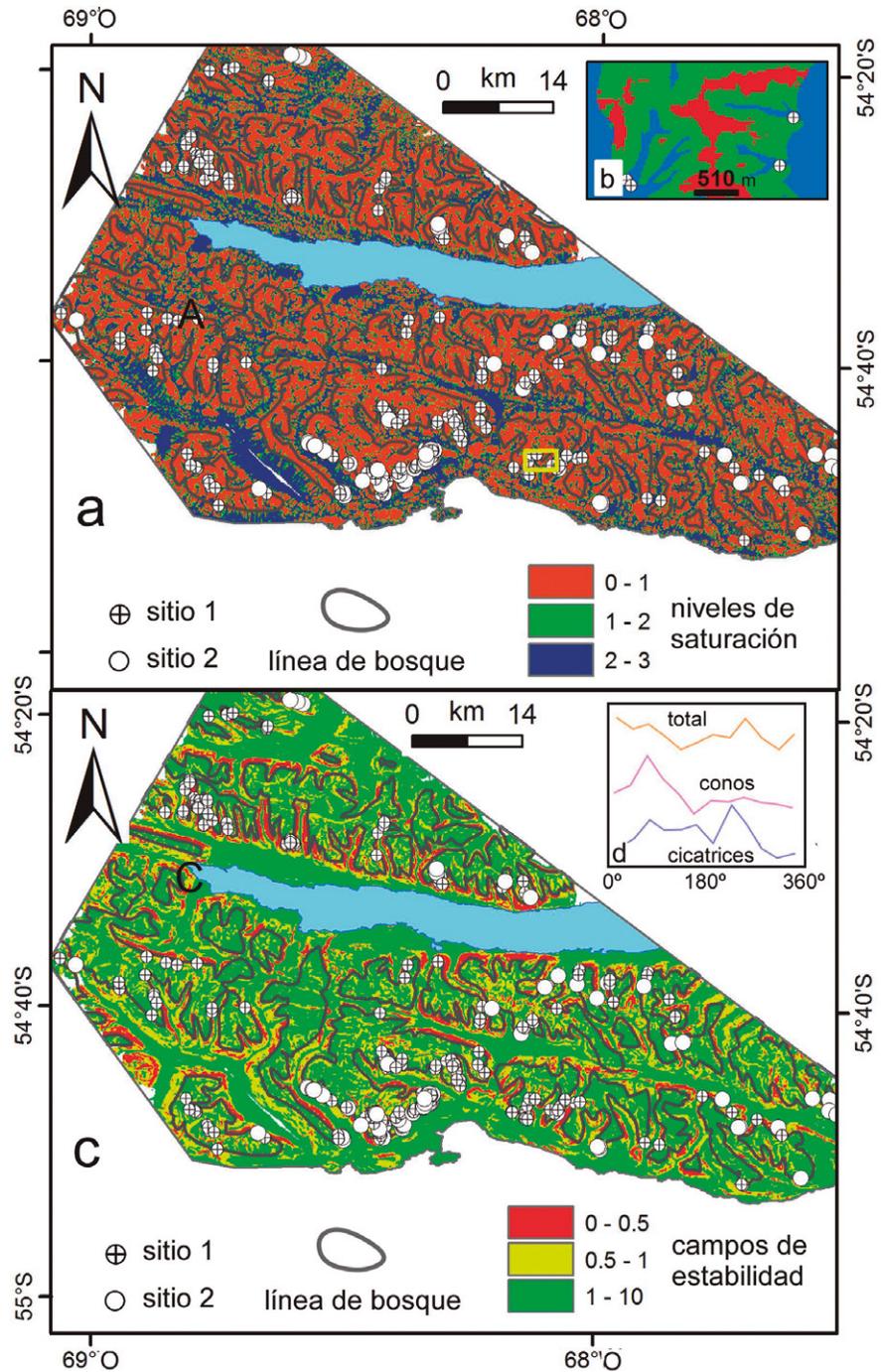


Figura 4: Resultados de SINMAP. a) Mapa de saturación; b) Detalle de ubicación de cuatro sitios de control en el sector delimitado con un recuadro amarillo en el panel a; c) Mapa de inestabilidad de laderas en función del índice de estabilidad, SI. Los sitios de control se identifican según la zona de arranque esté en: 1- ladera rocosa, 2- ladera boscosa; d) Distribución de los sitios en función de la orientación de la ladera donde se encuentran.

el aumento en la presión poral de agua en sitios de convergencia de flujos de agua (Pack *et al.* 2005). La cohesión adimensional, C, combina la cohesión intergranular, Cs, y la cohesión dada por la resistencia de las raíces, Cr:

$$C = (Cr + Cs) / \rho_s \quad (3)$$

donde: h es el espesor del coluvio hasta el plano de falla (en este estudio se supone que la falla coincide con el techo de la roca firme), g es la aceleración de la gravedad, y

CUADRO 1: Valores de los parámetros de entrada empleados en la modelización. *

Parámetro	Laderas rocosas	Laderas boscosas	Tipo de distribución estadística	Fuente del parámetro
Espesor medio del coluvio, $h=D*\cos\alpha$ (m)	0 a 2	0 a 20	Uniforme	Este estudio
Pendiente de laderas, α (%)	20 a 300	10 a 200	Histograma	Este estudio
Carga arbórea, q_0 (N/m ²)	0	1	Constante	Hammond <i>et al.</i> (1992)
Cohesión de raíces, Cr (N/m ²)	0	0,5	Constante	Hammond <i>et al.</i> (1992)
Cohesión intergranular, Cs (N/m ²)	0	0 a 0,5	Constante, Uniforme	Hammond <i>et al.</i> (1992)
Ángulo de fricción interna, ϕ (°)	30 a 50	30 a 40	Uniforme	Theyse (2002)
Cohesión adimensional, C	0-0,2	0,1-0,3	Uniforme	Este estudio
Peso específico suelo seco (kg/m ³)	1800	1750	Constante	Hammond <i>et al.</i> (1992)
Humedad (%)	0 a 10	50 a 100	Uniforme	Este estudio
Densidad del sólido, ρ_s (kg/m ³)	2660	2660	Constante	Hammond <i>et al.</i> (1992)
Relación Dw/D	0 a 0,2	0,5 a 1,0	Uniforme	Este estudio
Conductividad hidráulica, ks (m/día)	0,001	0,001-0,0001	Uniforme	Schultz <i>et al.</i> (2008)
Recarga, R (m/día)	0,2	0,2	No aplica	Este estudio
T/R (m)	2000-3000	100-500	Uniforme	Este estudio
Granulometría del coluvio	Guijarro-bloque	Arena-bloque	No aplica	Este estudio

* LISA usa el sistema de unidades Imperial pero en el cuadro se dan las equivalencias en el Sistema Internacional (SI).

ρ_s es la densidad del suelo. La ecuación representa el balance entre las fuerzas que se oponen al deslizamiento y aquellas que lo favorecen, como el peso del material.

SINMAP, al igual que LISA, da la opción de operar como método probabilístico, pero sólo acepta una distribución estadística uniforme, definida por pares de valores mínimo y máximo (Cuadro 1). SINMAP opera sobre un modelo digital de elevación a la escala de píxel pero, al igual que LISA, permite trabajar en subáreas homogéneas. Afín de asegurar resultados comparables, en las simulaciones con LISA y SINMAP se empleó idéntica subdivisión en laderas rocosas y boscosas. SINMAP emplea el factor de seguridad FS para calcular un índice de estabilidad, SI. La condición de estabilidad, $SI > 1$, se da en situaciones donde el valor mínimo de FS es mayor que 1. La condición de inestabilidad incondicional, $SI < 0$, se da cuando el valor máximo de FS es menor que 1. Para $0 < SI < 1$, la condición es de probable inestabilidad.

Parámetros de simulación

Los parámetros morfológicos requeridos por LISA y SINMAP se obtuvieron del análisis de un modelo digital de elevación construido a partir de imágenes ASTER

GDEM 30 metros. La pendiente de ladera, α , un parámetro con gran influencia en el cálculo de la inestabilidad, se obtuvo de un ráster de pendientes, procesando separadamente las laderas rocosas de las boscosas. La separación de estas dos zonas se llevó a cabo digitalizando la línea de bosque en un mosaico de imágenes Geocover (obtenidas en <http://glcf.umd.edu/data/mosaic/>). Con el propósito de disminuir el sesgo a pendientes muy bajas, en las laderas boscosas se excluyeron los pie de ladera, los turbales, los lagos y los fondos planos de valles fluviales. SINMAP lee la pendiente en cada píxel del ráster. LISA, en cambio, requiere introducir valores de pendiente representativos de cada zona. La distribución estadística de los valores de pendiente es marcadamente asimétrica, del tipo binomial o lognormal. En vez de emplear estadísticos descriptivos de estas distribuciones, LISA permite introducir las pendientes en forma de histogramas, opción que se adoptó. Los histogramas se obtuvieron pasando a puntos los ráster de pendientes y exportándolos como tablas que luego se procesaron en Excel.

Los parámetros geotécnicos e hidrológicos, por su parte, se obtuvieron de mediciones en el terreno y por analogías con

depósitos similares descritos por otros autores. Hammond *et al.* (1992) publicaron exhaustivas tablas con datos geotécnicos, incluidas en el manual de uso de LISA. El espesor medio del manto de coluvio, D , en las laderas rocosas, se estimó en aproximadamente 2 m. Debido a la predominancia de material tamaño arena y mayor, la cohesión intergranular, Cs , se supuso nula p. ej., Hammond *et al.* 1992, Schmidt *et al.* 2001). Por la angulosidad de los clastos, este depósito puede asimilarse a un depósito de roca triturada, donde el ángulo de fricción interna puede llegar a 60° (Theyse 2002). Para este estudio se adoptó un rango entre 30° y 50° , fijando los extremos de la distribución estadística uniforme empleada en la modelización. El ángulo menor, 30° , toma en cuenta que en la base del manto coluvial se acumula arena húmeda, material que suele tener menor ángulo de fricción. El ángulo mayor, 50° , corresponde a valores máximos de resistencia interna en depósitos detríticos naturales. El coluvio en las laderas rocosas se caracteriza por elevadas porosidad y permeabilidad y, por ende, por una conductividad hidráulica saturada, ks , alta, que para este estudio se fijó en 0,001 m/seg, por comparación con sedimentos de arena gruesa (Schulz *et al.* 2008).

En la zona de bosque la roca firme está cubierta por un regolito arenoso de espesor generalmente inferior a 5 m, pero que puede superar 10 m. Los *Nothofagus* típicamente desarrollan sistemas de raíces horizontales que penetran unos pocos decímetros en el sustrato (Gerding y Thiers 2002, Frangi *et al.* 2005), por lo que las raíces comúnmente se encuentran por encima de la roca firme. Típicamente, los planos de fractura basales de los deslizamientos ocurren cerca del contacto entre el regolito y la roca firme (Dietrich *et al.* 2008) y, por ende, por debajo de la zona de raíces, por lo que éstas no contribuirían resistencia al desplazamiento excepto donde el plano de fractura las intersecta al ascender hasta la superficie. Tomando esto en cuenta, para este estudio se supuso un valor bajo para la resistencia debida a las raíces, $Cr = 0,5 \text{ N/m}^2$. La carga arbórea,

q_0 , se estimó inferior a 1 N/m^2 (cf., Hammond *et al.* 1992).

Para el ángulo de fricción interna del regolito arenoso se supuso una variabilidad entre 30° y 40° (cf., Hammond *et al.* 1992). La variabilidad de la cohesión intergranular se estimó entre 0 y $0,5 \text{ N/m}^2$; el valor mayor que cero se adoptó para tomar en cuenta la presencia de arcilla y materia orgánica en los poros (Frangi *et al.* 2005, Klein *et al.* 2008). La conductividad hidráulica saturada es elevada en el suelo edáfico, rico en materia orgánica (Oyarzún *et al.* 2011), pero decrece exponencialmente con la profundidad y es similar a la conductividad en roca fisurada a más de 1,5 m de profundidad (Dietrich *et al.* 1995). Para este estudio se fijó entre 0,001 y $0,0001 \text{ m/seg}$, rango que cubre la variabilidad natural en depósitos glaciafluviales de arena gruesa (Schulz *et al.* 2008).

La recarga, R, resulta del balance entre el influjo de agua al suelo por precipitación y/o deshielo y la sustracción de agua por evaporación y por escurrimiento superficial. En Tierra del Fuego, los vientos fuertes y persistentes aceleran notoriamente la evaporación. No obstante, para eventos de tormenta o deshielo de corta duración y volumen elevado, aptos para elevar la presión poral en el suelo transitoriamente, e inducir inestabilidad, la evaporación no influye significativamente en la recarga. Por ello se tomó R igual al influjo de agua por lluvia y por deshielo. La lluvia máxima en la zona de estudio fue registrada en la divisoria de aguas de la sierra Sorondo, en junio-julio 2006, con 100 mm/día (Iturraspe, com. pers. 2009). Arbitrariamente se supuso que el deshielo contribuiría otro tanto, dando un valor de recarga $R=200 \text{ mm/día}$ como valor máximo. Por falta de datos específicos se supuso que la recarga es idéntica en las laderas rocosas y las boscosas.

Una causa común de generación de inestabilidad es el aumento en la presión poral de agua (Pack *et al.* 2005). En términos generales, tal aumento está controlado por la relación entre la recarga y la transmisibilidad, T, que representa la capacidad del suelo de eliminar por transporte lateral el exceso de agua infiltrada. $T=ks^*h$, donde

ks es la conductividad hidráulica saturada y h es el espesor de la capa permeable por donde escurre el agua de lluvia y deshielo. En el coluvio de las laderas rocosas, el bajo espesor es compensado por la elevada conductividad hidráulica, dando valores altos de T. En el regolito de las laderas boscosas, en cambio, la menor conductividad hidráulica resulta en una transmisibilidad baja. A igual R, T/R debe ser menor en la zona de bosque (Cuadro 1).

La humedad se supuso baja en el coluvio de las laderas rocosas debido a que el agua se infiltra y escurre rápidamente por los grandes espacios intersticiales, y alta en el regolito del bosque merced a la menor porosidad y al contenido en materia orgánica y arcilla. En cuanto a la saturación, medida por la relación Dw/D , se supuso un rango de valores bajos en el coluvio altamente permeable de las laderas rocosas, mientras que en el regolito boscoso se adoptó un rango de valores mayores, con tope en $Dw/D=1$, condición que deriva en la generación de escurrimiento superficial. Cuando comienza el deshielo el suelo del bosque generalmente está subsaturado, facilitando el pasaje a la condición de sobresaturación.

RESULTADOS DE LAS SIMULACIONES

La simulación con LISA indicó que la probabilidad de inestabilidad, Pf, es algo mayor para las laderas rocosas, $Pf=0,126$, que para las boscosas, $Pf=0,079$. La escala en Hammond *et al.* (1992) define valores de Pf entre 0,03 y 0,079 como amenaza baja, y valores de Pf entre 0,08 y 0,159 como amenaza moderada. En general, entonces, la amenaza de deslizamiento es moderadamente baja, según LISA.

SINMAP genera sendos mapas indicando el grado de saturación del coluvio y la distribución del índice de estabilidad, SI. El coluvio en las laderas rocosas en general no está saturado; la condición de saturación se alcanza en la parte alta de las laderas boscosas y persiste pendiente abajo (Fig. 4a). La transición entre ambos estados está representada por la delgada banda amarilla que aproximadamente coincide

con la línea de bosque. Por su parte, el mapa de estabilidad da que la condición de inestable es dominante en las laderas rocosas y en los sectores boscosos que bordean la línea de bosque (Fig. 4c).

La distribución de los sitios de control entre los campos de estabilidad se resume en el cuadro 2 y en gráficos de área contribuyente versus pendiente topográfica (Fig. 5). En las laderas rocosas, el 10 % de los sitios de control caen en el campo $SI>1$, estable, el 80 % en el campo de inestabilidad alta ($1,0>SI>0,5$), y el 10 % en el campo de inestabilidad marcada ($0,5>SI>0$) (Fig. 5a). Además caen mayormente en el sector no saturado del gráfico, lo cual es de esperar, ya que el mapa de saturación indica que la saturación generalmente se da por debajo de la línea de bosque. De los seis sitios que caen en el sector saturado, cuatro se localizan en cabeceras de quebradas, en posiciones como la representada en la figura 4b. En las laderas boscosas, ningún sitio de control cae en el campo no saturado; un 8 % ocurren en situaciones clasificadas como estables, un 39 % clasifican como inestabilidad moderada y un 53 % como inestabilidad alta e incondicional (Fig. 5b).

DISCUSIÓN

Sedimentación coluvial

En el faldeo de los montes Martial, el bosque no muestra evidencias de soterramiento por los escombros del manto detrítico, y la línea de bosque se adapta al amplio lóbulo (Fig. 3a). De esto se infiere que la implantación del bosque fue posterior al desarrollo del lóbulo. Esta relación, unida a la evidencia de soliflucción, sugiere que los mantos detríticos lobulados representan glaciares de escombros inactivos, o relictos (cf., Kääb 2013).

Los conos detríticos cubren parcialmente a los glaciares de escombros, por lo que son relativamente más jóvenes, al menos en gran parte. A su vez, en varios sitios, extensiones de los conos detríticos se proyectan hasta la línea de bosque y aun a través de ella, indicando que su desarrollo fue, en general, posterior a la implantación del bosque. La lenta pero progresiva

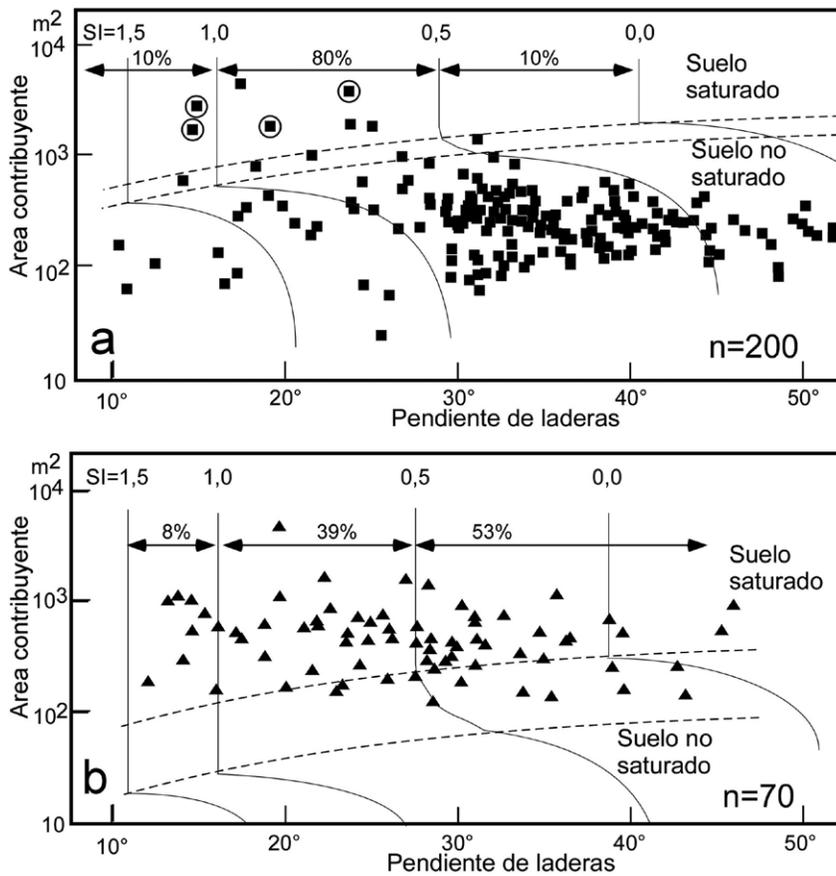


Figura 5: Resultados de SINMAP. Distribución de sitios de control en los campos de estabilidad, en función de la pendiente y del área contribuyente. a) Laderas rocosas. N=200 da el número de sitios de control. La ubicación de los cuatro sitios señalados con circunferencias se da en la figura 4b; b) Laderas boscosas. N=70 da el número de sitios de control. En ambos paneles los porcentajes se refieren al número de sitios en cada campo de estabilidad.

CUADRO 2: Campos de estabilidad según SINMAP. *

Estabilidad	Estable			Inestable		Total
	Intermedio	Bajo	Marginal	Bajo riesgo	Alto riesgo	
Laderas rocosas						
Superficie (km²)	307	185	289	549	37	1370
Superficie (%)	22	13	21	40	3	100
Sitios (número)	6	4	11	156	22	200
Sitios (%)	3	2	5	78	11	100
Laderas boscosas						
Superficie (km²)	954	148	225	731	315	2406
Superficie (%)	40	6	9	30	13	100
Sitios (número)	0	1	5	27	33	70
Sitios (%)	0	1	7	39	47	100

* Representación areal y distribución de los sitios de control.

acumulación de detrito en una misma zona del bosque habría impedido la fijación de renovales y derivado en el total remplazo de la vegetación por detrito. Los conos detríticos se atribuyen al movimiento de detrito grano a grano (*rave-*

ling), motorizado por desestabilización criogénica, por arrastre por agua de deshielo, y por transporte por aludes. Los conos detríticos, aun aquellos que llegaron al pie de ladera, muestran perfiles longitudinales planos, sin el achatamiento

distintivo de los *boulder tongues*. Por este motivo se supone que el aporte por aludes en su construcción fue minoritario. Por otra parte, las fuentes puntuales de alimentación y la ausencia de escarpas de arranque, quitan sustento a una hipótesis de origen por deslizamiento rápido. Para estos conos se infiere una acumulación gradual, prolongada en el tiempo, típica de un *talus*. El relevamiento de sitios de inestabilidad ha brindado un único ejemplo de deslizamiento rápido, representado por la cicatriz en el bosque con detrito acumulado en su terminación (Fig. 3d). El detrito ha quedado estabilizado a media ladera, de lo cual se infiere que el bosque constituyó una barrera para el avance del deslizamiento.

El coluvio en las laderas boscosas está principalmente compuesto por detrito de los sectores distales de los conos detríticos. La sedimentación eólica y el ingreso de materia orgánica vegetal habrían complementado el depósito. El origen de las cicatrices en el bosque puede no corresponder con un mecanismo único. La cicatriz con evidencia de arrastre de troncos, pero sin una acumulación de escombros que indique erosión profunda del regolito, probablemente representa la acción de aludes. Es destacable, sin embargo, la total ausencia de árboles en pie en la cicatriz, ya que los aludes raramente los eliminan tan exhaustivamente y, además, suelen regenerarse parcialmente en pocos años (Mundo *et al.* 2007, Luckman 1977). Por otra parte, la cicatriz con acumulación de detrito coluvial en el pie, refleja el deslizamiento de suelo sobre roca firme.

Las relaciones de campo sugieren que los glaciares de escombros constituyen los depósitos coluviales más antiguos, anteriores a la implantación del bosque hacia 6-7 ka AP (McCulloch *et al.* 2000), fijando una edad mínima para estos depósitos. Dado que el desarrollo de glaciares de escombros implica condiciones de permafrost, la edad de los mantos detríticos podría extenderse a la Última Glaciación, a fines del Pleistoceno. La mejoría climática que acompañó la deglaciación habría inducido el remplazo de las condiciones de permafrost por condiciones de conge-

lamiento estacional y diario, mecanismo eficaz en la producción de detrito, y condición favorable para la construcción de los conos detríticos, actividad que continúa. La última fase en el ajuste morfológico habría sido la modificación de los conos por erosión hídrica, como consecuencia de lluvias y de deshielo.

Modelización

En las laderas rocosas, el valor alto de T/R está condicionado por la conductividad hidráulica elevada y el bajo espesor del coluvio. La recarga, R, se supuso igual que en la ladera boscosa. Esta suposición puede ser válida para la precipitación líquida pero no para el escurrimiento generado por deshielo, el cual debiera aumentar pendiente abajo en favor de un aumento de la temperatura del aire. Si se tomara esto en cuenta se reforzaría el valor bajo de T/R en las laderas cubiertas por bosque. Un bajo valor de T/R también implica una condición inicial de subsaturación, típica en época de deshielo, merced a la cual la saturación se alcanza con una recarga moderada.

La simulación con LISA indica un grado moderado de amenaza en laderas con y sin cubierta boscosa. A su vez, SINMAP clasifica los sitios de control en laderas rocosas mayormente en el campo de inestabilidad moderada, mientras que para los sitios en laderas boscosas indica una distribución por partes aproximadamente iguales en los campos de inestabilidad moderada y alta (Figs. 5a y 5b). Los sitios de inestabilidad erróneamente clasificados en zona estable no superan el 10 % del total. Ambos métodos concuerdan razonablemente, por lo que se concluye que LISA y SINMAP funcionan moderadamente bien como predictores de inestabilidad en los Andes Fueguinos.

Los sitios de control en laderas rocosas son mayoritariamente clasificados por SINMAP como en terreno no saturado. Esta condición sugiere que un exceso de presión poral de agua no habría sido el mecanismo dominante en el movimiento de detrito. No obstante esta generalización, seis sitios de control en laderas rocosas caen en el campo de saturación

(Fig. 5a). Una inspección en detalle revela que cuatro de estos sitios corresponden a cabeceras de pequeñas quebradas, como se muestra en la ampliación de uno de los sitios (identificado con un asterisco en la Fig. 4a). Se infiere que el coluvio en las laderas rocosas alcanza condiciones de saturación sólo en ciertas quebradas, presumiblemente por efecto de la confluencia de caudales subterráneos.

CONCLUSIONES

Los mantos y conos detríticos, y las cicatrices en el bosque, son indicadores de inestabilidad del coluvio en las laderas de los Andes Fueguinos, pero mayormente reflejan procesos de erosión y sedimentación prolongados en el tiempo. Tal es el caso de los depósitos de glaciares de roca, que se expandieron por reptación criogénica durante la Última Glaciación y hoy son relictos, por lo que no constituyen una amenaza. La mayor parte del movimiento de detrito en las laderas fueguinas da lugar a conos detríticos, que se originan en las laderas rocosas y se extienden pendiente abajo por *raveling* y transporte hidráulico. Dos observaciones apoyan esta inferencia. Una observación proviene de la inspección de fotos antiguas que indica que las indentaciones en la línea de bosque y las cicatrices en el bosque no muestran cambios evidentes en forma y número durante los últimos 100 años, aproximadamente. La otra observación es que la relación espacial entre los conos detríticos y el bosque sugiere una invasión gradual del bosque por sedimento coluvial.

Se reconoció un único caso de deslizamiento rápido de detrito, en una ladera boscosa, lo cual permite inferir que estos son infrecuentes. Las numerosas cicatrices en la zona de bosque, algunos de los cuales muestran en sus pies acumulaciones de troncos, se atribuyen a aludes.

LISA y SINMAP están diseñados para representar el inicio de movimientos en masa, es decir, de volúmenes de sedimento inicialmente coherente. El coluvio del bosque se ajusta a esta condición, ya que la matriz de material de grano fino, la presencia de materia orgánica y las raíces, le

dan coherencia. El coluvio que conforma los conos detríticos en las laderas rocosas, en cambio, carece de coherencia, los clastos se mueven individualmente y no como parte de una masa mayor. Estrictamente, entonces, las conclusiones de la modelización son válidas para el coluvio en la zona de bosque. En las laderas rocosas, los resultados describen aproximadamente el movimiento de fragmentos aislados de roca.

LISA y SINMAP evalúan como moderada la amenaza de inestabilidad de laderas en los Andes Fueguinos. Las pendientes empinadas y el sustrato friable, factores que favorecen la remoción en masa del coluvio, habrían sido compensados por el bajo espesor del coluvio, el alto valor del ángulo de fricción interna, y la elevada transmisibilidad del agua que alivia la presión poral. Si bien no se descarta que los aludes tengan un papel significativo en el transporte y la acumulación de detrito, no se han hallado las geoformas típicas de estos procesos. El comportamiento hidrológico del coluvio en las laderas rocosas en relación con la presión poral y la desestabilización requiere más información. En el área de estudio, la mayoría de los sitios con evidencias de inestabilidad están alejados de construcciones y vidas humanas. No obstante, el aumento acelerado de la población estable y estacional, así como de las actividades industriales y turísticas asociadas, ha conllevado una creciente intervención humana en las laderas de los Andes Fueguinos. Una parte de esta intervención es permanente, como la que se da por la expansión urbana de Ushuaia y la construcción de centros invernales. Otra parte es transitoria, relacionada con la actividad de excursionistas, montañistas y esquiadores. Progresivamente, pues, la actividad humana se acerca al ámbito de influencia natural de procesos asociados a la inestabilidad de laderas. Por ello esta amenaza debe ser seriamente tomada en consideración para la planificación del uso del territorio.

Los resultados obtenidos brindan a las autoridades provinciales con injerencia en la protección civil una guía para priorizar la intervención preventiva. El análisis sugie-

re que si bien existe amenaza de deslizamientos rápidos, la probabilidad de que ocurran es moderada. El estudio también ejemplifica el valor protector del bosque y, por ende, sugiere emplearlo como barrera defensiva en futuras urbanizaciones.

Los fenómenos derivados de inestabilidad de laderas tienen una fuerte incidencia social y económica en la Argentina (p. ej., González y Bejerman 2004, Moreiras y Coronato 2010). La incorporación de metodologías de mapeo de susceptibilidad de deslizamientos como las empleadas en este estudio son útiles en el análisis regional de este tipo de amenaza (p. ej., Hermanns *et al.* 2012, Chacón *et al.* 2006).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos del PFIP 2007, Convenio n° 74, del Consejo Federal de Ciencia y Tecnología, y del PICTO Riesgo Sísmico n° 245, de la Agencia Nacional de Ciencia e Innovación Productiva. Los autores agradecen a las autoridades del museo del Fin del Mundo, Ushuaia, Tierra del Fuego, por brindar acceso a fotografías de colección. Los modelos digitales de elevación ASTER 30 m se obtuvieron de <http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>. ASTER GDEM es un producto del Ministerio de Economía, Comercio e Industriade Japón (METI) y la National Aeronautics and Space Administration.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Barrera, M.D., Frangi, J.L., Richter, L.L., Perdomo, M.H. y Pinedo, L.B. 2000. Structural and functional changes in *Nothofagus pumilio* forests along an altitudinal gradient in Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of Vegetation Science* 11: 179-188.

Berthling, I. 2011. Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131: 98-106.

Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler* 14: 1-164.

Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. En: Turner, J.C. (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1463-1501, Academia

Nacional de Ciencias, Córdoba.

Capaccioni, B., Menichetti, M., Renzulli, A., Tassone, A. y Huertas, A.D. 2013. Thermal waters of 'tectonic origin': the alkaline, NaHCO₃ waters of the Rio Valdez geothermal area (Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina). *Geofluids* 13: 21-31.

Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T. y El Hamdouni, R. 2006. Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 65: 341-411.

Dietrich, W.E., Reiss, R., Hsu, M-L. y Montgomery, D.R. 1995. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes* 9: 383-400.

Dietrich, W.E., Mckean, J., Bellugi, D. y Perron, T. 2008. The prediction of shallow landslide location and size using a multidimensional landslide analysis in a digital terrain model. En: Chen, C.L. y Major, J.J. (eds.) *Proceedings of the Fourth International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment (DFHM-4)*, Chengdu, China, September 10-13 2007. IOS Press, 12 p., Amsterdam.

Fairbridge, R.W. 1968. *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, 1296 p., New York.

Frangi, J.L., Barrera, M.D., Richter, L.L. y Lugo, A.E. 2005. Nutrient cycling in *Nothofagus pumilio* forests along an altitudinal gradient in Tierra del Fuego, Argentina. *Forest Ecology and Management* 217: 80-94.

Gerding, V. y Thiers, O. 2002. Caracterización de suelos bajo bosques de *Nothofagus betuloides* (Mirb) Blume, en Tierra del Fuego, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 75: 819-833.

González, M. y Bejerman, N.J. 2004. Peligrosidad geológica en Argentina. *Revista Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería* 4: 408-410.

González Bonorino, G., Rinaldi, V., Abascal, L. Del V., Alvarado, P., Bujalesky, G.G. y Güell, A. 2012. Holocene paleoseismicity in southern Patagonia (Argentina-Chile, 52°-55°S), the role of the Magallanes-Fagnano transform fault. *Journal of Natural Hazards* 61: 337-349.

Hammond, C., Hall, D., Miller, S. y Swetik, P. 1992. *Level I Stability Analysis (LISA) documentation for version 2.0*. General Technical Report INT-285. Ogden, UT: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station 190 p., Ogden, Utah.

Hermanns, R.L., Valderrama, P., Fauqué, L., Penna, I.M., Sepúlveda, S., Moreiras, S. y Zavala Carrión, B. 2012. Landslides in the Andes and the need to communicate on an interandean level on landslide mapping and research. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 321-327.

Hutchinson, J.N. 1988. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology, general report. 5° International Symposium on Landslide, Proceedings 1: 3-35, Oxford.

Iturraspe, R., Urciuolo, A., Guerrero Borges, V., Gaviño Novillo, M., Collado, L., Sarandón, R. y Burns, S. 2007. Evidence-based Policy for Integrated Control of Forested River Catchments in Extreme rainfall and Snowmelt. EPIC FORCE, INCO-CT2004-510739, Deliverable 18, 110 p., Ushuaia, Tierra del Fuego.

Kääb, A. 2013. Rock Glaciers and Protalus Forms. En: Elias, S.A. (ed.) *The Encyclopedia of Quaternary Science* 3: 535-541, Elsevier, Amsterdam.

Klein, D., Fuentes, J.P., Schmidt, A., Schmidt, H. y Schulte, A. 2008. Soil organic C as affected by silvicultural and exploitative interventions in *Nothofagus pumilio* forests of the Chilean Patagonia. *Forest Ecology and Management* 255: 3549-3555.

Klepeis, K.A. 1994. The Magallanes and Desierto fault zones: major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research* 99: 22,001-22,014.

Luckman, B.H. 1977. The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 59: 31-48.

McClung, D. y Schaerer, P.A. 2006. *The avalanche handbook*. The Mountaineers Books, 339 p., Seattle.

McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Hulton, N.R.J., Sugden, D.E. y Clapperton, C.M. 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. *Journal of Quaternary Science* 15: 409-417.

McKnight, T.L. y Hess, D. 2000. *Physical Geography: A Landscape Appreciation*, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 624 p.

- Menichetti, M., Lodolo, E. y Tassone, A. 2008. Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt - Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta* 6: 19-42.
- Moreiras, S.M. y Coronato, A. 2010. Landslide processes in Argentina. En: E.M. Latrubesse (ed.) *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin-America*, Special volume of geomorphology. *Developments in earth surface processes*, 13: 301-331, Amsterdam.
- Mundo, I.A., Barrera, M.D. y Roig, F.A. 2007. Testing the utility of *Nothofagus pumilio* for dating a snow avalanche in Tierra del Fuego, Argentina. *Dendrochronologia* 25: 19-28.
- Onorato, M.R., Coronato, A. y Ponce, J.F. 2011. Impacto de aludes de nieve recientes en los montes Martial, Tierra del Fuego, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas CD, Neuquén.
- Oyarzún, C.E., Frêne, C., Lacrampe, G., Huber, A. y Hervé, P. 2011. Propiedades hidrológicas del suelo y exportación de sedimentos en dos microcuencas de la Cordillera de la Costa en el sur de Chile con diferente cobertura vegetal. *BOSQUE* 32: 10-19.
- Owen, G., Matthews, J.A., Shakesby, R.A. y He, X. 2006. Snow-avalanche impact landforms, deposits and effects at Urdvatnet, southern Norway: implications for avalanche style and process. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 88: 295-307.
- Pack, R.T., Tarboton, D.T., Goodwin, C.N. y Prasad, A. 2005. Stability index approach to terrain stability hazard mapping, SINMAP - User's Manual. Produced in VBA for ArcGIS and C++ under funding by the USDA Forest Service 68 p., Logan, Utah.
- Paruelo, J.M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O. y Golluscio, R.A. 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral* 8: 85-101.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky, G., Salemme, M., Roig, C., Meglioli, A., Heusser, C., Gordillo, S., Roig, F., Borrromei, A. y Quattrocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International* 68-71: 217-240.
- Rapp, A. 1959. Avalanche boulder tongues in Lappland. *Geografiska Annaler* 4: 34-48.
- Romanyà, J., Fons, J., Sauras-Yera, T., Gutiérrez, E. y Ramon Vallejo, V. 2005. Soil-plant relationships and tree distribution in old growth *Nothofagus betuloides* and *Nothofagus pumilio* forests of Tierra del Fuego. *Geoderma* 124: 169-180.
- Sæmundsson, Þ., Armelle Decaulne, A. y Jónsson, P. 2008. Sediment transport associated with snow avalanche activity and its implication for natural hazard management in Iceland. *International Symposium on Mitigative Measures against Snow Avalanches*, Egilsstaðir, 11-14: 137-142, Iceland.
- Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R. y Schaub, T. 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. *Canadian Geotechnical Journal* 38: 995-1024.
- Schulz, W.H., Lidke, D.J. y Godt, J.W. 2008. Modeling the spatial distribution of landslide-prone colluvium and shallow groundwater on hillslopes of Seattle, WA. *Earth Surface Processes & Landforms* 33: 123-141.
- SEGEMAR 2007. Mapa Geológico de la provincia de Tierra del Fuego, 1:500.000. Edición 2007, Buenos Aires.
- Strelin, J. E. e Iturraspe, R. 2007. Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fueguina Oriental. *Global and Planetary Change* 59: 17-26.
- Theyse, H.L. 2002. Stiffness, strength, and performance of unbound aggregate material: Application of South African HVS and laboratory results to California Flexible Pavements. University of California, Pavement Research Center 76 p., Davis, California.
- Trombotto, D. 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. *South African Journal of Science* 98: 171-171.
- Tuhkanen, S. 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica* 145: 1-64.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. En: Schuster, R.L. y Krizek, R.J. (eds.) *Landslides, analysis and control*. Transportation Research Board Sp. Rep. No. 176, National Academy of Sciences 11-33 p., Washington D.C.

Recibido: 29 de septiembre, 2014

Aceptado: 26 de julio, 2015