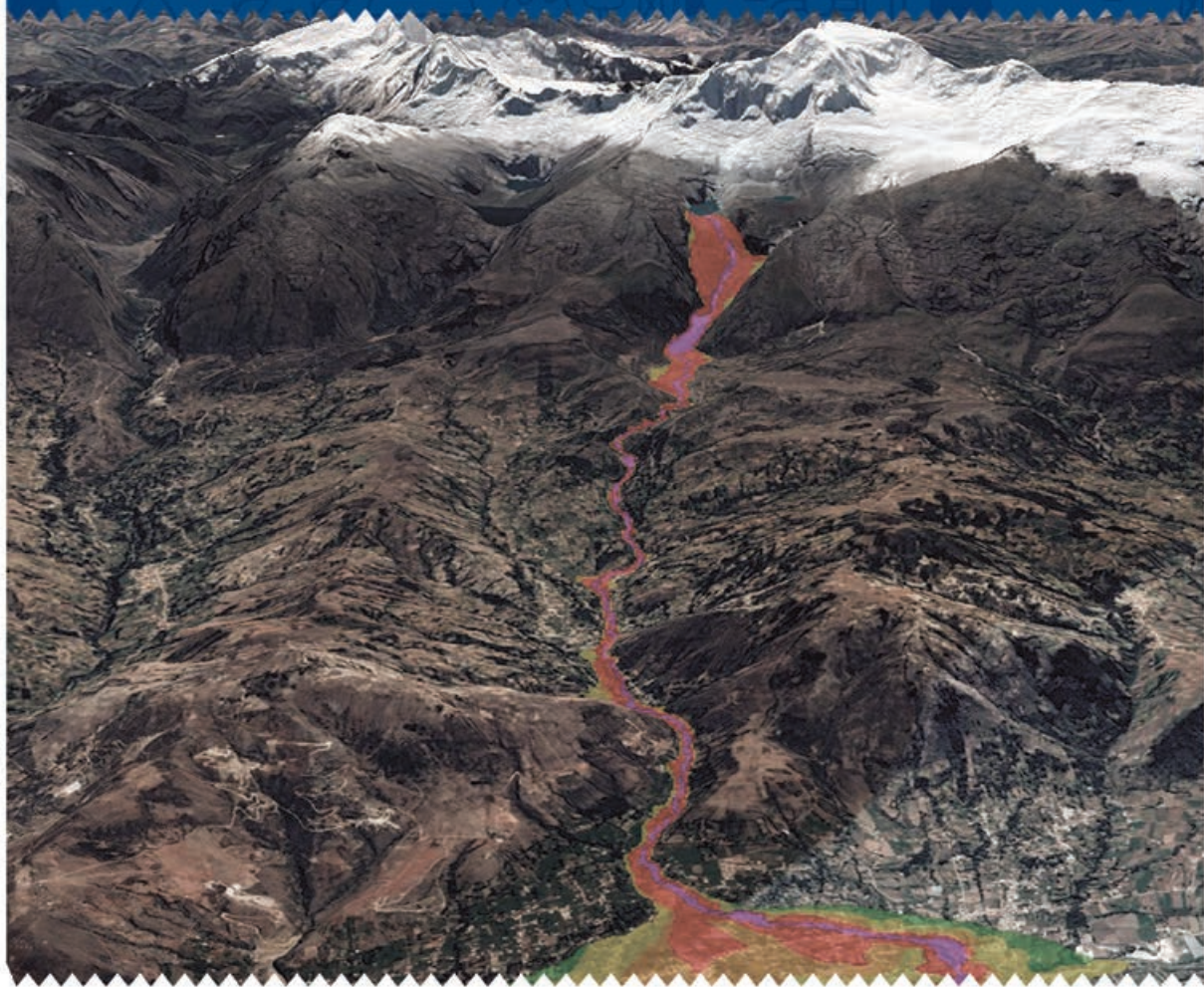


# Evaluación de peligros por glaciares y permafrost en regiones de montaña

DOCUMENTO TÉCNICO DE ORIENTACIÓN



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Embajada de Suiza en el Perú

Agencia Suiza para el Desarrollo  
y la Cooperación COSUDE



PROYECTO  
**GLACIARES+**

Más allá de los riesgos hacia  
las oportunidades



University of  
Zurich<sup>UZH</sup>



**GAPHAZ**

A Scientific Standing Group of  
the International Association  
of Cryospheric Sciences  
IACS and the International  
Permafrost Association IPA



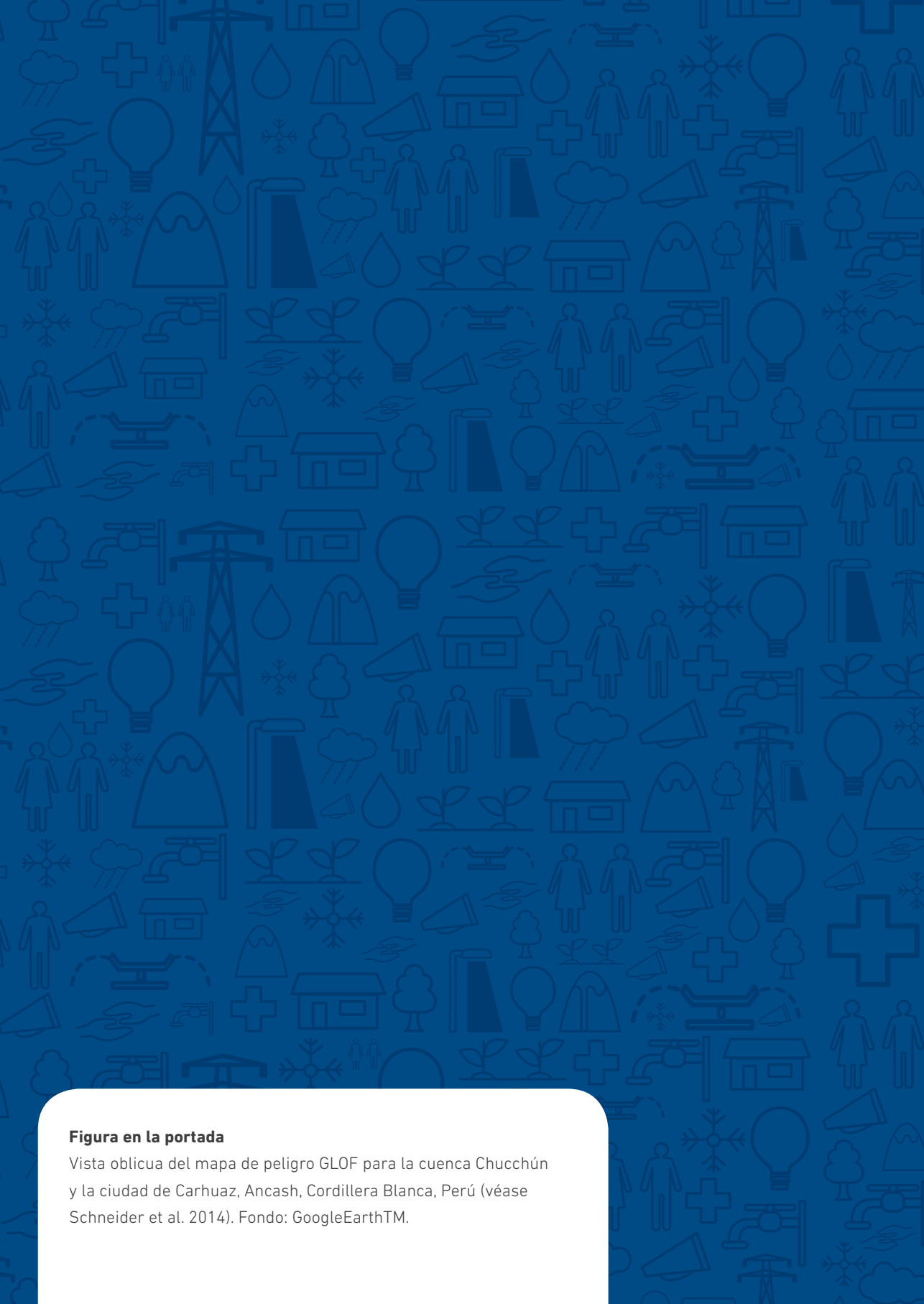
IUGG



IACS

International Association  
of Cryospheric Sciences





**Figura en la portada**

Vista oblicua del mapa de peligro GLOF para la cuenca Chucchún y la ciudad de Carhuaz, Ancash, Cordillera Blanca, Perú (véase Schneider et al. 2014). Fondo: GoogleEarthTM.

# Evaluación de peligros por glaciares y permafrost en regiones de montaña

*DOCUMENTO TÉCNICO DE ORIENTACIÓN*

## NOTA IMPORTANTE

Este documento representa el trabajo de científicos miembros de la Asociación Internacional de Ciencias de la Criósfera y la Asociación Internacional de Permafrost (IACS/IPA, por sus siglas en inglés), Grupo de Trabajo Permanente sobre Peligros Glaciares y Permafrost en Alta Montaña (GAPHAZ, por sus siglas en inglés). Los autores y sus instituciones no ofrecen ninguna garantía, expresa o implícita, con respecto al uso del presente documento. Los autores y sus instituciones no serán responsables bajo ninguna circunstancia de ningún daño directo, indirecto, especial, incidental o consecuente con respecto a los reclamos de los usuarios de este documento.

## RECONOCIMIENTOS

Este documento ha sido elaborado en el marco del Proyecto Glaciares+, iniciativa financiada por la Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE).

## DOCUMENTO ORIGINAL

El presente document es una traducción del documento original, publicado en inglés:  
GAPHAZ 2017: Assessment of Glacier and Permafrost Hazards in Mountain Regions – Technical Guidance Document. Prepared by Allen, S., Frey, H., Huggel, C. et al. Standing Group on Glacier and Permafrost Hazards in Mountains (GAPHAZ) of the International Association of Cryospheric Sciences (IACS) and the International Permafrost Association (IPA). Zurich, Switzerland / Lima, Peru, 72 pp. [www.gaphaz.org](http://www.gaphaz.org)

## CITACIÓN

GAPHAZ 2017: Evaluación de peligros por glaciares y permafrost en regiones de montaña – Documento técnico de orientación. Elaborado por Allen, S., Frey, H., Huggel, C. et al. Grupo de Trabajo Permanente sobre Peligros Glaciares y Permafrost en Alta Montaña (GAPHAZ) de la Asociación Internacional de Ciencias de la Criósfera (IACS) y la Asociación Internacional de Permafrost (IPA). Zurich, Suiza / Lima, Perú, 72 pp.

## INFORMACIÓN ACERCA DE LOS AUTORES

### Autores principales

Allen, S.K. Environment and Climate: Impacts, Risks and Adaptation (Eclim), Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Frey, H. Environment and Climate: Impacts, Risks and Adaptation (Eclim), Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Huggel, C. Environment and Climate: Impacts, Risks and Adaptation (Eclim), Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

### Colaboradores

Bründl, M. WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Davos Dorf, Switzerland.

Chiariello, M. Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI), Sede Secondaria di Torino, Italy.

Clague, J.J. Department of Earth Sciences, Simon Fraser University, Burnaby, BC, Canada.

Cochachin, A. Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), Autoridad Nacional del Agua (ANA), Huaraz, Peru.

Cook, S. Geography, School of Social Sciences, University of Dundee, Scotland, UK.

Deline, P. Laboratoire EDYTEM - Environnements, Dynamiques et Territoires de la Montagne, Université Savoie Mont Blanc, Le Bourget-du-Lac, France.

Geertsema, M. Ministry of Forests, Lands, and Natural Resource Operations, Prince George, BC, Canada.

Giardino, M. GeoSitLab, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, Italy.

Haeberli, W. Department of Geography, University of Zurich, Switzerland.

Kääb, A. Department of Geosciences, University of Oslo, Norway.

Kargel, J. Department of Hydrology and Atmospheric Sciences, The University of Arizona, Tucson Arizona, USA.

Klímes, J. Institute of Rock Structure and Mechanics, The Czech Academy of Science, Prague, Czech Republic.

Krautblatter, M. Technical University of Munich, Germany.

McArdell, B. Swiss Federal Research Institute WSL, Birmensdorf, Switzerland.

Mergili, M. Institute of Applied Geology, University of Natural Resources and Life Sciences (BOKU), Vienna, Austria.

Petrakov, D. Faculty of Geography, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

Portocarrero, C. Independent Consultant, Huaraz, Peru.

Reynolds, J. Reynolds International Ltd, Mold, UK.

Schneider, D. Tiefbauamt des Kantons Bern, Switzerland.

**Traducción:** César Portocarrero

**Diseño y diagramación:** Herbert Salvatierra Böttger

# CONTENIDO

<b>INTRODUCCIÓN</b>	06 - 09
<b>1. ALCANCE Y PROPÓSITO DEL INFORME</b>	
<b>2. CAMBIO DE CLIMA Y EVOLUCIÓN DE LOS PAISAJES DE MONTAÑA</b>	
<b>3. DEFINICIONES CLAVE</b>	
<b>4. ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO</b>	
<b>I. PROCESOS CLAVE E INTERACCIONES</b>	10 - 26
<b>1. FLUJOS DE MASA CATASTRÓFICOS</b>	
1.1 Avalanchas de roca	
1.2 Avalanchas de hielo y otras inestabilidades glaciares	
1.3 Aluviones por desborde violento de lagunas glaciares (GLOFs)	
1.4 Flujos de escombros	
1.5 Flujos de masas de volcanes con cobertura de hielo	
1.6 Otros procesos relevantes	
<b>2. INTERACCIÓN Y DINÁMICA DE LOS PROCESOS</b>	
2.1 Dimensión espacial y temporal de procesos y peligros	
2.2 Cadenas de procesos y eventos compuestos	
<b>II. EVALUACIÓN DEL PELIGRO</b>	27 - 54
<b>1. MARCO DE TRABAJO Y CONCEPTOS BÁSICOS</b>	
1.1 Marco de evaluación	
1.2 El rol de los inventarios de peligros	
1.3 Evaluando la línea de base climática	
<b>2. EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD Y ESTABILIDAD</b>	
2.1 Avalanchas de roca	
2.2 Avalanchas de hielo y otras inestabilidades glaciares	
2.3 Aluviones por el desborde violento de una laguna glaciar	
2.4 Flujos de escombros	
2.5 Peligros del permafrost en el sitio	
<b>3. EVALUACIÓN DEL IMPACTO</b>	
3.1 Evaluación preliminar del peligro	
3.2 Desarrollo de escenarios	
3.3 Modelamiento y clasificación de la intensidad del peligro	
3.4 Cadenas de procesos y eventos compuestos	
<b>APÉNDICES</b>	55 - 70
<b>1. TABLAS DE ORIENTACIÓN PARA LA EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD Y ESTABILIDAD</b>	
<b>2. LISTA DE HERRAMIENTAS DE MODELAMIENTO PARA LA EVALUACIÓN DEL PELIGRO</b>	
<b>3. BIBLIOGRAFÍA</b>	

# INTRODUCCIÓN

Los peligros relacionados a glaciares y permafrost se presentan en la mayoría de regiones montañosas y son una amenaza para la vida, los medios de subsistencia y el desarrollo sostenible dentro de algunas de las comunidades más vulnerables del mundo. En vista del rápido calentamiento global y los consiguientes cambios en la sensible criósfera de montaña, los paisajes están evolucionando y nuevas amenazas están surgiendo. Junto con la continua expansión demográfica y de infraestructura hacia los valles de alta montaña, existe un potencial creciente de pérdidas sociales y desastres de gran alcance. Reconociendo la necesidad de un enfoque estructurado y comprensivo para la evaluación de peligros, reforzada por el reciente entendimiento científico, el Grupo de Trabajo Permanente sobre Peligros Glaciares y Permafrost en Alta Montaña (siglas en inglés GAPHAZ) de la Asociación Internacional de Ciencias de la Criósfera (IACS) y la Asociación Internacional de Permafrost (IPA), ha producido este documento técnico de orientación como un recurso para los organismos nacionales e internacionales, autoridades responsables y empresas privadas. El trabajo ha sido sustancialmente apoyado por la Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE) a través del Proyecto Glaciares+.

## 1. ALCANCE Y PROPÓSITO DEL INFORME

En el contexto de un paisaje de montaña en evolución y calentamiento, este documento técnico de orientación se enfoca en los peligros que están directamente condicionados o desencadenados por los cambios actuales en los glaciares y permafrost de montaña. Se ha puesto énfasis en los flujos de masa catastróficos que pueden recorrer largas distancias aguas abajo o pendiente abajo, los cuales conducen potencialmente a procesos e impactos en cascada. Esto incluye avalanchas de hielo y otras inestabilidades de glaciares, roca o avalanchas mixtas de roca y hielo, o flujos de escombros periglaciares e inundaciones por desborde de lagunas glaciares. Adicionalmente, abordamos peligros relacionados a glaciares y permafrost que producen amenazas locales, tales como subsidencia de suelos e inestabilidades profundas. El tratamiento de los peligros no intenta estar completo para el ambiente de montaña, aunque también se discuten potenciales interacciones con fenómenos tales como avalanchas de nieve e inundaciones o avenidas fluviales instantáneas o repentinas.

Como un documento de orientación técnica para practicantes y expertos de diversas instituciones, se espera que el usuario final posea conocimientos básicos y experiencia razonable en el campo de la evaluación de peligros. En este sentido, el documento no pretende proporcionar orientación prescriptiva y básica paso a paso. Más bien, y en concordancia con uno de los objetivos declarados por el Grupo de Trabajo GAPHAZ, el fin general del documento es proporcionar una compilación concisa del estado del conocimiento y las mejores prácticas relacionadas con la evaluación de peligros glaciares y permafrost. A nivel internacional, el nivel y el desarrollo de directrices o estándares sobre evaluaciones del peligro varían ampliamente según país. Si bien este documento recopila las mejores prácticas para desarrollar y proponer enfoques sólidos, puede que no siempre esté en plena consonancia con la práctica nacional o regional existente. Se recomienda la coordinación con las autoridades responsables y las partes interesadas.

En la evaluación de los factores que pueden condicionar o desencadenar peligros glaciares y permafrost, nos enfocamos en interrelacionar procesos atmosféricos, criogénicos, geológicos, geomorfológicos e hidrológicos. El enfoque aquí en los factores condicionantes o detonantes es determinar, ante todo, dónde se espera que ocurran los eventos y la probabilidad de la ocurrencia de un evento como dato de entrada para el mapeo de peligros y propósitos de planificación relacionados. La determinación con precisión de cuándo podría ocurrir un evento (i.e., pronóstico y alerta temprana) está fuera del alcance de este documento. El papel de los factores antropogénicos, tales como las obras de ingeniería que pueden influir directamente (p. ej., la estabilidad de un talud o dique natural o el volumen de una laguna) no son abordados aquí, pero deberían ser un componente inherente a cualquier evaluación de peligros donde la influencia humana en el medio ambiente natural es evidente. Además, el documento no aborda otros componentes del riesgo, tales como el grado de exposición y vulnerabilidad de personas y bienes.

## 2. CAMBIO DE CLIMA Y EVOLUCIÓN DE LOS PAISAJES DE MONTAÑA

Actualmente, un primer desafío concerniente a la anticipación y evaluación de peligros en regiones glaciares de montaña es el cambio de paradigma fundamental inducido por los efectos del continuo calentamiento global. La desaparición de los glaciares, la degradación del permafrost, la evolución del paisaje y los correspondientes cambios en procesos interconectados de superficie, son desarrollos acumulativos. Todo ello conduce a la superación de los precedentes históricos. En muchos lugares, las condiciones futuras estarán muy alejadas del pasado y del presente y, por lo tanto, limitarán el valor de los inventarios de eventos históricos. En tal sentido, enfoques cuantitativos orientados al futuro y sistemas basados en escenarios precisan ser aplicados (Allen et al., 2016; Schaub et al., 2013). Sin embargo, el modelar paisajes de alta montaña futuros con sus complejos sistemas de procesos interactivos de superficie y accidentes geográficos, es un campo de investigación nuevo y emergente y las incertidumbres son inherentemente grandes. Los componentes individuales dentro del complejo sistema tienen características fuertemente divergentes en su respuesta al cambio climático. La recesión glacial es rápida, si no acelerada, en muchas partes del mundo (Vaughan et al., 2013; Zemp et al., 2015). En comparación, debido a la lenta difusión del calor y los efectos retardadores del intercambio de calor latente en el hielo sub superficial, la degradación del permafrost es un proceso lento con compromisos a largo plazo, a menos que evolucionen los procesos de termokarst. Muchas cordilleras de latitud media pueden perder sus glaciares dentro de las próximas décadas (Huss y Hock, 2015; Zemp et al., 2006). Los correspondientes paisajes glaciares se convertirán en paisajes periglaciares caracterizados por un permafrost en lenta degradación, numerosas nuevas lagunas y pronunciadas condiciones de desequilibrio concerniente a cobertura vegetal, estabilidad de pendientes y cascadas de sedimentos. En vista de las grandes incertidumbres involucradas al anticipar tales condiciones, se requiere enfocar un monitoreo usando avanzados sistemas espaciales, tecnología terrestre y aérea, junto con una constante reevaluación de las condiciones generales y situaciones en peligro en rápida evolución. La formación de nuevas lagunas con mayor proximidad a las cabeceras de montaña escarpadas y desestabilizadas, tiene el potencial de aumentar los riesgos regionales de olas de inundación de largo alcance (Haeblerli et al.,

2016). Considerar la gestión del peligro y riesgo ante eventos de baja probabilidad de ocurrencia, pero con extremo poder destructivo, es especialmente difícil para la planificación, formulación de políticas y toma de decisiones. Más aún, debe tomarse en cuenta el esperado ingreso de personas con infraestructura de turismo, tráfico o hidroenergía en un área previamente restringida o aún evitada. De este modo, una perspectiva de largo plazo para la evaluación de peligros y riesgos en alta montaña requiere una intensiva cooperación y comunicación transdisciplinaria.

### 3. DEFINICIONES CLAVE

El peligro es definido como la ocurrencia potencial de un proceso o fenómeno físico natural que puede causar la pérdida de vidas, lesiones u otros impactos a la salud, daños a la propiedad, pérdida de medios de subsistencia y servicios, alteración social y económica y daños al medio ambiente. Esta definición se alinea con aquella de la adaptación al cambio climático (IPCC, 2014) y de las comunidades de reducción del riesgo de desastres (UNISDR, 2009). En este documento consideramos solamente aquellos peligros que están directamente condicionados o desencadenados por cambios contemporáneos en glaciares y permafrost de montaña.

Técnicamente, el peligro es evaluado como una función de la probabilidad que un evento ocurrirá y la esperada intensidad (magnitud) de tal evento:

$$\text{Peligro} = f(\text{probabilidad, intensidad})$$

La intensidad está definida por un lugar específico, usando una unidad física del proceso específico (ver también impacto), mientras que la magnitud puede ser usada en forma más general en un rango de escalas.

La susceptibilidad es una medida relativa de la posibilidad (o probabilidad) de que un peligro ocurra o se inicie desde un lugar dado, basado en las propiedades intrínsecas y características dinámicas de ese lugar. El concepto de susceptibilidad tiene una larga historia en la evaluación del peligro de deslizamiento de tierras y los resultados frecuentemente están expresados como mapas de susceptibilidad (Highland y Bobrowsky, 2008). La susceptibilidad tiene una relación inversa con la estabilidad, es decir, un dique inestable de una laguna podría indicar que esa laguna glaciar es altamente susceptible a una inundación por desborde.

El impacto es usado en este documento de orientación como un término general que se refiere a la amenaza física potencial producida por un evento de peligro. Este componente de la evaluación de los peligros identifica la potencial extensión del área afectada y proporciona información sobre la intensidad del evento esperado en términos de, por ejemplo, altura de inundación, velocidades etc., lo cual sirve de base para el mapeo de peligros.

En el contexto de una evaluación de peligros por glaciares y permafrost, un escenario describe un evento potencial de una magnitud dada junto con su correspondiente probabilidad de ocurrencia. Mediante la con-



sideración de varios escenarios posibles en la evaluación del peligro (generalmente escenarios pequeños, medianos y grandes), los resultados pueden explicar una gama de efectos y sus inherentes incertidumbres. Los escenarios para la evaluación de peligros son válidos para las actuales condiciones, pero pueden también incorporar futuras condiciones del cambiante clima. Conviene mencionar que, en un contexto de cambio climático, el término escenario se refiere a diferentes situaciones futuras, tales como escenarios de emisión de gases de invernadero, que tratan de capturar diferentes caminos de mitigación al cambio climático y entonces son expresados en diferentes escenarios de calentamiento atmosférico.

Los correspondientes horizontes de tiempo son generalmente décadas hasta el final del siglo XXI. Es importante anotar la diferencia entre los escenarios de cambio climático y los escenarios usados en la evaluación de peligros (tal como se describe líneas arriba). Para algunos procesos, los escenarios del cambio climático pueden alimentar directamente al desarrollo de los escenarios para la evaluación de peligros, pero en otros casos los vínculos con el cambio climático no están bien establecidos. El tema del presente documento es la interfaz entre las comunidades de la evaluación del peligro y las comunidades de cambio climático y, por lo tanto, se recomienda clarificar y especificar el tipo de escenario y horizonte de tiempo aplicado en cualquier estudio y comunicar claramente esta información a los interesados y otros actores (Moss et al., 2010).

#### **4. ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO**

Siguiendo la introducción suministrada en la Parte I del documento de orientación, en la Parte II se proporciona un repaso de los procesos clave y sus interacciones. La intención de esta revisión es proporcionar al lector los conocimientos actuales de los últimos avances necesarios para ingresar a la evaluación de peligros presentada en la Parte III. Después de haber sido introducido en el marco conceptual de la evaluación de peligros, el lector es guiado sistemáticamente a través de los componentes básicos de dicha evaluación. Los factores clave a ser considerados dentro de la evaluación de la susceptibilidad están delineados en una serie de tablas de verificación (checklist), las cuales son un recurso valioso para los profesionales. A lo largo del documento de orientación se hace referencia a casos de estudio y ejemplos a partir de la literatura internacional. Finalmente, en el Apéndice 2 se brindan más detalles técnicos sobre las herramientas disponibles de modelamiento para la evaluación de peligros, mientras que en el Apéndice 3 se encuentra una lista completa de la literatura citada en este documento.

# I. PROCESOS CLAVE E INTERACCIONES



**Figura 1:** Una avalancha grande de rocas ( $\approx 12 \times 10^6 \text{m}^3$ ) cayó desde la cara este del Aoraki/monte Cook el 14 de diciembre 1991. La falla redujo la altura del pico más alto de Nueva Zelanda en unos 30 metros (Foto: Ian Owens, 16/12/91).

En esta parte del documento se proporciona un resumen conciso del actual entendimiento científico sobre los procesos clave relacionados con los peligros que ocurren en el ambiente de glaciares y de permafrost. La intención no es proveer un repaso exhaustivo, sino dotar al lector de la suficiente comprensión física para comunicar e informar alguna subsecuente evaluación de peligros. Esto incluye una descripción de flujos de masa catastróficos de amplio rango que pueden ocurrir en un entorno de alta montaña, y los procesos subyacentes de precondicionamiento y activación o desencadenamiento. Luego, se exploran las características espaciales y temporales de los procesos, enfatizando las interacciones potenciales que pueden exacerbar el peligro potencial.

## 1. FLUJOS DE MASA CATASTRÓFICOS

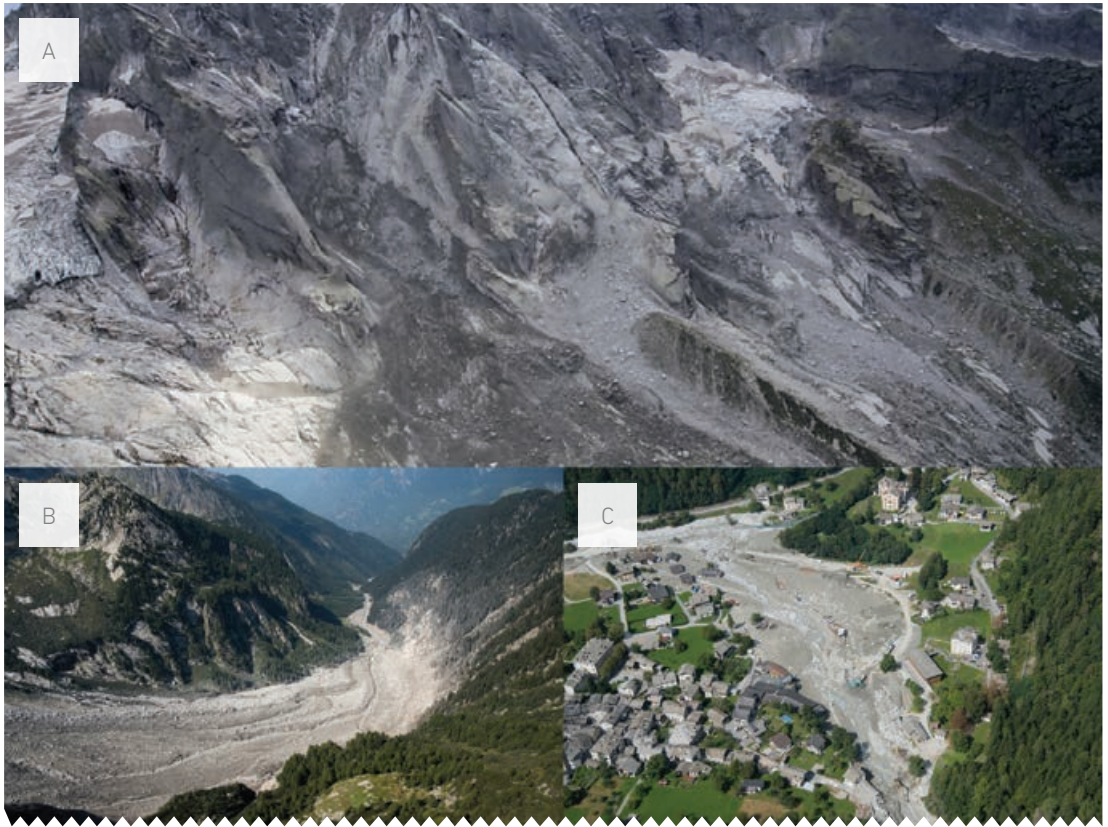
El término “flujos de masa catastróficos” abarca varios procesos geomórficos peligrosos que ocurren en ambientes de alta montaña, y que consisten principalmente de movimientos pendiente abajo y aguas abajo de nieve, hielo, agua, roca y escombros. Si bien los tipos de procesos clave se distinguen en la siguiente discusión, se debe destacar que una característica clave de los flujos de masa catastróficos que ocurren en los entornos de alta montaña es la frecuente interacción y transformación entre los procesos cuando el material es arrastrado y depositado a lo largo del camino y el hielo y la nieve se derriten (ver también la sección 2.2).

## 1.1. AVALANCHAS DE ROCA

Las avalanchas de roca se refieren a las fallas en los taludes del lecho rocoso que involucran flujos de alta velocidad pendiente abajo, tal como el movimiento fragmentado del material de origen, el cual se ha originado en una masa de roca intacta (Hungre et al., 2001). Así, existe una clara distinción entre caída o desprendimiento de rocas que implica el desplazamiento a menor escala de la roca madre suelta, aunque la terminología es usada indistintamente en la literatura técnica porque caídas de rocas pueden agravarse y desestabilizar masas de roca más grandes. Las avalanchas de roca están documentadas a través de todas las regiones montañosas debido a su topografía escarpada, alto relieve, estructuras geológicas inestables y sismicidad que interactúan con procesos climáticos transitorios en ambientes glaciares, para y periglaciares (Evans y Delaney, 2015). Los impactos resultantes y consecuencias sociales pueden ser de gran alcance, ya que el movimiento de avalanchas de roca en alta montaña aumenta debido a la menor fricción y la incorporación de masa adicional a medida que el flujo se mueve sobre terrenos cubiertos por nieve y hielo (Deline, 2008; Evans et al., 2009; Evans y Clague, 1988; Schneider et al., 2011).

Los factores geotécnicos (litología y estructura) determinan la capacidad general de una pendiente para resistir los esfuerzos o tensiones que actúan sobre ella, por lo que también gobiernan la geometría que una pendiente puede mantener. Estos factores son en gran parte estáticos o cambian lentamente en escalas de tiempo geológicas, por lo que son considerados como condicionantes primarios que determinan la inherente resistencia de una pendiente. La falla inicial de una masa rocosa es clasificada de acuerdo a tres mecanismos, lo cual requiere una configuración desfavorable de las grietas y la estratificación (Hoek and Bray, 1981). El plano de deslizamiento se presenta cuando el plano de falla está expuesto en la cara de la roca (denominada "luz natural") con una inclinación en un ángulo mayor que el ángulo de fricción interna de la masa rocosa. Las fallas de cuña se presentan cuando dos discontinuidades se intersectan para crear una cuña, por lo que el ángulo de la cara del acantilado (cliff) es mayor que el ángulo de la potencial superficie de deslizamiento. El vuelco es aún más complejo e implica la rotación de bloques o columnas de bloques alrededor de una base fija. En general las grietas debilitan una masa de roca proporcionando no solo una potencial superficie de falla sino también rutas para el flujo del agua y transferencia de calor y exponiendo a una creciente área de la superficie a procesos de intemperismo. Por lo tanto, las avalanchas de roca se han iniciado frecuentemente a partir de material fuertemente fracturado y dilatado (e.g., Cox et al., 2015; Deline et al., 2011; McSaveney, 2002). Ciertas unidades litológicas pueden estar inherentemente vinculadas a mecanismos y magnitudes de falla y los inventarios de avalanchas de roca han revelado una agrupación preferencial de eventos en lugares donde se presentan discontinuidades estructurales a gran escala, así como a lo largo de linderos litológicos y zonas de falla donde se cambian las propiedades de ingeniería (e.g., Allen et al., 2011; Fischer et al., 2012). Estos mismos estudios han mostrado que las avalanchas de roca han predominado en pendientes muy inclinadas en el rango de 40° a 60°.

Aunque los controles para y periglaciares en la estabilidad de la roca son complejos y operan en un rango de escalas espaciales y temporales, existe, sin embargo, una evidencia empírica convincente que indica un incremento temporal en la inestabilidad de pendientes con la desglaciación y una creciente inestabilidad dentro de zonas de permafrost caliente o marginal (Deline et al., 2015). En ambientes glaciares o anteriormente glaciados, grandes pendientes han sido erosionadas en sus flancos inferiores por la acción glaciar y/o fluvial.



**Figura 2:** Avalancha de rocas y consiguiente flujo de escombros en Pizzo Cengalo, valle Bondasca y Bondo, al sur de los Alpes Suizos. (A) Vista de la falla del talud rocoso después del deslizamiento del 23 de agosto de 2017 de 3 millones de  $m^3$ . En el 2011 una avalancha de rocas de 1.5 millones de  $m^3$  ocurrió en el invierno (27 de diciembre de 2011) y desde el mismo sitio. Inmediatamente después del 23 de agosto de 2017, comenzaron los flujos de escombros desde el pie de la falla del talud rocoso, los cuales arrastraron un material significativo de la avalancha de roca (B) y causaron fuertes impactos en la comunidad de Bondo aguas abajo (C). (Fotos: Swisstopo, VBS, SDA).

La posterior recesión del hielo glaciar conduce a un efecto de desapuntamiento (debuttressing), donde el soporte proporcionado por el hielo ha sido retirado (Ballantyne, 2002).

Como una consecuencia de esta descarga, en el lecho rocoso puede desarrollarse el fracturamiento por liberación de tensiones, lo cual crea nuevos planos de falla (McColl, 2012), mientras que las previamente superficies aisladas están expuestas a cambios hidrológicos e hidráulicos y a regímenes alterados de erosión térmica y mecánica (Haeberli et al., 1997; Wegmann et al., 1998). Por ejemplo, el intemperismo por congelamiento y descongelamiento es capaz de extender y debilitar fracturas preexistentes dentro de la masa de roca (Matsuoka y Murton, 2008). Las relaciones entre el calentamiento atmosférico, la degradación del permafrost y la inestabilidad de la pendiente, han sido postulados basándose en el entendimiento de los procesos físicos (Gruber and Haeberli, 2007) y la evidencia de campo, incluyendo el reconocimiento visual del hielo dentro de la zona de falla de los recientes eventos de avalanchas de roca (Dramis et al., 1995; Haeberli et al., 2004), la predominancia de eventos dentro del permafrost marginal o caliente (Allen et al., 2011; Bottino et al., 2002; Noetzli et al., 2003), y la cronología de los eventos durante períodos de inusuales condiciones atmosféricas cálidas (Allen y Huggel, 2013; Coe et al., 2017; Gruber et al., 2004; Paranzio et al., 2016; Ravelo et al., 2010). Junto con esta eviden-

cia, los estudios de laboratorio han proporcionado luz acerca de las propiedades mecánicas de la roca y el hielo en respuesta al calentamiento, demostrando que la resistencia al corte tanto de las fracturas unidas por hielo como libres de hielo disminuye con temperaturas cerca de 0° (Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013).

Los mecanismos desencadenantes para eventos de avalanchas de roca en alta montaña raramente han sido establecidos con cierta certeza, debido a la lejanía de las áreas de origen y la ausencia de datos confiables en muchas regiones. Muchas de las grandes cordilleras del mundo se han formado con márgenes tectónicos activos donde son comunes las avalanchas de roca generadas por terremotos (e.g., Hewitt et al., 2008; Keefer, 1994; Xu et al., 2016). Una intensa precipitación pluvial es un detonante bien establecido para deslizamientos de tierras en laderas bajas y ha sido relacionada con algunos de los recientes eventos de avalanchas de roca en alta montaña (Hancox and Thomson, 2013; Paranunzio et al., 2016). Particularmente en los Alpes europeos, donde se ha observado el calentamiento atmosférico más rápido durante el siglo pasado, muchos eventos recientes de avalanchas de roca también parecen haber sido precedidos por temperaturas extremadamente cálidas que prevalecen en el orden de días a semanas (Allen and Huggel, 2013; Paranunzio et al., 2016). Estos eventos son típicamente de tamaño pequeño a moderado y pueden estar relacionados con el rápido descongelamiento del permafrost, engrosamiento de la capa activa o el rápido aumento de la presión de poros y en las grietas con agua a partir de la fusión del hielo y nieve. Sin embargo, es importante señalar que muchas avalanchas grandes de roca han ocurrido espontáneamente sin un obvio detonante sísmico o meteorológico cuando la degradación progresiva en la resistencia de la masa rocosa, en respuesta a la fatiga estática de largo plazo y diversos procesos condicionantes, parece que alcanza un umbral de límite intrínseco (e.g., Eberhardt et al., 2004; Hancox et al., 1999; McSaveney, 2002).

## 1.2 AVALANCHAS DE HIELO Y OTRAS INESTABILIDADES GLACIARES

Las avalanchas de hielo se originan principalmente cuando el hielo se desprende: a) desde la escarpada o empinada sección frontal de un glaciar (denominada situaciones de acantilado (cliff), o b) desde un lecho de glaciar inclinado (denominada situación de rampa o losa) (Alean, 1985). Varios factores generales determinan la ocurrencia de rupturas catastróficas así como su magnitud. Estos factores incluyen la resistencia al corte en la base del hielo glaciar (relacionada con condiciones térmicas e hidrológicas), la inclinación y forma de la pendiente de la roca basal, y la resistencia a la tensión del propio cuerpo del glaciar (Evans y Delaney, 2015). En general, las inestabilidades del tipo rampa que surgen en glaciares de base fría requieren de una superficie de deslizamiento crítica más pronunciada (como una característica para el lecho de glaciares pequeños o muy inclinados) que la requerida para glaciares temperados o politérmicos. Por otro lado, las situaciones del tipo acantilado (cliff) están más bien relacionadas con un brusco empinamiento o ruptura en la topografía del lecho.

Faillietz et al. (2015) combinó el monitoreo y modelamiento para aclarar los controles térmicos en la estabilidad glaciar, distinguiendo así tres posiciones:

1. Glaciares de base fría que están completa y enteramente congelados con su lecho rocoso, en donde la inestabilidad resulta a partir del progresivo aumento del daño interno debido a cambios en la geometría glaciar (ganancia de masa y engrosamiento hacia el frente). En este caso, la ruptura mecánica final se presenta dentro del hielo, generalmente a pocos metros sobre el lecho rocoso.

2. Glaciares politérmicos, los cuales están parcialmente congelados sobre su lecho rocoso y con presencia de una zona temperada. En este caso, la ruptura final ocurre directamente sobre el lecho rocoso en la zona temperada del glaciar y puede propagarse a través del hielo. El agua en estado líquido se presenta en el glaciar (pero no fluyendo) y juega un papel clave en el desarrollo de la inestabilidad.
3. Lenguas glaciares temperadas, muy empinadas y sujetas a deslizamiento sobre su lecho rocoso; en cuyo caso la ruptura final se presenta directamente en el lecho rocoso, y el agua que fluye se presenta en la interfase del glaciar y el lecho rocoso. La inestabilidad resulta principalmente por los cambios rápidos en las presiones de agua subglaciar y requiere de una configuración geométrica crítica (pendiente empinada, no tiene soporte frontal y topografía convexa del lecho).

Estos procesos subyacentes implican una significativa influencia topográfico-climática en la estabilidad glaciar a medida que los lechos glaciares generalmente se ponen más empinados y el congelamiento basal aumenta con la altitud y/o las reducidas temperaturas del aire. Entonces, un cambio en la temperatura del aire puede alterar el potencial para las avalanchas de hielo a través de una influencia directa en el régimen termal del glaciar, así como indirectamente a través del cambio de la geometría del glaciar. Independientemente de cómo se inicia la falla, a medida que la masa de hielo se mueve pendiente abajo, esta se desintegra para producir un flujo de hielo fragmentado de alta velocidad y movilidad. Las distancias totales de recorrido están ampliamente relacionadas con el volumen de desprendimiento inicial, aunque también un arrastre significativo, una transformación de flujo y procesos en cascada son posibles (ver sección 2.2). Como una suposición general, las situaciones del tipo de acantilado (cliff) están normalmente vinculadas a eventos repetitivos, frecuentes y de menor tamaño, y en cierta forma representan un proceso natural de ablación glaciar. Si bien es improbable la presencia de grandes volúmenes, los impactos en las lagunas glaciares y el posterior desplazamiento de olas son una amenaza importante y común, especialmente cuencas circos glaciares, donde se forman las lagunas al pie de glaciares escarpados. Las situaciones del tipo de rampa producen avalanchas de hielo menos frecuentes pero de mayor magnitud, capaces de alcanzar e impactar áreas aguas abajo.

Las avalanchas de hielo de gran volumen ( $>10^6 \text{ m}^3$ ) son fenómenos poco frecuentes y han sido reportados en los Alpes Europeos, Norteamérica, los Andes, el Himalaya y el Tíbet (Schneider et al., 2011). El colapso de grandes sectores de glaciares del tipo valle relativamente planos son extremadamente raros. Han ocurrido casos como el del glaciar Kolka en el Cáucaso ruso en el 2002 (Evans et al., 2009; Haeblerli et al., 2004; Huggel et al., 2005), donde el glaciar ya había sido desestabilizado por una serie de avalanchas de roca y hielo desde pendientes empinadas. Otro evento más reciente y excepción al de avalanchas gemelas de hielo sucedió en la Cordillera Aru Cru (Tíbet) en el año 2016 (Tian et al., 2017). El entendimiento de estos procesos es aún limitado, aunque el comportamiento surgido ha estado relacionado en algunos casos y fue claramente observado previo a los eventos en el Tíbet. Los propuestos mecanismos causales que contribuyen a tales desprendimientos catastróficos están relacionados con el aumento de las tensiones y la disminución de la resistencia del sistema glaciar, incluyendo la pérdida de la resistencia al corte en el lecho glaciar debido al desarrollo de presiones hídras extremas por la precipitación y los procesos de derretimiento o fusión (particularmente en condiciones de lecho politermal), sobrecarga de la masa debido a la acumulación de nieve, y redistribución de la masa o sobrecarga de otros movimientos de masa que aterrizan sobre el hielo glaciar (Evans y Delaney, 2015).

El aumento del movimiento del glaciar y la formación de rajaduras y grietas de tensión en la superficie glaciar es un precursor frecuente pero no esencial de las avalanchas de hielo, por ello las inestabilidades pueden ocurrir sin la presencia de claros precedentes (Faillettaz et al., 2016). Las avalanchas de hielo pueden también



**Figura 3:** El 20 de setiembre de 2002 el glaciar Kolka en el Cáucaso (Osetia del Norte, Rusia) colapsó y resultó en una avalancha de roca mayor a 100 millones de m<sup>3</sup> que viajó 19 km aguas abajo transformada en un flujo de escombros y causando alrededor de 140 muertes y un daño masivo. Foto A: Vista del glaciar Kolka colapsado y la trayectoria inicial de la avalancha. Foto B: Depósitos masivos de hielo y escombros de la avalancha en Karmadon (Fotos: I. Galushkin y Keystone).

ser desencadenadas espontáneamente por terremotos. Si bien en la mayoría de los casos esto probablemente involucre una falla dentro del lecho rocoso subyacente (p. ej., el desastre del Huascarán en 1970, Perú), hay también ejemplos en donde un mínimo de escombros de roca ha estado evidente en el depósito resultante de la avalancha (van der Woerd et al., 2004). Por ejemplo, el reciente desastre de Langtang en el 2015 es considerado una avalancha de nieve y hielo desencadenado por un terremoto (Fujita et al., 2016). Debido a los cambios en las presiones hídricas y la reducción de la resistencia al corte, tanto la precipitación intensa como los períodos cálidos de fusión son también calificados como detonantes potenciales de avalanchas de hielo.

### 1.3. ALUVIONES POR DESBORDE VIOLENTO DE LAGUNAS GLACIARES (GLOFS)

El término Aluvión por el Desborde violento de una Laguna Glaciar (GLOF por sus siglas ingles, Glacier Lake Outburst Flood), es usado aquí para referirse a la catastrófica liberación del agua de un reservorio que ha sido formado al lado, en frente, dentro, debajo o sobre la superficie de un glaciar. Las estructuras de diques o represas que contienen el agua dentro del reservorio pueden estar compuestas principalmente por hielo glaciar, escombros morrénicos o roca madre.

Las lagunas con diques de hielo pueden desarrollarse en los márgenes de un glaciar que avanza cuando valles laterales o depresiones a los lados del glaciar se ven truncados y bloqueados. Muchas de estas lagunas se formaron en las regiones de alta montaña durante el Último Máximo Glacial (LGM, por sus siglas en inglés) y, más recientemente, durante y después de la Pequeña Edad de Hielo (LIA, por sus siglas en inglés). Con el tiempo, debido a que estos glaciares retroceden, el dique de hielo desaparece por fusión y la laguna puede vaciarse catastróficamente o permanecer almacenada detrás de las morrenas que dejó el antiguo glaciar. El reciente desastre por GLOF en el año 2013 en Kedarnath (India) implicó la falla de una laguna de este tipo (Allen et al., 2015). A medida que glaciares confluentes se derriten, se pueden formar nuevas lagunas en el espacio ahora sin glaciar, que son represadas pendiente abajo por hielo del glaciar remanente. Las lagunas subglaciares formadas debajo de los glaciares son bien conocidas en Islandia, en donde su formación (y drenaje) está vinculado a la actividad volcánica y geotérmica. La mayoría de regiones montañosas también ha presenciado

desbordes de reservorios de agua represados por hielo dentro o debajo de un glaciar, incluyendo el drenaje de lagunas supraglaciares a través de canales glaciares, donde se ha notado su relación con eventos de intensa precipitación o fuerte derretimiento durante climas cálidos (Benn et al., 2012; Huss et al., 2007; Richardson y Reynolds, 2000a; Rounce et al., 2017). Recientes estudios de Tien Shan han demostrado que el tamaño y tiempo de vida de las lagunas supraglaciares está controlado por la sincronización de la conectividad a la red de drenaje englacial, por lo que se requiere un monitoreo frecuente para evaluar las amenazas involucradas (Narama et al., 2010; Narama et al., 2017).

El drenaje sub o englacial se presenta principalmente a través de túneles que se van ampliando debido a la erosión térmica o mecánica. Lo que exactamente inicia esta salida de agua no es frecuentemente bien entendido, pero la flotación hidrostática del dique glaciar a medida que el embalse alcanza un nivel crítico es un posible mecanismo. Los aluviones por desbordes relacionados al agrandamiento de túneles, típicamente se desarrollan con mayor lentitud y menores descargas pico que otros mecanismos GLOF donde los volúmenes de las lagunas son comparables. Se han documentado eventos de drenaje subglaciares o glaciares más rápidos, sin embargo, los mecanismos involucrados no están bien entendidos.

El retroceso generalizado de los glaciares de montaña desde la Pequeña Edad de Hielo (LIA) ha generado la formación de lagunas embalsadas por morrenas proglaciares, algunas de las cuales presentan grandes volúmenes de hasta 100 millones de metros cúbicos y profundidades que exceden los 200 metros (Cook y Quincey, 2015). Estas lagunas pueden ocupar cuencas circo glaciares empinadas o fondos de valles o quebradas. Los glaciares de valle que son largos, planos y cubiertos de escombros, y que responden a un balance de masas negativo más por adelgazamiento que con un retroceso del frente glaciar (e.g., Quincey et al., 2007; Richardson y Reynolds, 2000b), dan lugar a la formación de grandes lagunas a través de la expansión gradual y fusión de los estanques o pequeños embalses supraglaciares. Debido a la naturaleza no consolidada del material morrénico que puede tener núcleos de hielo dentro de su estructura, las estructuras de las presas o diques (de hasta 100 m de altura) pueden ser débiles y propensas a romperse por varios mecanismos. Primeramente,



**Figura 4:** El 16 y 17 de junio de 2013, un flujo devastador de escombros destruyó el pueblo de Kedarnath, Uttarakhand, al norte de la India. La mayor parte del daño y la pérdida significativa de vidas ocurrió el 17 de junio cuando una pequeña laguna represada en un margen lateral del glaciar Chorabari (flecha azul) se desbordó y abrió una brecha después de varios días de intensa lluvia. Un inusual derretimiento de primavera y la escorrentía hacia la laguna un mes antes, también fueron probablemente factores clave. (Foto: Vaibhav Kaul)



por filtración, pues el transporte del sedimento fino y erosión en la cara de la presa aguas abajo puede ser resultado del gradiente hidráulico a través de la presa. Este fenómeno es conocido como erosión regresiva. La degradación o fusión de los núcleos de hielo en el interior del cuerpo de la presa o dique, puede reducir la estabilidad interna de este último y, entonces, aumentar la susceptibilidad hacia la falla. En segundo lugar, la erosión regresiva del canal (por acción del oleaje inducido por el viento o la ruptura del bloqueo de un canal temporal de desfogue) puede cortar la barrera o dique y provocar el rebose. En tercer lugar, el rápido ingreso de agua (por lluvia o deshielo) o la generación de olas de desplazamiento a partir de movimientos de masa en la laguna (avalanchas de hielo o roca) pueden aumentar el flujo de agua a través del canal de salida e iniciar la incisión erosiva en el dique. Ya sea el caso de un rápido ingreso de agua o un movimiento de masas que haya generado una ola de inundación, las características geológicas, hidrológicas y geomorfológicas de los taludes circundantes y el área de la cuenca de la laguna se convierten en componentes fundamentales para la evaluación del peligro. Los terremotos pueden desencadenar movimientos de masa hacia la laguna o pueden directamente desestabilizar la estructura del dique. Sin embargo, la evidencia empírica es sorprendentemente escasa, y el terremoto de Gorka en Nepal en el año 2015 no causó ninguna importante inestabilidad morrénica, quizás en parte debido a la situación de las lagunas en el fondo de valles planos donde la aceleración del terreno fue generalmente menor (Kargel et al., 2016).

Una vez que se produce la incisión, brecha o corte en el canal a través de un dique morrénico y aumenta el flujo de salida de la laguna, la erosión aumenta y la brecha se agranda, el flujo efluente de la laguna aumenta más aún y se inicia un proceso de amplificación del fenómeno por sí mismo (Figura 5). Típicamente, esto continúa hasta el punto en que comienza a disminuir el flujo de drenaje junto con los esfuerzos de corte aplicados al terreno, y los procesos de erosión son atenuados y eventualmente detenidos. La composición (es decir, tamaño de clastos, hielo enterrado, vegetación) y la geometría (es decir, altura, ancho, pendiente) del dique son crucia-



**Figura 5:** Foto tomada durante la apertura de la brecha de un dique morrénico en el glaciar Gruven (Valais, Suiza), con una erosión substancial y agrandamiento del canal o cauce en curso.

les no solamente para la estabilidad inicial del mismo, sino también para controlar la tasa o razón de erosión y la profundidad final de la brecha, las cuales en su momento son importantes determinantes para el hidrograma de inundación. Si bien existen algunos ejemplos de rupturas de diques morrénicos poco después de la formación de las lagunas (O'Connor et al., 2001), los diques o presas pueden fallar años o décadas más tarde, o persistir por siglos o incluso por más tiempo hasta convertirse en características permanentes y estables del paisaje. En la mayoría de los casos, las brechas en las morrenas resultan de la reducción significativa del nivel de agua de la laguna, y el canal resultante agrandado típicamente previene el desarrollo de nuevas amenazas, excepto cuando la laguna se agranda y se profundiza p. ej. debido al continuado receso y adelgazamiento del glaciar. Además en raras ocasiones, las olas de desplazamiento de los grandes movimientos de masas pueden desbordar un dique morrénico y causar un evento aluviónico sin abrir una brecha en el dique, significando que permanece la amenaza de eventos secundarios. Para lagunas con dique de roca, las olas de desborde son el único mecanismo por el cual un aluvión catastrófico podría iniciarse, teniendo en cuenta que las estructuras del dique por sí mismas son consideradas estables.

Una vez iniciados los GLOFs (aluviones), estos tienden a arrastrar grandes cantidades de sedimentos y tienen el potencial de transportar también masas de roca grandes, particularmente en los tramos superiores donde las gradientes del canal o cauce en cuencas de alta montaña son frecuentemente escarpadas o empinadas. Esto es particularmente cierto para aluviones que vienen de lagunas con diques morrénicos, las cuales frecuentemente se transforman en flujos de escombros o flujos hiperconcentrados que siguen el arrastre de material de la morrena y el inmediato canal o cauce aguas abajo. Generalmente, se requieren pendientes de canal o cauce superiores a  $6^\circ - 9^\circ$  para mantener tales flujos (Huggel et al., 2004a) y se presenta la deposición de sedimentos en tramos de pendiente suave. Debido principalmente a sus grandes profundidades de flujo y gradientes de energía localmente altos, los GLOFs (aluviones) podrían producir fuerzas erosivas mucho mayores a las típicas inundaciones meteorológicas y bajo las mismas condiciones de corriente. Sin embargo, a diferencia de las inundaciones producidas meteorológicamente, los GLOFs (aluviones) tienden a atenuarse aguas abajo, lo cual tiene implicaciones en los potenciales impactos y pérdidas (Schwanghart et al., 2016b). La disminución de la intensidad de las inundaciones aguas abajo está relacionada con el volumen inicial y duración del evento desborde/brecha, de tal forma que los eventos de corta duración y pequeño volumen se atenúan más rápidamente. Sin embargo, en canales o cauces de corriente largos, tales como en el Himalaya y en los Andes, para los GLOFs se observan frecuentemente transiciones de flujo dinámicas, desde los tipos iniciales de flujo de escombros hacia los flujos hiperconcentrados, y posiblemente de regreso a flujos de escombros dependiendo de la pendiente del cauce o canal y la disponibilidad de material erosionable. Se ha observado que la trayectoria de los flujos se extiende hasta 100 km e inclusive a una mayor distancia (Carey et al., 2012; Cenderelli y Wohl, 2003; Schwanghart et al., 2016b)

#### **1.4. FLUJOS DE ESCOMBROS**

Mientras los flujos de escombros se inician usualmente a partir del desborde de lagunas represadas con morrenas muy escarpadas (ver Sección 1.3), otros flujos de escombros sin desbordes violentos en entornos de alta montaña pueden originarse en morrenas muy empinadas, en pendientes de talud al pie de paramentos rocosos erosionados, en lenguas de glaciares de roca desestabilizados, y en depósitos fluvioglaciares dentro de cauces con bastante pendiente (Evans y Delaney, 2015). Una vez movilizados, los flujos de escombros consisten en una mezcla de agua y sedimentos, y comprende uno o varios pulsos (Iverson, 1997). La cantidad de

sedimentos es variable, pero generalmente llega a cantidades de 50% a 70% en volumen. Las características del diagnóstico incluyen una substancial capacidad de erosión, transporte de roca grande (bolones), depósitos pobremente clasificados y formación de diques como consecuencia de la desaceleración del flujo en terrenos más llanos (Hungar et al., 2001). Las zonas peri y paraglaciarias son favorables para el inicio del flujo de escombros ya que poseen abundante cantidad de material suelto no consolidado, juntamente con topografía escarpada, deshielo de nieve y hielo y fuerte precipitación convectiva o monzónica (Allen et al., 2015; Chiarle et al., 2007; Evans y Clague, 1994; Jomelli et al., 2007). Los mecanismos desencadenantes comúnmente incluyen altas temperaturas de verano y el consiguiente derretimiento de nieve y hielo, y/o intensa precipitación (Chiarle et al., 2007; Jomelli et al., 2007). Por ejemplo, alrededor de 600 flujos de escombros fueron desencadenados por una alta precipitación en los Alpes Suizos durante 1987, y más del 50% de estos eventos se originan en zonas que habían perdido sus glaciares en los últimos 150 años (Rickenmann & Zimmermann, 1993; Zimmermann y Haeberli, 1992). Similarmente, los estudios en el sur de Rusia han demostrado una mayor actividad de flujo de escombros relacionada con la reciente rápida desglaciación y exposición del material morrénico con áreas fuente caracterizadas frecuentemente con rasgos termo kársticos que pueden sobresaturarse con escorrentía superficial o de deshielo (Seinova et al., 2011; Stokes et al., 2006). Los cuerpos de permafrost fríos pueden actuar como una barrera para la percolación del agua subterránea que conduce a la saturación local del material no congelado sobreyacente (Zimmermann y Haeberli, 1992). El descongelamiento del permafrost en materiales no consolidados conduce a una pérdida de cohesión e incremento de la presión de poros y ahí desaparecen en forma masiva los cuerpos de hielo (Harris, 2005). Debido a que la reforestación del terreno desglaciado es lenta, los entornos peri y paraglaciarios pueden permanecer desprotegidos frente a la erosión durante períodos extensos de varias décadas o más (Kaab et al., 2005).



**Figura 6:** Flujo de escombros originado por morrenas glaciares sobre la ciudad de Tynda (Rusia) en julio del 2000. El desencadenante más probable se consideró que fue el desborde violento de una cavidad englacial. (Foto: A. Aleinikov)

Se ha identificado una fuerte estacionalidad en la actividad de los flujos de escombros, con eventos que ocurren más frecuentemente en verano y otoño en los Alpes Europeos (Rebetez et al., 1997; Stoffel et al., 2011), y durante el verano en el Cáucaso (Perov et al., 2017). No solamente la intensa precipitación convectiva o los procesos de deshielo durante estos meses cálidos son el factor desencadenante, sino que también es poco probable que los sedimentos estén congelados, por lo tanto, hay mayor disponibilidad de material para ser erosionado y transportado. Particularmente, en ambientes de permafrost existe una clara asociación entre el flujo de escombros y el desarrollo de la capa o estrato activo. Por lo tanto, después del descongelamiento gradual descendente del material cercano a la superficie, los taludes están más propensos a la inestabilidad al final del verano u otoño. Sin embargo, los umbrales críticos requeridos para desencadenar un evento pueden ser actualmente menores al principio del verano cuando el estrato activo es más superficial y saturado por el deshielo de la nieve en la primavera (Schneuwly-Bollschweiler y Stoffel, 2012).

### 1.5 FLUJOS DE MASA DE VOLCANES CON COBERTURA DE HIELO

Los flujos de masa de volcanes cubiertos con hielo han provocado algunos de los mayores desastres a nivel mundial. Muy prominente en la historia reciente es la erupción de tamaño medio del volcán del Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985, la cual derritió cantidades importantes de nieve y hielo, y produjo lahares (flujos de escombros de volcanes) que mataron a más de 20 000 personas en la ciudad de Armero, unos 70 km aguas abajo del volcán (Pierson et al., 1990; Voight, 1990). Cinco años antes, en 1980, la catastrófica erupción del volcán Santa Helena cubierto de hielo generó un colapso del flanco y la erupción del volcán, generando avalanchas masivas de hielo y roca y lahares que devastaron grandes áreas circundantes al volcán y también aguas abajo (Waitt et al., 1983). Después de estos eventos trágicos, se han invertido grandes esfuerzos para



**Figura 7:** El Nevado del Huila cubierto de glaciares en la Cordillera Central de Colombia, erupción en 2007 y 2008 después de un largo período de inactividad. El agua del derretimiento impactado por la actividad volcánica en los glaciares produjo lahares masivos que viajaron más de 100km aguas abajo. Los esfuerzos en la evaluación del peligro, en la gestión del riesgo y la alerta temprana previnieron con efectividad la pérdida de vidas. (Foto: INGEOMINAS/Geological Survey of Colombia, abril 2008).

la investigación, estudiando los procesos e interacciones entre la actividad volcánica, la nieve y el hielo y los peligros asociados.

Los lahares son el peligro de mayor alcance de los volcanes cubiertos con hielo, pues pueden alcanzar distancias mayores a 150 km aguas abajo (Worni et al., 2012), e involucrar a decenas de millones de metros cúbicos de volumen con descargas pico de hasta varias decenas de miles de metros cúbicos por segundo. Por ejemplo, en el Nevado del Ruiz en 1985 el volumen total de lahar fue estimado en 90 millones de metros cúbicos con una descarga pico de 48,000 m<sup>3</sup>/s y velocidades en el rango de 5 a 15 m/s. El volumen del lahar de 1956 en el volcán Bezymyanni (Península de Kamchatka) fue aún mayor, aproximadamente 500 millones de m<sup>3</sup> (Seynova et al., 2017). Los lahares pueden ser producidos tanto por procesos de erupción como de no erupción en volcanes cubiertos con hielo (Major y Newhall, 1989):

- Flujos piroplásticos, es decir una mezcla de fragmentos de roca caliente, seca y gases calientes moviéndose a altas velocidades. Son más efectivos derritiendo nieve y hielo y pueden formar lahares potencialmente grandes.
- Los flujos de lava pueden producir derretimiento cuando cubren completamente el hielo y la nieve, pero el flujo de calor es mucho más lento y menos efectivo que el de los flujos piroplásticos.
- El flujo de calor en la base de los glaciares puede ser producido por erupciones subglaciales o flujos de calor geotérmico. Se pueden acumular grandes cantidades de agua en la zona subglacial dependiendo de la topografía y sistemas de drenaje, y eventualmente pueden drenar catastróficamente tal como es muy común en Islandia donde este tipo de repentinamente grandes inundaciones se denominan jökulhlaups (Björnsson, 2003; Roberts, 2005).
- La eyección y deposición de cenizas y otros productos de la erupción en glaciares difícilmente puede resultar en la generación de lahares, pero tiene importantes efectos en la ablación y el balance de masas glaciares. Las lagunas en los cráteres son una fuente potencial de grandes inundaciones con factores detonantes relacionados tanto con la actividad volcánica eruptiva como la no eruptiva, así como con la dinámica conectada con la nieve y el hielo.

Un estudio reciente alrededor del mundo ha identificado 144 volcanes cubiertos con hielo, así como 226 volcanes con cobertura estable de nieve (Seynova et al., 2017). En términos de distribución geográfica de volcanes con cobertura de hielo y los consiguientes peligros, las cordilleras de las Américas son un punto de acceso con varias ubicaciones adicionales en las islas Aleutianas, Kamchatka, Japón, Nueva Zelanda e Islandia. Se han realizado estudios de evaluación del peligro para varios volcanes con cobertura de hielo en los Andes, México y Estados Unidos, siguiendo una variedad de métodos que necesariamente requieren considerar las interacciones de los sistemas volcánicos y glaciares (Huggel et al., 2007b; Künzler et al., 2012; Thouret, 1990; Waythomas et al., 2009).

## 1.6. OTROS PROCESOS RELEVANTES

Adicionalmente a los procesos descritos desde la Sección 1.1 hasta la 1.5, existen otros varios peligros en el medio ambiente para y periglacial de la alta montaña. La profunda deformación gravitacional de la pendiente en las paredes de las morrenas y en los escarpados flancos de la montaña, es un proceso paraglacial gradual y frecuentemente de largo plazo, con implicaciones significativas para la infraestructura del lugar (Deline et

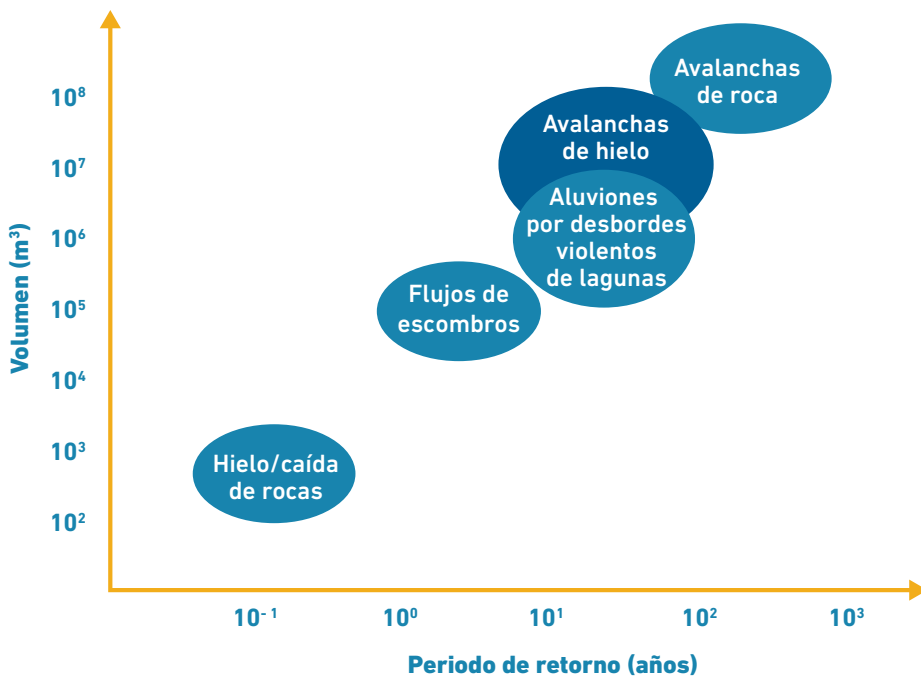
al., 2015). Si bien las tasas de movimientos son generalmente muy bajas (centímetros a metros por año), si las condiciones de la pendiente o talud se deterioran más aún, los umbrales del factor desencadenante disminuirán dando lugar a una falla rápida catastrófica (McColl y Davies, 2013). En este contexto, los terremotos son importantes, pues constituyen un potencial detonante para todo tipo de movimiento de masa catastrófico (p. ej., Shugar et al., 2012; van der Woerd et al., 2004), pero también debido a su efecto acumulativo en la estabilidad de la pendiente y la evolución del paisaje o entorno al aumentar la erosión y la entrega de sedimentos de los sistemas de alta montaña (p. ej., Howarth et al., 2012; Schwanghart et al., 2016a). Las avalanchas de nieve ocurren en todas las regiones montañosas del mundo y los procedimientos de evaluación establecidos y el entendimiento científico se basan en muchas décadas de investigación e intercambio comunitario (por ejemplo, los Talleres Internacionales de la Ciencia de la Nieve se remontan a la década de 1950). Como tal, las avalanchas de nieve no son consideradas explícitamente en el contexto de los peligros de glaciares y permafrost. Sin embargo, se reconoce la importancia de tomar en cuenta el arrastre de nieve dentro de las avalanchas mixtas de hielo, roca y nieve (Schneider et al., 2011), mientras que el reciente desastre de Langtang en Nepal ha puesto de relieve la devastación que puede ocurrir cuando se desprenden grandes cantidades de nieve de paramentos con glaciares muy empinados (Fujita et al., 2016).

Finalmente, las inundaciones repentinas fluviales (a menudo denominadas torrentes de montaña) no son tratadas en este documento, aunque tales eventos pueden ser amplificados por el derretimiento de nieve y hielo, y los eventos de tormentas grandes pueden ser desencadenantes de una convergencia devastadora de inundaciones repentinas fluviales y actividades de GLOF (Allen et al., 2015; Das et al., 2015). Por lo tanto, en vista de los peligros de gran alcance que pueden afectar el entorno de alta montaña, se requieren enfoques integrados interdisciplinarios para la evaluación de peligros.

## 2. INTERACCIÓN Y DINÁMICA DE LOS PROCESOS

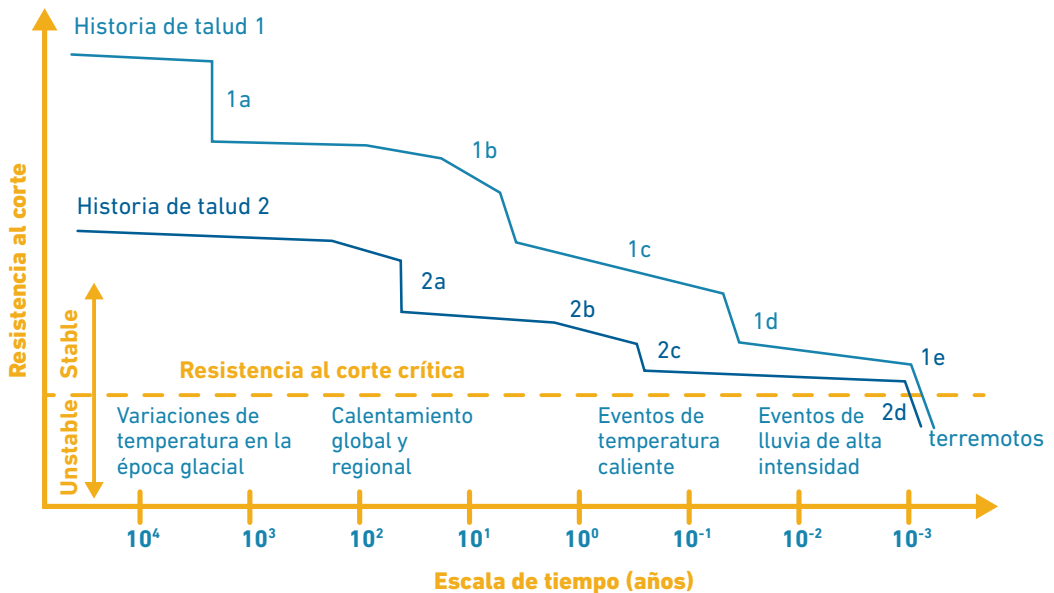
### 2.1 DIMENSIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE PROCESOS Y PELIGROS

Los peligros de los glaciares y el permafrost se caracterizan por una gran variedad de dimensiones espaciales y temporales (Figura 8). En un extremo, dentro de la continuidad se presentan caídas de hielo y roca de pequeño volumen casi a diario en ambientes dinámicos de montaña, particularmente durante los cálidos meses del verano, cuando las frecuencias de los eventos pueden estar estrechamente relacionadas con el calentamiento diurno y el derretimiento. Las amenazas de tales peligros están típicamente localizadas dentro del entorno de alta montaña, pero pueden ser motivo de preocupación, por ejemplo, cuando los turistas (tales como montañistas) atraviesan las rutas expuestas a dichos eventos (Temme, 2015). En el otro extremo de la continuidad, y comparativamente raro, las avalanchas de gran magnitud de hielo y/o roca tienen el potencial de alcanzar grandes distancias de recorrido y de esta manera amenazan a la gente y la infraestructura ubicada lejos aguas abajo (Schneider et al., 2011), particularmente donde estos eventos se transforman o donde se inician las cadenas de procesos (ver Sección 2.2).



**Figura 8:** Volúmenes característicos y períodos de retorno de diferentes fallas de talud y movimiento de masas en áreas de alta montaña y criósfera (Huggel et al., 2012). La figura está generalizada y no excluye que los eventos dados puedan ocurrir mucho más frecuentemente. Por ejemplo, algunas lagunas glaciares pueden desarrollarse o rellenarse estacionalmente para producir eventos repetitivos y frecuentes de aluviones.

En este documento tratamos los procesos que condicionan o predisponen a aquellos que desencadenan directamente eventos o reacciones en cadena. En este aspecto, el cambio climático es único, ya que los cambios relacionados en la criósfera y la hidrometeorología inducen a influencias complejas en la erosión y estabilidad del paisaje o entorno, operando en un rango de escalas espaciales y temporales. Considerando el ejemplo de la inestabilidad del lecho rocoso, la estructura geológica y la topografía del talud se consideran generalmente como factores preconditionantes, estáticos, sin embargo, ambos pueden responder lentamente a la recesión glaciaria y al desapuntamiento (retiro del soporte) en escalas de tiempo de siglos a milenios (McColl, 2012; ver también Parte III). Tales procesos conducen a una reducción gradual de la resistencia al corte, mientras que los eventos extremos hidrometeorológicos de menor duración, como la precipitación intensa o el derretimiento de la nieve, producen una respuesta más rápida en la estabilidad de la pendiente o talud. En escalas de tiempo intermedias (p. ej., en relación al calentamiento acelerado del siglo pasado), se podrían considerar procesos tales como el descongelamiento del permafrost a profundidades de algunos metros hasta decenas de metros o la desaparición de los glaciares pequeños. Los procesos que pueden causar reducciones abruptas en la resistencia al corte (incluyendo terremotos) pueden actuar solamente como un desencadenante en la falla del talud donde la resistencia al corte es ya lo suficientemente baja y cerca de un umbral crítico (Figura 9). Por lo tanto, la evaluación de los peligros del glaciario y el permafrost deben considerar la evolución a largo plazo de la dinámica del paisaje o entorno y de los procesos de interacción, tanto desde el punto de vista histórico como de perspectivas futuras.



**Figura 9:** Boceto conceptual que muestra la evolución a largo plazo de la estabilidad de dos pendientes. La línea punteada indica el umbral crítico de resistencia al corte por debajo del cual la pendiente es inestable y podría desencadenarse una falla (de Huggel et al., 2010). Ambas evoluciones de pendiente se caracterizan por procesos que producen una disminución gradual de la resistencia al corte (p. ej., recesión glaciaria desde el Último Máximo Glaciario) y una reducción abrupta en la misma (p. ej., terremotos extremos hidrometeorológicos). La pendiente 2 tiene una resistencia al corte inicial menor debido, por ejemplo, al tipo o la estructura de la roca.



## 2.2 CADENAS DE PROCESOS Y EVENTOS COMPUESTOS

Una característica distintiva en la evaluación de los peligros del glaciar y el permafrost es la necesidad de considerar los procesos interactivos y sus impactos acumulativos aguas abajo. En efecto, algunos de los desastres más devastadores y de mayor alcance en las regiones de alta montaña han involucrado tales cadenas de proceso, comenzando como avalanchas de hielo y/o roca y convirtiéndose aguas abajo como flujos de escombros, de barro, o hiperconcentrados (p. ej., Huggel et al., 2005; Lliboutry et al., 1977). La interacción entre los procesos puede ser inmediata (p. ej., de segundos a minutos), como en el caso de movimientos de masa que impacta dentro de una laguna y causa un aluvión por desborde. Para otras interacciones, tales como el represamiento de una laguna por un deslizamiento de tierras o un glaciar que avanza, el peligro resultante secundario puede evolucionar en una escala de tiempo de días, semanas, meses o aun años (para mayor información sobre lagunas represadas por deslizamiento de tierras ver Schneider et al., 2013; Korup y Tweed, 2007).

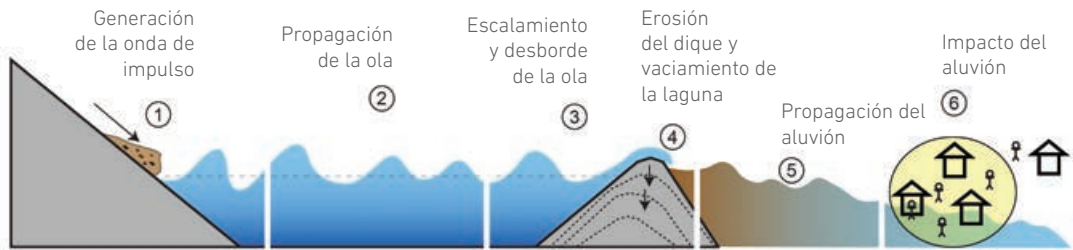
Un ejemplo típico de una cadena de procesos que involucran un movimiento de masas de hielo o roca dentro de una laguna glaciar, ha sido bien descrita por varios autores (p. ej., Worni et al., 2014) (Figura 11), lo cual está adquiriendo creciente importancia en vista de la formación de nuevas lagunas muy cerca a flancos de montaña escarpados, lo cual las desestabiliza (Haeberli et al., 2016). Un reto clave para la evaluación de peligros es que mientras diferentes comunidades han desarrollado enfoques de modelamiento para procesos



**Figura 10:** Trayectoria y depósitos de la avalancha de rocas y flujo de escombros del 6 de agosto de 2010 en el Monte Meager (Columbia Británica, Canadá). La avalancha se inició en rocas volcánicas con un volumen de 53 millones de  $m^3$  y se transformó en un flujo de escombros que viajó unos 10 km aguas abajo, en donde bloqueó el río Lillooet (Roberti et al., 2017). La erosión excepcional, las características del escalamiento y la sobre elevación del flujo de masas son claramente visibles. (Foto: T. Spurgeon)

individuales (como generación de olas, ruptura o brechas en presas o diques, propagación de flujos), estos enfoques no fueron nunca diseñados para un modelamiento integrador de GLOF.

Schneider et al. (2014) ha proporcionado uno de los primeros modelos de flujos de masa e impacto en la laguna como una base para el mapeo de peligros en Perú. En este ejemplo, las mayores incertidumbres relacionadas con la ola de desborde no surgieron del acoplamiento de varios modelos sino más bien de la definición del escenario inicial para la avalancha de roca y hielo (Schaub et al., 2015), enfatizando en la importancia de la evaluación inicial de la estabilidad del talud o pendiente. Los intentos recientes apuntan a proporcionar enfoques de modelos que son capaces de simular la cadena entera de procesos interactuantes con modelos de flujo de masa en dos fases (Kafle et al., 2016). En escalas de tiempo mayores (de meses a años o incluso más tiempo), hay importantes relaciones entre las actividades de caída de rocas, avalanchas de roca y flujos de escombros. La creciente disponibilidad de sedimentos no consolidados y fácilmente erosionables, tales como depósitos de avalanchas de roca, pueden cambiar fuertemente la actividad de flujo de escombros (Frank et al., 2015; Tobler et al., 2014).



**Figura 11:** Boceto esquemático que muestra una típica cadena de aluvi3n por desborde de laguna glaciar, como resultado de un movimiento de masa inicial (de Worni et al., 2014). (1) Un movimiento de masa (de hielo, roca o escombros) ingresa a una laguna, produciendo (2) una onda de desplazamiento que (3) sobrepasa e (4) incide y erosiona el área de la represa. (5) A partir de ello, una inundaci3n viaja r3o abajo donde (6) est3n expuestas áreas con poblaci3n e infraestructuras. Considerar que las olas de desplazamiento pueden ser catastr3ficas con o sin erosi3n del área de la represa y, como tal, pueden ser una amenaza para lagunas represadas por lechos rocosos.

## II. EVALUACIÓN DEL PELIGRO

En este principal componente del documento de orientación, esbozamos un enfoque sistemático para la evaluación de los peligros del glaciar y el permafrost. Luego de una introducción al marco de evaluación, abordamos dos requisitos básicos subyacentes para la evaluación de los peligros, a saber, la importancia de desarrollar y mantener inventarios de eventos pasados y, en el contexto de un rápido cambio climático, la necesidad de información climática robusta para apuntalar la evaluación. Basado en el estado de la tecnología actual presentada en la Parte II, orientamos al lector hacia las consideraciones clave y últimos enfoques metodológicos para evaluar los peligros del glaciar y permafrost en las montañas con un énfasis en el mapeo de peligros.

### 1. MARCO DE TRABAJO Y CONCEPTOS BÁSICOS

#### 1.1 MARCO DE EVALUACIÓN

Se distinguen dos componentes principales (o resultados) del proceso de evaluación de peligros:

- La evaluación de la susceptibilidad y estabilidad: Identificando de dónde y cuán probable es que se inicien los procesos de peligro.
- La evaluación del impacto: Identificando la amenaza potencial del peligro para las áreas aguas abajo y pendiente abajo, y proporcionando la base científica para el planeamiento y toma de decisiones.

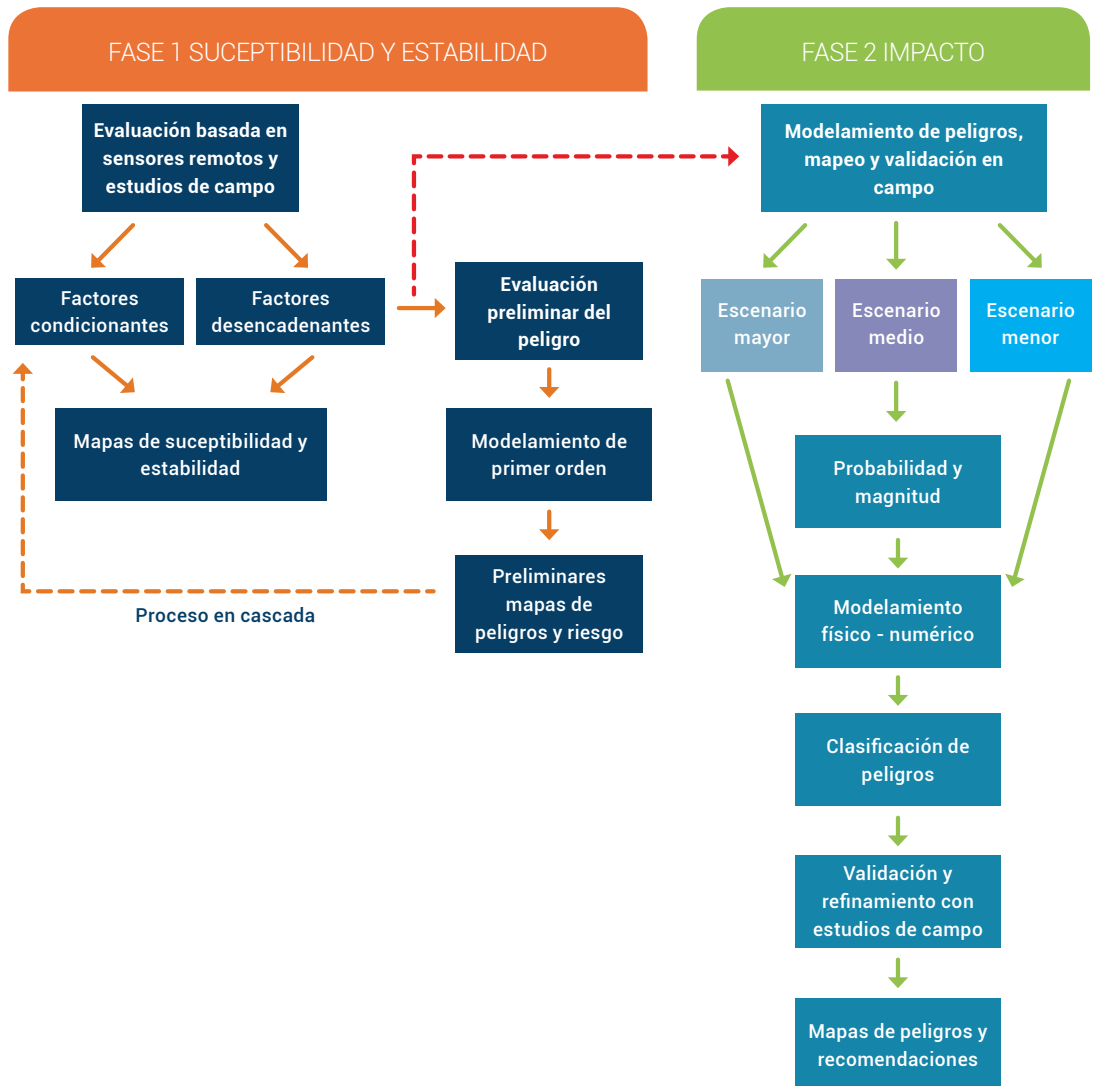
Tener en cuenta aquí que nuestra preocupación es solamente con el potencial impacto físico, mientras que cualquier evaluación de impacto social, daños y pérdidas caen dentro de una real evaluación del riesgo, lo cual se halla fuera del alcance de este documento. El marco de trabajo no es prescriptivo, sino que está destinado a orientar al practicante y experto sistemática y exhaustivamente a través del proceso de evaluación. En cada fase de la evaluación están disponibles varias herramientas y metodologías, y en cada caso deben adaptarse a las necesidades y contexto local. El marco de trabajo también pretende ser lo suficientemente genérico para guiar los estudios de evaluación en un rango de escalas desde el ámbito regional al ámbito local específico. La escala de cualquier evaluación dependerá de los asuntos o interrogantes que están siendo investigados; por ejemplo, qué peligro posee una laguna en particular (lugar específico) o cómo los peligros amenazan el desarrollo hidroeléctrico en una cuenca hidrográfica en particular a escala regional. A medida que un estudio va desde la consideración de la susceptibilidad y la estabilidad hasta la evaluación del impacto, generalmente aumenta la relevancia y utilidad para las autoridades locales encargadas de la reducción del riesgo de desastres y adaptación al cambio climático.

Cuando los datos, información y la experiencia lo permitan, un objetivo final podría ser el desarrollo de mapas de peligro basados en modelamiento físico-numéricos, validados y ajustados con estudios de campo y luego traducidos en recomendaciones para la planificación del desarrollo. Sin embargo, reconocemos que esto no es posible y deseable en todos los casos, pues se pueden explorar otros resultados valiosos con enfoques simplificados de primer orden y la evaluación de expertos.

##### 1.1.1 Susceptibility and stability assessment

Proporcionamos la orientación para la evaluación de un amplio rango de factores geotécnicos, criosféricos y atmosféricos que condicionan y desencadenan un evento de peligro (ver sección 2). Los factores

condicionantes abarcan características estáticas e inherentes al lugar, pero también a aquellos factores dinámicos que aumentan gradualmente la susceptibilidad de un lugar a lo largo del tiempo. De este modo, los factores desencadenantes son reservados para aquellos procesos que directamente inician el movimiento o transforman un lugar de un estado estable a otro inestable. La relevancia de ciertos factores para la susceptibilidad o estabilidad varían de una región a otra, y es necesario un juicio experto para determinar si se debe aplicar o no mayor énfasis (ponderación) a algunos factores en la evaluación local de la susceptibilidad. Por ejemplo, si un inventario pasado de avalanchas de roca en una región muestra que todos los eventos ocurridos suceden desde dentro de una cierta zona litológica, este factor debe ser fuertemente ponderado en la evaluación de la estabilidad de taludes.



**Figura 12:** Marco para la evaluación de peligros de glaciares y permafrost. Generalmente, la evaluación de los impactos presenta mayor relevancia para la reducción del riesgo de desastres y la planificación de la adaptación al cambio climático.

Los factores condicionantes y desencadenantes nos hacen conocer no solamente de dónde y cuán probable es que un evento pueda iniciarse, sino que también proporcionan una visión prospectiva de las posibles magnitudes que podrían estar involucradas. De este modo, la evaluación de la susceptibilidad y estabilidad proporciona una base para identificar y priorizar dónde se deben enfocar los siguientes estudios de impacto (p. ej., centrándose en taludes o pendientes altamente susceptibles o inestables), mientras que la información recopilada en esta fase alimentará directamente al desarrollo del escenario y al modelamiento del peligro dentro de la fase de la evaluación del impacto. Generalmente los enfoques de la evaluación de la susceptibilidad en una cuenca o escala mayor están basados en información de percepción remota y usan el GIS para sobreponer los varios factores de susceptibilidad, de tal manera que pueda ser implementada una clasificación semicualitativa basada en píxeles. Cuando se reconocen amenazas críticas y es posible el acceso al lugar o se tiene imágenes de alta resolución, estos elementos se pueden usar para conducir los análisis cuantitativos, tales como estabilidad de taludes o modelos cinemáticos de taludes o pendientes.

### 1.1.2. Evaluación del impacto

Nuestro marco de trabajo reconoce que muchos estudios a mayor escala (p. ej., distritales o regionales) han tenido que ir más allá de la evaluación de la susceptibilidad y la estabilidad, y han usado modelos simples y enfoques empíricos para estimar las posibles trayectorias del flujo aguas abajo y las posibles distancias de recorrido, pero se quedan cortos en cuanto se refiere a la información cuantificada para el mapeo de peligros (p. ej., Allen et al., 2016; Rounce et al., 2016). Aquí categorizamos este paso intermedio como una evaluación aproximada de peligros, cuyos resultados principales son mapas indicativos del potencial peligro o riesgo. Los modelos empleados de primer orden frecuentemente son derivados en forma empírica pues no se basan en aspectos físicos, de tal manera que no pueden proporcionar información tal como alturas de flujo, presiones de impacto, velocidades, etc., que es información requerida para elaborar un mapa exhaustivo de peligros. No obstante, tales modelos son valiosos, pues su simplicidad permite simular múltiples (p. ej., cientos de) trayectorias potenciales de eventos y los mapas resultantes entonces pueden servir como indicadores de primer orden de amenazas potenciales y como base para la priorización de posteriores investigaciones y mapeo de peligros. Para los procesos en cascada, tales modelamientos de primer orden pueden retroalimentar la evaluación de la susceptibilidad, identificando, por ejemplo, dónde se ubican las lagunas dentro de una potencial trayectoria de una avalancha de hielo o roca.

Cuando se identifican situaciones críticas (es decir, donde la susceptibilidad es alta y/o donde la evaluación aproximada de peligro ha identificado amenazas clave), es probable que se lleven a cabo modelamientos y mapeo de peligros. El mapeo de peligros, en el contexto de este documento de orientación, se refiere estrictamente a la evaluación del peligro tal como está definido sobre la base de la probabilidad de que un evento ocurra y de la intensidad esperada.

$$\text{Peligro} = f(\text{probabilidad, intensidad})$$

El mapeo de peligros normalmente se basa en los registros históricos para establecer las relaciones frecuencia-magnitud que pueden entonces ser usadas como una base para el desarrollo del escenario y el modelamiento del peligro. Por ejemplo, el mapeo de peligros para una planicie de inundación puede ser llevado a cabo para un evento de inundación de 20 años con una descarga pico de  $1000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ . Para los peligros que se originan en ambientes de alta montaña, la capacidad para establecer relaciones confiables de frecuencia-magnitud está limitada a tres factores:

- Los peligros que se originan frecuentemente en zonas remotas e inaccesibles, lo que significa que inclusive grandes eventos han podido pasar desapercibidos y las fechas están pobremente limitadas para los registros históricos.
- La criósfera está cambiando rápidamente y, en algunos casos, las condiciones están ya más allá de cualquier precedente histórico, significando ello que la relación frecuencia-magnitud tiene una significación decreciente.
- Muchos eventos ocurren solo una vez (p. ej., la completa incisión o brecha en un dique morrénico) y, por lo tanto, la relación frecuencia-magnitud no se aplica en absoluto.

Dadas estas limitaciones, se recomienda un enfoque semicualitativo al desarrollo del escenario, por lo cual los escenarios de tres magnitudes diferentes (pequeño, medio y grande) estarán vinculados a las mejores estimaciones de la probable posibilidad de ocurrencia (bajo, medio, alto). La base fundamental para el desarrollo del escenario debe ser la información recopilada durante la evaluación de la susceptibilidad y estabilidad, aumentada cuando es posible con el mejor entendimiento de los eventos pasados ocurridos en esta región u otras áreas. Destacamos la importancia de incluir el escenario del peor caso, es decir, el evento de mayor magnitud que podría anticiparse y cuya probabilidad será determinada en base a la fuente de información descrita más arriba. Particularmente, para la anticipación de nuevas o emergentes amenazas bajo el cambio climático, los escenarios de los peores casos proporcionan un enfoque conservativo con el cual se capturan las diversas fuentes de incertidumbre inherentes a futuras proyecciones. Entonces, una caja de herramientas de modelos físico-numéricos puede simular para cada escenario el evento de peligro potencial aguas abajo/pendiente abajo (ver Anexo II), proporcionando parámetros clave tales como alturas de flujo, presiones de impacto y velocidades que son requeridos para el mapeo de intensidades y la clasificación del peligro. El desarrollo del escenario, los enfoques de modelamiento, la clasificación de peligros y los procedimientos de mapeo, tanto para eventos simples como para cadenas de procesos más complejos, se describen desde la Sección 3.2 hasta la 3.4 de este documento.

## **1.2. EL ROL DE LOS INVENTARIOS DE PELIGROS**

Los inventarios de anteriores movimientos de masa catastróficos constituyen un prerequisite fundamental para la evaluación de peligros y riesgos. A través de la investigación de la distribución, tipo, y modelos de eventos de peligro pasados, puede mejorarse el entendimiento de los detonantes y procesos condicionantes, también optimizar la evaluación de la susceptibilidad y reducir mejor los impactos (Carrivick y Tweed, 2016). Identificar y catalogar los peligros que ocurren en las regiones de alta montaña es un reto debido a que: 1) hay pocos testigos del hecho, 2) las nubes, sombras y/o cobertura de nieve pueden obscurecer las imágenes obtenidas por teledetección, 3) la erosión glacial y fluvial puede retirar rápidamente las evidencias de los procesos de movimientos de masas, 4) la acumulación de hielo y/o nieve desaparece rápidamente (en días o semanas), y 5) los escombros frescos (p. ej., por un deslizamiento de tierras) depositados en la parte superior de superficies cubiertas por antiguos escombros (p. ej., morrenas glaciares), pueden ser difíciles de reconocer.

Los inventarios sistemáticos de peligros por glaciares y permafrost, se han desarrollado mayormente para los Alpes Europeos, en donde los investigadores pueden recurrir a una larga historia de monitoreo, y donde los montañistas, guardabosques y otros usuarios habituales del paisaje montañoso están comprometidos en la recolección de datos (Fischer et al., 2012; Ravelin y Deline, 2011; Temme, 2015). Como consecuencia de ello, existe una gran comprensión del proceso y las muchas reglas empíricas que lo definen. Las características de la zona de inicio o distancias de recorrido se basan en gran medida en los datos provenientes de los Al-

pes Europeos (Haeberli, 1983; Huggel et al., 2004a), y a menudo solamente los eventos muy grandes de otras regiones montañosas remotas están bien documentados. Para los GLOFs, recientemente se han emprendido esfuerzos para establecer una base de datos internacional de eventos (<http://glofs-database.org/>) lo cual ayudará a la comprensión de los procesos GLOF y sus impactos a través de diferentes ambientes físicos y sociales (Vilímek et al., 2014). Con el objeto de evaluar los cambios en los procesos a lo largo del tiempo, los inventarios de peligros deben abarcar como mínimo 30 años (que es la duración típica de un período de referencia climatológica), y es poco probable que registros más cortos generen tendencias estadísticas sólidas. En este sentido, la reconstrucción de eventos históricos a través de técnicas dendrogeomórfológicas, puede mejorar sustancialmente el conocimiento de la línea de base en procesos de peligros y particularmente en las relaciones frecuencia-magnitud (Stoffel y Bollschweiler, 2008). Usando los GLOFs como un ejemplo, describimos la información que generalmente debe ser recopilada dentro de un inventario de peligros de GLOF. Una descripción completa del tipo de información requerida para entender el condicionamiento y desencadenamiento de otros procesos de movimiento de masas puede ser consultada en la Sección 2 de este documento.

Los principales parámetros de la base internacional de datos GLOF son como sigue (Vilímek et al., 2014):  
Lagunas glaciares:

- nombre
- coordenadas (longitud, latitud, altitud)
- ubicación (cordillera, valle o quebrada)
- tipo de laguna (supra-, pro-, peri-, subglacial, etc.)
- tipo de dique (represada por roca, represada por morrena, represada por hielo, presa combinada)

Inundación después de la falla o desborde:

- fecha de ocurrencia
- probable desencadenante o detonante
- mecanismo(s) de desborde
- volumen de la inundación o aluvión
- descarga pico
- alcance aguas abajo (también influenciado por la topografía aguas abajo)
- tipo de flujo/carga de sedimentos

### **1.3. EVALUANDO LA LÍNEA DE BASE CLIMÁTICA.**

Los cambios en los promedios y extremos de la atmósfera (principalmente temperatura y precipitación) y los impactos resultantes en la criósfera son condicionantes importantes y/o factores desencadenantes para muchos procesos de movimientos de masas e inundaciones o aluviones (ver Sección 2). Considerando que la información hidrometeorológica es escasa en muchas remotas regiones montañosas, caracterizar tales cambios es, por lo tanto, un reto. Hasta cierto punto, las series de datos climatológicos en cuadrícula de libre disposición pueden servir como sustituto de las medidas tomadas en tierra, con estimaciones de precipitación derivadas de satélites TRMM o IMERG, las cuales son usadas extensamente en la evaluación de deslizamiento de tierras y GLOFs que han ocurrido en el pasado a partir de los 20 años de antigüedad (p. ej., Allen et al., 2015; Mathew et al., 2014). Sin embargo, tanto la subestimación como la sobreestimación de las cantidades actuales de precipitación son posibles a partir de dichas bases de datos. Para la temperaturas, los productos del reanálisis pueden proporcionar una estimación gruesa de las posibles anomalías a

gran escala, o usualmente las tendencias de temperatura son extrapoladas vertical y horizontalmente a partir de la información de la estación más cercana (a menudo unos 100 km o más en regiones remotas). Si bien muchos autores han usado tales extrapolaciones para inferir la influencia del deshielo o derretimiento sobre el desencadenamiento o condicionamiento, las incertidumbres asociadas a estos estudios son grandes. De manera similar, los estudios a menudo se han referido con respecto al detonante de un movimiento de masas como la "precipitación extremadamente inusual" o "temperaturas extremadamente cálidas", sin que haya una base estadística para estas declaraciones. Idealmente, tanto las condiciones de clima extremas como medias deben ser definidas localmente y basadas en un período de referencia de 30 años o más (Seneviratne et al., 2012). Asimismo, al menos dentro de cualquier región dada debería usarse un período común para esta definición. Recientemente, Paranunzio et al. (2015, 2016) ha introducido un enfoque estadístico para detectar las anomalías de los parámetros climáticos (temperatura y precipitación) relacionados con las ocurrencias de caídas o desplome de roca en los Alpes italianos, lo cual se convierte en una herramienta robusta para investigar los factores que desencadenan o que condicionan la inestabilidad de taludes a gran altura.

Dadas estas consideraciones y desafíos, y como parte de cualquier estrategia a largo plazo para el monitoreo y evaluación de los peligros conexos, se deben instalar estaciones meteorológicas (incluyendo mediciones de nieve) y medidores de caudal, siendo ideal a diferentes alturas dentro de una cuenca. Particularmente, considerando los futuros cambios, se requiere la información de estaciones locales para obtener resultados a pequeña escala (downscale) a partir de los modelos de clima regional o global. Los procedimientos para monitorear cambios en los glaciares con teledetección, incluyendo la formación de lagunas, están bien establecidos y se dispone de inventarios recientes para la mayor parte de las regiones montañosas del mundo. Estos inventarios deben ser actualizados con regularidad. El permafrost o suelo congelado como fenómeno subsuperficial, difícilmente puede ser evaluado con teledetección, por ello, las condiciones del permafrost son comúnmente inferidas usando enfoques de modelamiento que varían desde reglas empíricas hasta modelos numéricos basados en la física (p. ej., Boeckli et al., 2012; Etzelmüller et al., 2001; Fiddes et al., 2015). Para lugares críticos, se pueden instalar sensores de temperatura en o debajo de la superficie del terreno, o conducir levantamientos geofísicos para validar los resultados del modelamiento y monitorear los cambios a lo largo del tiempo (p. ej., Gruber et al., 2003; Hauck, 2013).

## **2. EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD Y LA ESTABILIDAD**

A continuación, describimos los factores principales a ser considerados y los correspondientes enfoques metodológicos a ser aplicados dentro de la evaluación de la susceptibilidad y estabilidad para varios peligros por glaciares y permafrost. Con amplitud se agrupan estos factores en relación a la criósfera o a los ajustes geotécnicos y geomorfológicos, a la vez que se reconoce que hay fuertes interrelaciones entre los diferentes factores. Esta información se encuentra resumida en el Apéndice 1, Tablas 1 a 5.

### **2.1. AVALANCHAS DE ROCA**

La caracterización física de la estructura del lecho rocoso y su resistencia son esenciales para la evaluación de la estabilidad del talud. Sin embargo, debido a que las avalanchas de roca se inician a partir de los taludes de alta montaña inaccesibles con mayor pendiente, los enfoques de evaluación deben frecuentemente basarse en aplicaciones de teledetección. En los lugares en donde se detectan amenazas críticas y hay acceso al terreno o es factible la teledetección de alta resolución, se puede usar información específica geotécnica del terreno y otros factores para derivar modelos estáticos, cinemáticos o dinámicos convenientes en la evaluación de la estabilidad del talud.



### 2.1.1. Factores criosféricos

Existen varios enfoques para modelar condiciones del permafrost que van desde las relaciones o fórmulas empíricas simples entre la temperatura media anual del aire (MAAT) y la topografía del talud, hasta modelos numéricos avanzados que estiman la temperatura de la superficie del terreno (p. ej., Boeckli et al., 2012; Fiddes et al., 2015; Gruber et al., 2004). Para una evaluación de la susceptibilidad del talud, un interés particular es identificar las áreas donde el permafrost es probablemente cálido (marginal) es decir, donde las temperaturas de la superficie del terreno son cercanas a los 0 °C). Las investigaciones conexas generalmente se enfocan en un rango crítico de entre -1.5 °C y 0 °C. En taludes significativamente más fríos o más calientes, el descongelamiento del permafrost es menos probable que sea un factor relevante, aunque no puede ser excluido, especialmente donde hay presencia de glaciares colgantes y existe una consiguiente transferencia de calor latente a través de la neviza de la zona de acumulación, ya que estas pueden inducir a fuertes perturbaciones termales. Los resultados del modelo proporcionan solamente un indicativo aproximado de las condiciones actuales del permafrost, mientras que las mediciones geofísicas locales (p. ej., Tomografía de Resistividad Eléctrica) pueden proporcionar información semidirecta acerca de las condiciones termales y el contenido de hielo y agua no congelada a profundidad (para una visión general de los procesos geofísicos, se sugiere ver Hauck, 2013). La desaparición o adelgazamiento de los cuerpos de hielo sobre o debajo de los paramentos rocosos empinados puede ser mejor cuantificado a partir de imágenes repetidas de satélite, aéreas o terrestres, y usados para inferir los efectos térmicos y mecánicos (p. ej., desapuntalamiento o retiro del soporte) conexas en el talud.

### 2.1.2. Factores geotécnicos y geomórficos

Cualquier evaluación de la estabilidad del talud o pendiente del lecho rocoso debe comenzar por una comprensión fundamental de las condiciones geotécnicas locales y, en particular, la orientación y condiciones de la estratificación, foliación, grietas, fallas y otras discontinuidades (Hoek y Bray, 1981). Cuando se disponen de mapas geológicos a mayor escala, estos pueden servir como una primera guía, mientras que algunas características geotécnicas pueden ser inferidas basándose en las unidades y estructuras litológicas mapeadas, particularmente donde los inventarios históricos de deslizamientos de tierras proporcionan una fuerte base científica para vincular ciertas unidades litológicas con condiciones estructurales y procesos de falla (p. ej., Allen et al., 2011). Similarmente, donde ocurren discontinuidades a gran escala (p. ej., a lo largo de zonas de falla, o límites litológicos), se pueden inferir condiciones desfavorables. Posteriormente, entonces se requiere por teledetección de un material de alta resolución (incluyendo escaneo láser) y/o mapeo de campo para facilitar una evaluación más detallada de las discontinuidades estructurales. Varios esquemas de evaluación geotécnica se han desarrollado para la estabilidad de taludes de roca (para una visión general, ver Pantelidis, 2009), y los requerimientos de datos de entrada comunes se pueden agrupar en forma general como:

- Calidad y resistencia de la masa rocosa (resistencia de la roca intacta, erosión, intemperismo, etc.)
- Condición o situación de las discontinuidades (llenas de brechas, presencia de agua, hielo, etc.)
- Características geométricas de las discontinuidades (inclinación, buzamiento, orientación, espaciamiento, etc.)
- Condición del talud o pendiente (irregularidades, cobertura de vegetación, etc.)
- Geometría del talud o pendiente (ángulo del talud o pendiente, aspecto, altura, etc.)

No es posible aquí revisar los requerimientos detallados de una evaluación geotécnica y generalmente se requiere un alto nivel de conocimiento experto para determinar si las condiciones o geometrías son favorables o desfavorables a la estabilidad del lecho rocoso. La clasificación de la susceptibilidad deberá ser comunicada principalmente por el conocimiento geotécnico local y el entendimiento de la actividad pasada de deslizamiento de tierras en la región dada. En general, cuando se analizan los inventarios, la mayor susceptibilidad surge en los

taludes o pendientes más pronunciadas ( $\approx 40^\circ - 60^\circ$ ) en donde son frecuentes las discontinuidades (fuertemente fracturadas) dilatadas, débiles, y con configuraciones geométricas que pueden causar eventos planos, de cuña o de vuelco (Allen et al., 2011; Fischer et al., 2012; McSaveney, 2002). La sismicidad puede ser tanto un factor condicionante como detonante para la falla de taludes y necesita ser considerado en regiones sísmicamente activas. La evidencia documentada de una actividad creciente de caída de rocas es un fuerte indicador de las condiciones desfavorables y se intensifica hasta desencadenar una mayor falla de taludes.

## **2.2. AVALANCHAS DE HIELO Y OTRAS INESTABILIDADES GLACIARES**

Las avalanchas de hielo son un reto para la evaluación de peligros debido a que estos procesos clave evolucionan rápidamente dentro y debajo del glaciar y, por lo tanto, son difíciles de observar o monitorear directamente. Entonces, la evaluación se basa en los indicadores aproximados que pueden ser observados o inferidos a partir de la superficie del glaciar, usando generalmente técnicas de teledetección. Debido a que algunas inestabilidades ocurren repetitivamente desde el mismo glaciar, un inventario de eventos pasados puede ser altamente premonitorio o perspicaz para la evaluación de la susceptibilidad. Algunos factores pueden ser detectables solamente en las semanas o días previos a un evento de avalancha de hielo, por lo cual entonces son menos relevantes para la evaluación y el mapeo de peligros, y ser más bien más útiles para propósitos de alerta temprana.

### **2.2.1. Factores criosféricos**

El tipo del glaciar, las características termales y la pendiente del lecho rocoso están entre los más importantes factores a ser considerados en la evaluación de la susceptibilidad de avalanchas de hielo. Los glaciares fríos generalmente implican mecanismos de ruptura interna, mientras que los glaciares templados o politérmicos también involucran inestabilidades de deslizamiento de base o fondo (Faillettaz et al., 2015). De acuerdo con los mecanismos de falla involucrados, las avalanchas de hielo en glaciares de base fría ocurren a partir de pendientes más pronunciadas que en los glaciares temperados. Como una gruesa aproximación empírica, los glaciares de base fría requieren una pendiente mínima de  $>45^\circ$ , comparada con un ángulo crítico de entre  $20^\circ$  y  $25^\circ$  para glaciares temperados (Alean, 1985). Ante la ausencia de mediciones directas de la temperatura del hielo, el estado térmico del glaciar puede ser estimado basándose en una fuerte relación con la temperatura media anual del aire MAAT (Huggel et al., 2004a). Para glaciares pequeños y relativamente delgados, la pendiente de la superficie del glaciar proporciona una razonable aproximación a la topografía del lecho del glaciar y puede ser usado para identificar ángulos críticos o características del lecho (p. ej., repentinamente rupturas en la topografía o ausencia de apoyos de soporte). Los reconocimientos geofísicos (con radar de penetración en el terreno) proporcionan mediciones directas de la pendiente del lecho para glaciares individuales, mientras que para glaciares más grandes existen técnicas de modelamiento que estiman la topografía del lecho del glaciar (p. ej., Linsbauer et al., 2012).

La identificación de potenciales zonas de inicio de avalanchas de hielo puede ser favorecida diferenciando las situaciones tipo de acantilado (cliff) o de rampa (Alean, 1985; Pralong y Funk, 2006), ya que esto determina qué otros factores y atributos necesitan ser considerados en los análisis de susceptibilidad, y nos da una idea acerca de la probable frecuencia y magnitud de cualquier posible evento. Mientras que las situaciones del tipo de acantilado (cliff) pueden ser altamente susceptibles a pequeñas y frecuentes avalanchas de hielo, las avalanchas del tipo de rampa son menos probables, pero mucho más grandes si llegaran a ocurrir. Se pueden anticipar nuevas amenazas emergentes cuando los glaciares retroceden hacia posiciones menos favorables topográficamente (p. ej., a una pendiente más empinada sin apoyos laterales de soporte).

Las técnicas de fotogrametría (p. ej., usando imágenes ópticas, radar con apertura sintética [SAR], Light Detection and Ranging [LIDAR]), junto con comparaciones de modelos de elevación digital DEM y seguimiento de características, se pueden usar para cuantificar los cambios en la geometría del glaciar y en su dinámica. Los cambios a mayor escala se pueden observar a escala de cuencas, mientras ciertos glaciares específicos pueden ser analizados usando imágenes terrestres o aéreas. Un engrosamiento de la masa hacia el frente de un glaciar colgante puede ser indicativo de una geometría críticamente inestable, mientras que un incremento en la velocidad de la superficie puede ser también evidente en las semanas previas a la falla mecánica (Faillettaz et al., 2015). En general, la aparición de grandes grietas a través de todo el ancho de un glaciar, puede ser una indicación temprana de la posible extensión de hielo inestable que es posible se desprenda pendiente abajo. Los glaciares que surgen o avanzan están caracterizados por un rápido aumento de la velocidad en un cierto orden de magnitud y por un fuerte agrietamiento y engrosamiento de la lengua del glaciar. En casos muy raros, se han observado glaciares del tipo surgentes o de avance generando colapsos masivos. El modelamiento termomecánico y la teledetección óptica y SAR basada en satélites, puede apoyar en la evaluación de la estabilidad, pero las capacidades para la detección temprana de próximos colapsos son limitadas.

Adicionalmente a las estimaciones basadas en la MAAT (temperatura media anual del aire), el modelamiento del permafrost puede determinar dónde los glaciares probablemente son fríos, temperados o térmicos. En los lugares donde el permafrost es caliente o ausente, es probable la presencia de agua en la interfase hielo-roca y pueden aparecer inestabilidades en taludes menos inclinados. Sin embargo, se conoce que los glaciares colgantes tienen una distribución compleja de temperaturas englaciarias. En acantilados (cliffs) verticales impermeables, el hielo puede estar tan frío como el lecho rocoso circundante, mientras que en zonas de acumulación superiores con menor inclinación, las capas de neviza permeable son fuertemente azotadas por el calor latente que procede de la percolación y el recongelamiento del agua derretida (Haeberli et al., 1997). En áreas con la MAAT excediendo los  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ , la neviza es usualmente temperada (Hooke et al., 1983) y la interfase hielo/lecho rocoso detrás del acantilado frío permanece en la fase de temperatura de equilibrio, lo cual puede inducir a anomalías térmicas profundas dentro del lecho rocoso subyacente y, por lo tanto, contribuir a condicionar las avalanchas de hielo y/o roca (Haeberli et al., 1997, 2004). Los cambios en las propiedades termales de un glaciar, tales como las inducidas por la variabilidad climática y el calentamiento global, pueden tener efectos importantes en la estabilidad.

### **2.2.2. Factores geotécnicos y geomórficos**

Debido a que las avalanchas grandes de hielo y roca pueden resultar por la falla del lecho rocoso subyacente, el peligro de que estas sucedan debe ser siempre evaluado de manera integrada. Adicionalmente a aquellos factores que afectan la estabilidad de la roca base, se debe evaluar la frecuencia y magnitud potencial de la sismicidad en la región como un detonante potencial directo de las avalanchas de hielo. La estabilidad de los glaciares durante grandes eventos sísmicos no está todavía bien comprendida, pero las observaciones existentes sugieren que los glaciares tienen una alta resistencia a la energía sísmica, típicamente más alta que para avalanchas de nieve o roca o suelos, y probablemente está relacionada a la plasticidad del hielo glaciar.

## **2.3. ALUVIONES POR EL DESBORDE VIOLENTO DE UNA LAGUNA GLACIAR**

Se han propuesto varios esquemas para la evaluación de la susceptibilidad de las lagunas glaciares, mayormente a partir de la información teledetectada para caracterizar en una forma semicuantitativa el ambiente de la criósfera, la laguna y el área del dique o presa, y otras características geotécnicas y geomórficas del área de la cuenca aguas arriba de la laguna (p. ej., Huggel et al., 2002; McKillop y Clague, 2007; Worni et al., 2013). La posibilidad o potencial para que

la roca y/o hielo inestables impacten en la laguna, puede ser determinada basándose en las distancias de recorrido en el peor caso (ver Sección 3.1 para más detalles). Los enfoques de evaluación han sido mayormente desarrollados y diseñados hacia una implementación regional y, en particular, para lagunas con diques morrénicos. McKillop y Clague (2007) proporcionan una visión general comprensiva de los muchos factores relevantes en la susceptibilidad que pueden condicionar o desencadenar eventos de desborde de lagunas (Figura 13). La guía a continuación se basa en gran parte en este trabajo, pero se amplía para considerar una gama más completa de factores relevantes para lagunas represadas por hielo, morrena y roca. La calificación final de la susceptibilidad para cualquier laguna se basa en un esquema simplificado de clasificación empírica o también puede ser posible con un enfoque estadístico donde se dispone de un suficiente inventario de eventos históricos. Para lagunas con diques de hielo con drenaje subglacial o englacial, el entendimiento del proceso permanece todavía limitado y hay carencia de un criterio robusto de evaluación.

### **2.3.1. Factores criosféricos**

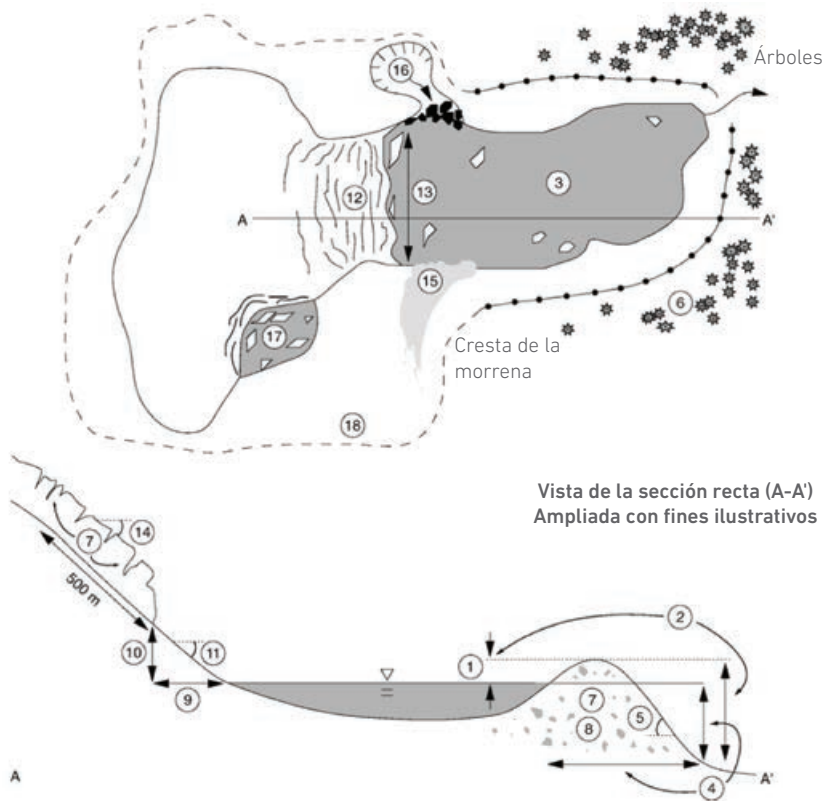
Los principales determinantes de la susceptibilidad a un GLOF y la magnitud del evento resultante son el tamaño de la laguna glaciar, el mecanismo de desborde (y el hidrograma conexo) y las características del torrente aguas abajo (determinado por la pendiente del cauce y la presencia de escombros). Obviamente, las lagunas grandes pueden producir aluviones de mayor magnitud, pero también las lagunas más grandes son más susceptibles a los impactos de roca y hielo. El área de la laguna es fácilmente cuantificable a través de imágenes por teledetección. Por otro lado, son raras las medidas directas de los volúmenes debido a las dificultades y el peligro que implica la ejecución de las batimetrías en regiones remotas. Los procedimientos usando pequeños botes no tripulados con instrumentos de sonar brindan una opción segura y de costo efectividad para estudiar las lagunas críticas, pues proporcionan batimetrías detalladas. Para estudios a una escala desde el nivel regional a cuenca, una estimación de primer orden del volumen de la laguna puede ser derivada a partir de ecuaciones empíricas que vinculan o relacionan las profundidades medias de la laguna con el área de la laguna (Fujita et al., 2013; Huggel et al., 2002; O'Connor et al., 2001). Se ha demostrado que la consideración del contexto geomorfológico (p. ej., represa de morrena, supraglaciar o represa de hielo) mejora considerablemente tal estimación de primer orden del volumen de la laguna (Cook y Quincey, 2015). Se pueden anticipar futuras amenazas cuando las lagunas crecen o se desarrollan nuevamente dentro de las depresiones del lecho del glaciar. Las posibles ubicaciones de grandes sobredepresiones pueden ser establecidas a partir del criterio morfológico (Frey et al., 2010) o derivados a partir del modelamiento de la topografía del lecho (p. ej., Linsbauer et al., 2016), aunque los volúmenes de las futuras lagunas pueden ser estimados solamente dentro de un orden de magnitud aproximado.

La dinámica glaciar (avance, retroceso, socavamiento, desgaste y surgencia) puede ser monitoreada en áreas extensas usando teledetección y fotogrametría, y debe ser combinada con un monitoreo regular del desarrollo de la laguna, lo cual es actualizado mediante el inventario de lagunas. Las condiciones del permafrost necesitan ser caracterizadas tanto para los taludes o pendientes empinadas del lecho rocoso circundantes (ver evaluación de la susceptibilidad de las avalanchas de roca), como para el área del dique o presa de la laguna para inferir la presencia y probable condición de hielo en la estructura del dique (morrena con hielo embebido o glaciar de roca) que pueden ser altamente susceptibles a futuros calentamientos y derretimiento. Para estructuras críticas de presas o diques, pueden entonces emplearse técnicas geofísicas que determinan con mayor precisión las condiciones termales de la subsuperficie.

Mientras que las redes de drenaje supraglaciar pueden observarse en la superficie, la conectividad de las lagunas a un sistema subglacial o englacial puede ser establecida solamente a través de la observación de eventos pasados, la experimentación de campo (p. ej., trazadores colorantes) o el modelamiento.

### 2.3.2. Factores geotécnicos y geomórficos

Se hace una distinción entre los factores que son críticos para la estabilidad del dique de la laguna y aquellos que determinan la respuesta hidrológica del área de captación de la laguna influyendo en la susceptibilidad a la precipitación o eventos de desborde desencadenados por derretimiento o fusión. Con imágenes ópticas de alta resolución (tal como están disponibles en Google Earth) y los correspondientes modelos de alta calidad del terreno, ha sido posible cuantificar varios caracteres físicos del dique o presa y del área de captación en forma remota, sobre grandes escalas espaciales. Sin embargo, las medidas geométricas precisas (p. ej., borde libre en el dique o presa o altura del dique) y las características in situ (p. ej., núcleos de hielo, litología) pueden ser obtenidas solamente a través de investigaciones en el mismo lugar. Las herramientas GIS pueden ser usadas para determinar el área de captación aguas arriba de cada laguna glaciar, y cuantificar allí las características hidrológicas claves (Allen et al., 2015). Mientras que la evidencia empírica que relaciona las características de la cuenca con la susceptibilidad al GLOF permanece limitada, se puede asumir que las lagunas alimentadas por áreas de captación con fuerte pendiente y rápido drenaje son más susceptibles a un influjo rápido por precipitación o derretimiento de nieve. Las mismas herramientas pueden ser usadas para evaluar las características de la trayectoria del aluvión o inundación aguas abajo por debajo de la laguna.



**Figura 13:** Resumen de los factores relevantes con respecto a la estabilidad de las lagunas glaciares con diques morrénicos, tal como es presentado por McKillop y Clague (2007). Estos incluyen: (1) borde libre, (2) relación del borde libre de la laguna con respecto a la altura de la cresta de la morrena, (3) área de la laguna, (4) relación de la altura al ancho de la morrena, (5) pendiente empinada del talud de la morrena aguas abajo, (6) cobertura vegetal de la morrena, (7) morrena con hielo dentro de su estructura, (8) litología de la morrena, (9) proximidad de la laguna al glaciar (distancia horizontal) (10) relieve de la laguna con respecto al glaciar (distancia vertical), (11) pendiente entre la laguna y el glaciar, (12) frente del glaciar agrietado, (13) ancho del frente glaciar con cavitación, (14) pendiente ecarpada del frente glaciar, (15) avalanchas de nieve, (16) deslizamiento de tierras, (17) aguas arriba de la laguna inestable y (18) área de la cuenca de captación.

## 2.4. FLUJOS DE ESCOMBROS

La ocurrencia de flujos de escombros está fuertemente controlada por la topografía, el tipo del depósito de sedimentos, y las características conexas físicas geomorfológicas del reservorio. Aquí nos enfocamos en la evaluación de la susceptibilidad para las áreas fuente de flujos de escombros que se han formado como resultado de procesos glaciares y relacionados al permafrost y/o donde los procesos criosféricos (derretimiento de glaciares, nieve, o permafrost) que podría desencadenar un flujo de escombros. Los flujos de escombros causados por eventos de desbordes glaciares son cubiertos en la sección 2.3. En general, los ambientes para y peri glaciar están caracterizados por abundante sedimento no consolidado muy empinado y, por lo tanto, son ambientes altamente susceptibles a la actividad de flujos de escombros, lo cual puede ser desencadenado por excesiva agua de deshielo o una intensa precipitación.

### 2.4.1. Factores criosféricos

Los cambios en glaciares pueden evaluarse como se ha descrito en la Sección 2.2.1, basándose en el análisis por teledetección en escalas regional a cuenca, para ayudar a identificar dónde el retroceso glaciar está exponiendo nuevas zonas de pérdida, sedimento inconsolidado o dónde el adelgazamiento está desestabilizando las morrenas adyacentes. Igualmente, para el permafrost, el modelamiento y los enfoques de campo como están descritos en la sección 2.1.1 pueden ser usados para caracterizar no solamente las condiciones del permafrost del reservorio de sedimentos, sino también de las cabeceras circundantes desde las cuales puede surgir el sedimento. La deformación del talud, tal como ha sido medido a partir de levantamientos terrestres o teledetección, también proporciona un indicativo de las condiciones del permafrost.

Los parámetros clave a considerar dentro del reservorio incluyen la profundidad y el derretimiento estacional del estrato activo (influencia de la erosión en la profundidad) como un determinante de la sincronización, y también para la posible magnitud de un flujo de escombros. Los cuerpos de permafrost frío actuando como una barrera hidrológica a profundidad dentro del reservorio, podrían ser identificados con técnicas geofísicas y pueden demarcar una zona de posible sobresaturación dentro del sedimento sobreyacente durante períodos de excesivo ingreso de agua. Las pequeñas porciones de nieve como una fuente de deshielo pueden ser mapeadas a partir de métodos de teledetección o durante estudios de campo y son más críticas cuando se localizan en el área de contacto entre la cara de la roca y la pendiente del talud detrítico (Huggel et al., 2004a). El intemperismo congelado depende fuertemente de la elevación y la exposición, con tasas de actividad de caída de rocas y producción de sedimentos observados en pendientes sombreadas y en áreas de permafrost (Sass, 2005). Varios índices basados en la temperatura pueden ser usados para derivar el potencial helada-intemperismo para una ubicación dada y puede de esta manera ser evaluada la influencia del cambio de clima contemporáneo en el intemperismo congelado (p. ej., Jomelli et al., 2004, 2007).

### 2.4.2. Factores geotécnicos y geomórficos

Generalmente, se hace una clara distinción entre los depósitos de sedimentos que están activos y aquellos que son considerados relictos (Sattler, 2014). Los reservorios activos son continuamente repuestos por el intemperismo, movimientos de masas o procesos fluviales. Tales reservorios (como pendientes de talud o canales/barrancos llenos de sedimentos) suelen producir eventos de relativa baja magnitud debido a que el volumen del material frecuentemente está limitado (hay un limitado aporte de material) y a que el depósito debe ser regenerado antes de que un siguiente evento pueda ocurrir y las consiguientes frecuencias puedan también ser bajas. Contrariamente, los depósitos relictos de escombros ya no son reabastecidos por procesos activos y pueden

haberse formado durante largos períodos. Los consiguientes flujos de escombros relacionados con estos depósitos (p. ej., morrenas, terrazas fluviales o depósitos de deslizamiento de tierras), pueden alcanzar magnitudes muy grandes si disponen de una abundante cantidad de sedimentos para el arrastre (suministro ilimitado), y los eventos pueden volver a ocurrir con alta frecuencia hasta que la gran provisión o disponibilidad de sedimentos se haya agotado. Los glaciares de roca pueden proporcionar ambos tipos de depósitos dependiendo de la actividad de la forma del relieve del terreno.

Para los depósitos de sedimentos alimentados por erosión mecánica y térmica de un paramento rocoso, la evaluación debe considerar los factores relevantes para la susceptibilidad de avalanchas de roca, tales como densidad de grietas, desgaste tectónico por levantamiento y plegado y dirección del buzamiento, todos influyendo en las tasas de producción de sedimentos. Igualmente, ciertas litologías (p. ej., rocas sedimentarias) han demostrado en algunos estudios que son más susceptibles a la meteorización o el intemperismo por heladas que las rocas cristalinas (André, 2003). Las propiedades físicas de los mismos depósitos de sedimentos (p. ej., distribución de tamaño de partículas, permeabilidad, y resistencia al corte) pueden ser evaluadas directamente a través de estudios de campo, aunque ciertas características pueden ser inferidas a partir de la litología del material de origen. Las relaciones empíricas, sin embargo, no están bien establecidas, pues algunas veces son contradictorias y dependen parcialmente de los mecanismos desencadenantes resultantes. La naturaleza no consolidada, pobremente clasificada, suelta, porosa y bastante permeable de los sedimentos morrénicos, ha sido consistentemente relacionada con altos niveles de inestabilidad.

Los estudios han demostrado que el porcentaje de vegetación en un área (cuenca) de captación es un factor importante que controla la frecuencia y magnitud de los flujos de escombros, aumentando así la estabilidad de un depósito, estableciendo canales o cauces aguas abajo y reduciendo la superficie de escorrentía (p. ej., Greenwood et al., 2004). Para ambientes o entornos paraglaciares recién emergentes o paisajes periglaciares, la vegetación es escasa y esto aumenta la susceptibilidad en estas zonas.

La gradiente de la pendiente dentro del área de origen del material de sedimentos puede ser considerada fundamental para la acumulación de los mismos e inicio del flujo de escombros. Costa (1984) definió que entre 15° y 20° es el umbral común más bajo para el inicio de flujos de escombros, mientras que los ángulos de pendiente observados generalmente oscilan entre 20° y 45° (Corominas et al., 1996). Los límites superiores se relacionan con el ángulo de reposo para el talud y otros escombros, y las pendientes más empinadas están generalmente cubiertas con sedimentos que son muy delgados o demasiado restringidos localmente para ser motivo de preocupación. Adicionalmente, las rupturas topográficas (p. ej., una pendiente empinada convexa con una sección inferior cóncava de pendiente más suave) pueden representar zonas de susceptibilidad ampliada debido a la concentración de la escorrentía en las pendientes de gradiente más baja (Larsson, 1982). Tales zonas se hallan frecuentemente en el contacto entre un paramento rocoso y la pendiente del talud, donde recientes parches de nieve pueden ser evidentes en la topografía sombreada (Huggel et al., 2004b).

La sismicidad local debería ser evaluada en relación tanto con el desencadenamiento directo de flujos de escombros (licuefacción) como con el condicionamiento de estos mismos flujos, a través de la actividad aumentada de caída de rocas y entrega de sedimentos a partir de estructuras de taludes debilitadas.

## 2.5. PELIGROS DEL PERMAFROST EN EL SITIO

Los peligros del permafrost en el sitio se refieren a la infraestructura que se encuentra parcial o totalmente en las proximidades o en la parte superior de las masas rocosas o escombros congelados afectados por el permafrost y los glaciares. Los cambios en la dinámica del glaciar y el permafrost pueden derivarse a partir del calentamiento atmosférico, pero también de la interacción humana y el medio ambiente. Ambos factores pueden actuar para alterar el régimen térmico, mecánico e hidrológico de las masas de roca y escombros en las áreas de glaciares y permafrost (Gruber y Haeberli, 2007; Haeberli, 2005; Krautblatter et al., 2013).

Los cambios resultantes en la estabilidad y dinámica del agua afectan: 1) la infraestructura de transporte alto alpina, (es decir, teleféricos, ferrocarriles, trenes de cremallera o infraestructura tunelera), 2) infraestructura de vivienda y gastronomía (hoteles y refugios alpinos), y 3) infraestructura de recreación y deportes, (p. ej., para ski y escalamiento). Los peligros típicos incluyen hundimientos lentos y rápidos, inundaciones de agua, fallas en paramentos rocosos y taludes rocosos, y movimiento diferencial del terreno que afecta la infraestructura y alrededores (Fischer et al., 2010, 2013; Phillips et al., 2016; Pogrebiskiy y Chernyshev, 1977). Debido a la naturaleza sensible de las masas de roca congeladas o taludes de escombros, pequeños cambios ambientales o inducidos en el sistema por los seres humanos pueden comenzar a generalizar los peligros y conducir a contramedidas costosas (es decir, medidas de prevención o reconstrucción), reestructuración o abandono de la infraestructura.

Se han realizado los primeros intentos cuidadosos para desarrollar recomendaciones o guías para las construcciones para evitar peligros del permafrost en el lugar (Bommer et al., 2010). Algunos países también han comenzado a cotejar inventarios sistemáticos de infraestructura potencialmente en peligro por la degradación del permafrost y retroceso glaciar, por ejemplo, más de 1700 objetivos han sido identificados en Francia y el 10% de ellos son clasificados como de alto riesgo (Duvillard et al., 2015). En la actualidad, se desarrollan contramedidas estructurales que incluyen avanzados sistemas de anclaje e inyecciones de cemento para evitar la transmisión de calor y la excesiva carga, y extraen el hielo de las masas de roca congelada (Lin et al., 2015; Phillips, 2000; Pläskén et al., 2017).

### 2.5.1. Factores criosféricos

La estabilidad mecánica de los taludes rocosos permanentemente congelados depende de la resistencia de la roca intacta con su porosidad llena de hielo, de la resistencia de las interfases roca-hielo en las fracturas, y de la resistencia del hielo en las fracturas. Estos tres factores disminuyen fuertemente desde  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  hasta  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Arenson et al., 2007; Davies et al., 2001; Krautblatter et al., 2013). El congelamiento repetido y la segregación sostenida del hielo a temperaturas bajo cero provocan la fatiga del material y puede degradar en gran medida la resistencia mecánica de la roca o el lecho rocoso intacto (Jia et al., 2015; Murton et al., 2016). Las masas de roca están expuestas a altos niveles de esfuerzos que varían rápidamente. Estos esfuerzos evolucionan debido a las elevadas presiones hidrostáticas en el agua depositada sobre los cuerpos de permafrost y la elevada presión criostática derivada de la segregación del hielo (Fischer et al., 2010; Jia et al., 2017).

El comportamiento mecánico, es decir, el hundimiento y fluencia de los escombros, es controlado por las condiciones de los esfuerzos (fuerzas y cargas hacia abajo o en descenso), el contenido proporcional de hielo y escombros, la temperatura del hielo, y el contenido de agua en el hielo, así como del suministro de agua y calor al cuerpo de hielo (Arenson et al., 2016; Arenson y Springman, 2005b; Budd y Jacka, 1989). Los recientes inventarios muestran rápidas aceleraciones peligrosas de glaciares de roca de metros y decámetros por año (Kääb et al., 2007; Kenner et al., 2014).



### 2.5.2. Factores geotécnicos y geomórficos

Adicionalmente a una serie de propiedades, geomorfológicas, geológicas y geotécnicas que influyen en todos los taludes rocosos, la distribución del permafrost, y la dinámica del glaciar y la nieve, pueden influenciar significativamente en la estabilidad de los taludes de roca del permafrost rocoso y responder rápidamente a las fluctuaciones climáticas (Fischer et al., 2010; Fischer y Huggel, 2008). La influencia de la dinámica del permafrost en la estabilidad de los taludes de roca es considerada en detalle solamente en unos pocos estudios. La presencia de hielo en la zona de desprendimiento de las inestabilidades ha sido frecuentemente reportada (Dramis et al., 1995; Gruber y Haeblerli, 2007). Las relaciones entre la dinámica del permafrost y los eventos de deslizamiento de tierras fueron deducidas en algunos casos a partir de un campo térmico reconstruido. Huggel (2009) establece que las zonas de desprendimiento de las avalanchas de roca y hielo pueden estar correlacionadas con alteraciones termales causadas por la interacción térmica del permafrost y el hielo glaciar, los efectos volcánicos/geotérmicos y el cambio climático. Estas relaciones fueron sugeridas por el deslizamiento Kolka-Karmadon, Cáucaso (Haeblerli et al., 2003); avalanchas Iliamna, Alaska (Huggel et al., 2007a); avalancha en el monte Steller, Alaska (Huggel et al., 2008); y falla Monte Rosa, Italia (Fischer et al., 2006). La sensibilidad del permafrost al calentamiento atmosférico y el posterior incremento de los eventos de caída de rocas fueron demostrados en los Alpes Europeos durante el caluroso verano de 2003 (Gruber et al., 2004). Además, se detectó una relación especial entre la degradación del permafrost y la caída de rocas para los Alpes Europeos (Noetzli et al., 2003), y para los Alpes del Sur en Nueva Zelanda (Allen et al., 2009). En el sudeste de Alaska, Coe et al. (2017) ha relacionado un incremento reciente entre la frecuencia de avalanchas de roca grandes altamente móviles y la degradación del permafrost de la montaña.

Desde un punto de vista mecánico, la presencia del permafrost puede aumentar el esfuerzo cortante debido a la cambiante presión hidrostática y a la presión criostática, (es decir, por la segregación del hielo). El derretimiento del permafrost puede también actuar disminuyendo la resistencia al corte de las masas de roca, dado que el derretimiento altera el comportamiento mecánico de la roca intacta, la propagación de las grietas y los procesos friccionales de los contactos roca-roca, contactos roca-hielo y hielo/material de relleno congelado (Krautblatter et al., 2013).

En términos de los esfuerzos de corte, la permeabilidad de la roca fisurada congelada es de uno a tres órdenes de magnitud más bajo que la permeabilidad de la roca idéntica descongelada (Pogrebiskiy y Chernyshev, 1977). La combinación del agua empozada y los sistemas de fracturas no congeladas y de alcance profundo causan significativos problemas a las estructuras de túneles debido a la inundación de agua en las rocas del permafrost. Algunos casos sucedieron en la Aiguille du Midi (Francia) y en el Jungfrau (Suiza) en el 2003, así como en el túnel de la montaña Kunlun de la vía férrea QingHai-Tíbet (Hasler et al., 2008; Tang y Wang, 2006; Wegmann, 1998). Las presiones hidrostáticas debido al sellamiento por hielo en las superficies rocosas pueden jugar un papel importante en la desestabilización de los taludes rocosos, tal como se muestra en el modelo acoplado hidromecánico de la avalancha de roca Tschierwa de  $3 \times 10^5 \text{ m}^3$  en 1988 (Fischer et al., 2010), y el caudal efluente observado de agua presurizada de los taludes de roca, como las escarpas de Kolka-Karmadon y el monte Steller posteriores a la falla (Haeblerli, 2005; Huggel et al., 2008). La segregación del hielo requiere un gradiente de temperaturas bajo cero (entre  $-3 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $-6 \text{ }^\circ\text{C}$ ), de suministro de agua y de una presión intersticial entre grietas ligeramente superior al límite de corrosión del esfuerzo. Estas condiciones frecuentemente coinciden en la base de la capa activa sobre la mesa del permafrost (Hallet et al., 1991; Murton et al., 2006). Levantando las presiones de 20 a 30 MPa, exceden aún más la resistencia a la tensión de las rocas fuertes y pueden causar la propagación de las grietas (Hallet et al., 1991; Jia et al., 2017).

En términos de resistencia al corte, las fracturas llenas de hielo responden a diferentes procesos mecánicos y actúan individualmente en serie o en combinación: 1) fricción/fractura a lo largo de los contactos roca-roca, 2) fricción/fractura a lo largo de los contactos roca-hielo, 3) fractura/deformación de hielo hendido o resquebrajado y, si está presente, 4) deformación de material de relleno congelado. Para roca intacta saturada, Mellor (1973) pudo demostrar una disminución en la resistencia a la compresión uniaxial variando desde 20% hasta 50%, y una caída de la resistencia a la tensión variando desde 15% hasta 70%. Esta caída se correlaciona con la porosidad de la roca y el contenido de agua y los correspondientes cambios en la razón de Poisson, en el módulo de Young y en la rigidez de las grietas. Esto es más pronunciado para la resistencia a la tensión que para la resistencia a la compresión (Glamheden, 2001; Inada y Yokota, 1984). Simultáneamente, la resistencia a las fracturas, la propagación de las fracturas subcríticas y la fricción cambian significativamente a lo largo de las fracturas del lecho rocoso congelado (Dwivedi et al., 2000; Krautblatter et al., 2013; Li et al., 2003). El comportamiento del hielo policristalino hendido bajo una carga constante es dependiente de las condiciones esfuerzo-deformación y de la velocidad de carga. El hielo muestra un comportamiento elástico y dúctil a la fluencia (fluencia primaria, secundaria y terciaria) sin fallar cuando es comprimido lentamente. La tasa de deformación al corte es controlada por el esfuerzo al mismo y dependiente en la temperatura, orientación de los cristales, impurezas, contenido de agua, etc. Excediendo ciertos umbrales para el nivel del esfuerzo y la tasa de deformación o nivel de deformación, el hielo se deforma en una forma frágil o dúctil-frágil hasta que ocurre la fractura completa (Sanderson, 1988). En experimentos de deformación constante por corte o cizallamiento en muestras de hielo-concreto, el esfuerzo cortante en la falla de fracturas rellenas con hielo es una función de la temperatura y del esfuerzo normal, es decir, que la resistencia al corte de las fracturas disminuye con el incremento de la temperatura entre  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Davies et al., 2000). En experimentos más realistas con esfuerzo cortante constante, las fallas de las muestras ocurren en la conexión entre hielo y concreto, y el esfuerzo de corte en la falla es controlado por el esfuerzo normal y la temperatura (Guenzel, 2008; Krautblatter et al., 2013). Las fracturas en el lecho rocoso del permafrost con material de relleno congelado pueden presumiblemente estar relacionadas con estudios en suelos permafrost. Arenson et al. (2007) concluyó que el contenido volumétrico de hielo y la razón de la deformación son factores clave para las características de la resistencia de los suelos congelados. La resistencia aumenta a medida que el contenido de hielo disminuye debido al aumento de la fricción entre las partículas sólidas. El hielo es la conexión o nexo entre las partículas y proporciona la cohesión resultante en un comportamiento más rígido en el comienzo del cizallamiento con un bajo esfuerzo confinado, comparado con muestras no congeladas. A altas velocidades de deformación, la resistencia de los suelos congelados es similar a la de los no congelados. Con un aflojamiento de la deformación, la unión ejercida por el hielo se compone a sí misma debido al recongelamiento y causa un reforzamiento de la muestra (Arenson y Springman, 2005a).

Con el objeto de restringir o limitar los modelos para los peligros del permafrost in situ, puede ser esencial efectuar las pruebas en laboratorio de estabilidad mecánica de materiales en estado congelado (Arenson et al., 2007; Jia et al., 2015; Krautblatter et al., 2013). Los métodos geofísicos pueden proporcionar una visión rápida y ayudar a monitorear las condiciones relevantes geotécnicas y de permafrost (Hauck et al., 2011; Heincke et al., 2006; Hilbich et al., 2008; Keuschnig et al., 2016; Krautblatter y Draebing, 2014; Magnin et al., 2015). Las técnicas LIDAR, SAR y técnicas de teledetección son capaces de detectar rápidamente la dimensión espacial de hundimiento y el movimiento de masas, así como la evolución temporal si se aplican en forma repetida (Kenner et al., 2014).

Para peligros en el lugar o in situ, el impacto ocurre en el lugar de la inestabilidad y no aguas abajo ni bajo el talud como en el caso de, por ejemplo, un GLOF o avalancha. Por lo tanto, desde una perspectiva práctica, hay una distinción menos clara entre la evaluación de la susceptibilidad o de la estabilidad y la evaluación del impacto.

Recomendamos entonces los siguientes pasos clave de evaluación (ver también Tabla 5):

- El reconocimiento geológico, geotécnico e hidrogeológico de potenciales hundimientos pronosticados o estructuras de movimientos de masa, así como problemas hidrológicos potenciales.
- El reconocimiento de las condiciones y cambio del permafrost. Aquí los métodos geofísicos pueden proporcionar una herramienta rápida de evaluación y monitoreo inicial.
- El análisis geomecánico o modelamiento combinado roca-hielo de estabilidad mecánica y la evaluación hidrogeológica de futuros problemas.

### 3. EVALUACIÓN DEL IMPACTO

#### 3.1. EVALUACIÓN PRELIMINAR DEL PELIGRO

En la evaluación preliminar del peligro incluimos aquellos enfoques que proporcionan una primera indicación de la extensión y amenaza de los peligros naturales, pero donde las intensidades del peligro no son modeladas físicamente. Generalmente, estos enfoques combinan las estimaciones empíricas de magnitudes posibles de eventos (por ejemplo, volumen de avalancha o volumen del flujo del aluvión y descargas pico) y distancias de recorrido, con modelos hidrológicos simples o algoritmos de enrutamiento de flujos que capturen la trayectoria principal aguas abajo o pendiente abajo del movimiento de masas (Allen et al., 2016; Horton et al., 2013; Huggel et al., 2003; Rounce et al., 2016; Watson et al., 2015). Tales enfoques han sido ampliamente aplicados en la investigación de los peligros por glaciares y permafrost en la década pasada y sirven para múltiples propósitos:

- Como un paso intermedio para identificar el peligro potencial de puntos importantes de riesgo. Pueden enfocarse estudios adicionales, investigaciones de campo y modelamiento basados en procesos y mapeo de peligros.
- Como una alternativa al modelamiento basado en procesos y mapeo de peligros, donde la calidad y resolución de la información impide un enfoque más sofisticado.
- Para la identificación de los procesos potenciales en cascada y eventos de reacción en cadena.
- Para una temprana anticipación de futuras amenazas.

Los modelos de enrutamiento de flujos, implementados en Sistemas de Información Geográfica (SIG), demandan requisitos mínimos de computación aun para aplicaciones a gran escala (como para una cordillera entera), y son implementados generalmente usando información libre de elevación digital con una resolución de malla de entre 30 y 90 m (por ejemplo, ASTER GDEM o SRTM). La limitación clave de estos enfoques es su incapacidad para capturar el comportamiento físico de los movimientos de masas, tales como el desborde de las barreras u obstáculos en la trayectoria del flujo o la transformación de flujos y los parámetros físicos tales como alturas de flujo, presiones de impacto o velocidades, los cuales no son modelados. En cambio, estos modelos proporcionan solamente una estimación gruesa de la posible área aguas abajo o bajo la pendiente o talud que podría ser afectada por un evento dado. Donde las trayectorias modeladas intersectan con otras potenciales áreas fuente de peligro (p. ej., lagunas o acumulaciones de escombros inestables) se puede anticipar la probabilidad de ocurrencia de eventos secundarios o transformación de flujos.

Un concepto clave para la evaluación indirecta del peligro es el ángulo de alcance derivado empíricamente o pendiente general de la trayectoria (medida desde el punto de inicio hasta el punto final), lo cual es frecuentemente utilizado para definir la distancia máxima de recorrido que un movimiento de masas podría alcanzar. Cuando sea posible, los practicantes deben definir las distancias de recorrido usando eventos comparables para el mismo o similar ambiente de estudio. Para evaluaciones de primer orden en los Alpes Europeos, los ángulos de aproxi-

madamente 17° han sido definidos para avalanchas de hielo, 11° para flujos de escombros y entre 2° y 3° para inundaciones o avenidas con pequeño arrastre de escombros (Huggel et al., 2004a). La movilidad de la avalancha de rocas es influenciada fuertemente por el volumen, el agua y el contenido de hielo. Algunos de los eventos más grandes registrados a nivel mundial han alcanzado ángulos tan bajos como 6° (Schneider et al., 2011).

### 3.2. DESARROLLO DE ESCENARIOS

Los escenarios en el contexto de la evaluación de peligros por glaciares y permafrost se refieren a las frecuencias y magnitudes de los eventos esperados. Un escenario es intrínsecamente prospectivo, pero no considera necesariamente un conjunto comprensivo de factores de peligro tales como el cambio climático y los impactos conexos sobre la criósfera. Entonces, debe ser explícitamente establecida la definición del horizonte temporal para la cual el escenario definido es válido. Si se pretende que el escenario sea válido para períodos más largos (varias décadas), se necesita considerar apropiadamente los cambios climáticos futuros respectivos, los cuales por sí mismos pueden estar basados en diferentes escenarios climáticos (p. ej., en relación a emisiones de gases de efecto invernadero bajos y altos). Por lo tanto, los escenarios de peligro pueden ser independientes de, o vinculados a escenarios de cambio climático dependiendo del horizonte de tiempo para el cual la evaluación del peligro va a ser considerada válida.

Tal como se ha descrito en la introducción al marco de trabajo de la evaluación, el objetivo del desarrollo del escenario es establecer tres escenarios factibles para el modelamiento del peligro basado en procesos, en donde se estima la potencial masa o volumen de inicio en un evento pequeño, medio o grande, y se asigna una correspondiente mejor estimación de la probabilidad de que tal evento ocurra. Es importante destacar que normalmente estos escenarios consideran solo la masa o volumen del evento inicial, mientras que el arrastre posterior de material a lo largo de la trayectoria de flujo puede ser evaluado con un modelamiento aguas abajo o pendiente abajo.

El experto puede establecer posibles escenarios de eventos basados en las siguientes fuentes primarias de información:

- Information compiled during the basin to site specific susceptibility/stability assessment.
- Inferences based on local historical inventories and field evidence from past events.
- Inferences based on evidence and process understanding from the international literature.

Lo ideal es que el experto recurra principalmente a la información cuantitativa proveniente de la evaluación de susceptibilidad y estabilidad, respaldada cuando sea posible y necesario con estudios de campo, información histórica disponible, evidencia internacional y comprensión de procesos para asignar los niveles de probabilidad para los tres escenarios. En vista de que las condiciones ambientales son rápidamente cambiantes, el desarrollo de escenarios debe incorporar la comprensión más reciente sobre paisajes o entornos glaciares y periglaciares y las implicaciones resultantes para las frecuencias y magnitudes de los eventos (ver también Parte I). Debe definirse claramente para qué período se consideran relevantes los escenarios (p. ej., 5 o 10 años), después de lo cual estos deben ser reevaluados.

Se anticipan los siguientes posibles enfoques para el desarrollo de escenarios:

- Las probabilidades se asignan específicamente sobre la base de una cuidadosa consideración de la susceptibilidad subyacente y la evaluación de la estabilidad. Todas las combinaciones probabilidad-magnitud son posibles.

- Se aplica una simple relación inversa frecuencia-magnitud, asignando al escenario grande la probabilidad más baja y al escenario pequeño la probabilidad más alta.
- Cuando hay una base o razonamiento insuficiente para distinguir probabilidades puede ser factible mantener la misma probabilidad para los tres escenarios, es decir, los tres se consideran igualmente probables..

En vista de los posibles eventos extremos caracterizados por muy bajas probabilidades, pero muy grandes dimensiones, se puede proponer un solo escenario de “el peor de los casos”. Esto puede ser apropiado, por ejemplo, para una laguna con un volumen muy grande y que se considera tiene una muy baja probabilidad de desbordarse. De acuerdo con los resultados del modelamiento de peligros (ver sección 3.2) el área potencial de terreno afectado por un evento del peor de los casos, podría ser marcado o señalado como un área de peligro residual.

No es posible ser rígido o dogmático acerca de cómo deben establecerse los escenarios, se requiere tener un considerable juicio experto. Se recomienda también que los escenarios sean discutidos y definidos con autoridades responsables del área o la localidad. Por ejemplo, el tema de si se modela y cómo se modela un escenario del “peor caso” debe ser parte de la discusión con autoridades y entidades responsables debido a que todo ello involucra decisiones políticas y sociales. Un “peor caso” puede ser considerado como el modelo del escenario grande, incluido separadamente como un peligro residual (como se describió más arriba) o no modelado en absoluto. Las incertidumbres que rodean a los escenarios deben comunicarse de forma clara, abierta, transparente y reproducible. Los ejemplos que se presentan a continuación sirven para ilustrar aún más cómo el experto puede enfocar el desafío del desarrollo de escenarios para procesos clave.

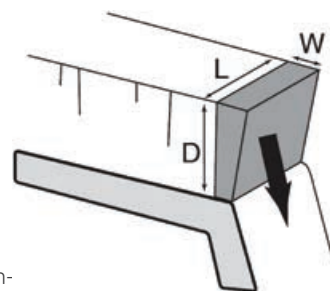
### **Ejemplo 1: Avalancha de rocas**

En el caso de inestabilidades potenciales del lecho rocoso, el experto acudirá a la evaluación de la estabilidad y a los factores específicos, tales como la geometría de las discontinuidades y su relativa orientación con respecto a la topografía del talud, para ayudar a determinar el espesor de la losa de la roca, cuña o bloques que podrían fallar inicialmente. Entonces, esto podría ser asignado como un escenario con alta probabilidad. Cuando esta zona de inestabilidad está soportando o sosteniendo un flanco mucho más grande (como una situación de apuntalamiento o contrafuerte), la falla del flanco entero podría constituir el escenario grande. Dependiendo de la configuración geotécnica, podría determinarse que los escenarios pequeño y grande son de igual probabilidad, o la estabilidad del flanco superior puede ser suficientemente favorable de tal manera que se le asigne una probabilidad más baja al escenario grande. Cuando se dispone de información específica de alta resolución del sitio específico, el modelamiento cinemático del talud o pendiente puede proporcionar una base cuantitativa para el desarrollo del escenario. Cuando hay ausencia de observaciones geotécnicas locales, los potenciales escenarios pueden ser inferidos a partir de una antigua actividad de deslizamiento de tierras en una cuenca dada y ciertas unidades litológicas pueden estar asociadas con mecanismos de falla, profundidades y volúmenes característicos. Por ejemplo, las estructuras de capas delgadas pueden estar más predisuestas a frecuentes caídas de roca pequeñas en lugar de fallas grandes catastróficas.

### **Ejemplo 2: Avalanchas de hielo**

Determinar la masa de hielo que puede estar involucrada en una potencial avalancha de hielo, es difícil. En algunos casos, se han usado patrones de grietas para mapear las potenciales zonas de desprendimiento (Schaub et al., 2015), pero esto puede ser no confiable en otras instancias. Cuando las grietas grandes cruzan a través del glaciar y el área del talud inferior muestra signos de creciente velocidad, puede ser seguro el definir la zona de inestabilidad (Faillettaz et al., 2015). Huggel et al. (2004a) propuso una simple aproximación para situaciones del tipo de

acantilado (cliff) basadas en evidencias de los Alpes Suizos (Figura 14), en donde el volumen es establecido a partir de la longitud del acantilado (L), ancho (W) y espesor o profundidad (D). Cuando estos valores no pueden ser obtenidos por teledetección, mapas topográficos o estudios de campo, se han hallado valores razonables aproximados en el rango de 10 a 20 m para el ancho (dado que el punto de partida desde el cual los glaciares del tipo de acantilado (cliff) usualmente se desprenden es detrás del frente glaciar), y el espesor en el rango de 50 a 60 m. No está claro ni definido si estos valores se mantienen para otras regiones montañosas. Para situaciones del tipo de ram-



pa, se sugieren como valores máximos en el orden de  $5 \times 10^6 \text{ m}^3$  para los Alpes (Huggel et al., 2004a), pero estos valores han sido superados en orden de magnitud en otras regiones alrededor del mundo, en particular donde las lenguas glaciares enteras se han desprendido (Evans et al., 2008; Huggel et al., 2010; Tian et al., 2017). Esto sirve para destacar que las reglas empíricas proporcionan solamente una guía útil mas no la garantía de que no ocurrirán eventos excepcionales.

**Figura 14:** Estimación del volumen de una avalancha de hielo para una situación de acantilado (cliff) basada en la longitud (L) y el espesor/profundidad (D) del bloque inestable.

En la ausencia de mayor evidencia local, una típica relación frecuencia-magnitud inversa puede ser razonablemente aplicada para avalanchas de hielo. Probablemente, esto es más robusto para glaciares del tipo acantilado-cliff, en donde las avalanchas pequeñas y frecuentes representan un proceso natural de ablación.

### **Ejemplo 3: Aluviones por desborde violento de lagunas glaciares**

Los escenarios para lagunas glaciares son complejos debido a los varios mecanismos desencadenantes, tipos de lagunas, y composiciones o estructuras de los diques. Para lagunas con diques de roca, donde el único mecanismo probable de desborde es una ola de impacto desencadenada por un movimiento de masas, una primera aproximación del probable volumen de agua desplazado será igual a la masa potencial entrante. En este caso, las probabilidades asociadas de igual manera serán vinculadas con la evaluación de la estabilidad del hielo y del lecho rocoso para los taludes circundantes. Para lagunas con diques morrénicos, el escenario grande involucrará la incisión o brecha completa del dique o presa y el drenaje o desagüe del volumen total de la laguna, cuya probabilidad dependerá principalmente de la geometría del dique, pues con diques empinados y muy angostos, son bastante susceptibles a la erosión irreversible. Debido a la naturaleza de ensanche por sí misma de la incisión o brecha, se debe considerar un escenario grande al igual que uno pequeño para las estructuras críticas de diques. Con geometrías de dique más favorables, puede ocurrir que se reduzca el flujo de descarga y el cese de la erosión mucho antes de que se vacíe totalmente el volumen de la laguna, esto genera que en escenarios más pequeños sean más probables los eventos desencadenados por impacto y también por filtración y tubificación. Eventos hidrometeorológicos extremos, por definición, ocurren con menor frecuencia que los más moderados, por lo que se puede aplicar razonablemente la relación inversa frecuencia-magnitud para eventos de desborde desencadenados por precipitación o deshielo o derretimiento de nieve.

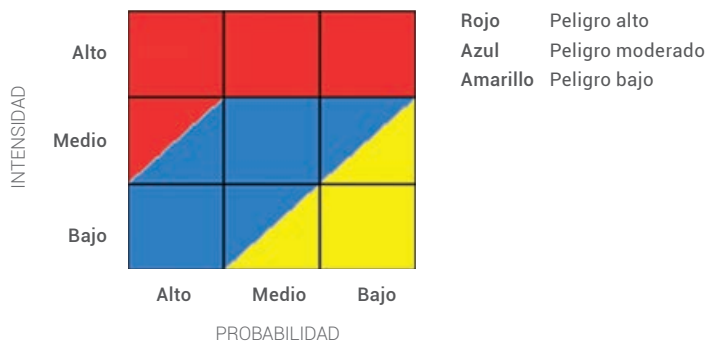
Con base en la evidencia empírica, la descarga máxima de la inundación o aluvión está correlacionada con el volumen de la laguna (Huggel et al., 2002). Para lagunas con dique morrénico, el factor determinante es la velocidad y extensión del desarrollo de la brecha, lo cual puede ser simulado con enfoques de modelamiento (p. ej., BASEMENT) si se dispone de información batimétrica y de alta resolución topográfica. Generalmente, las lagunas con diques de hielo que drenan o desaguan sub o englacialmente producen pequeñas inundaciones o aluviones en relación con

lagunas de similar tamaño con diques morrénicos. Sin embargo, para escenarios que involucran fracturamiento mecánico del hielo, las descargas pico pueden ser comparables con lagunas con diques morrénicos, mientras que las lagunas grandes ubicadas detrás de glaciares surgentes pueden producir eventos excepcionalmente grandes en magnitud y de alta probabilidad (Harrison et al., 2014).

### 3.3. MODELAMIENTO Y CLASIFICACIÓN DE LA INTENSIDAD DEL PELIGRO

La disponibilidad de herramientas de modelamiento numérico para la simulación de escenarios de movimientos de masa catastróficos ha aumentado significativamente en los años recientes, lo cual proporciona una base para el mapeo físico de las intensidades de los eventos para cada escenario de peligro (ver Apéndice 2 para una descripción general de los modelos comúnmente aplicados). No hay un mejor y único enfoque, ya que los modelos seleccionados deben acondicionarse a los requerimientos locales, recursos y disponibilidad de la información.

Para vincular el modelamiento de escenarios con el correspondiente nivel de peligro, se recomienda un enfoque basado en matrices, tal como el que, por ejemplo, ha sido empleado dentro de los códigos de práctica suizos (según Raetz et al., 2002). La matriz es comparable a los esquemas de clasificación usados en varios países (p. ej., Fiebiger, 1997; García et al., 2003; Humbert, 1977; Jakob, 2005; Vallance et al., 2003). Para cada escenario, la matriz 3 por 3 relaciona las intensidades del aluvión-inundación o el movimiento de masas con el nivel de probabilidad asignado para tal escenario y así establecer un nivel de peligro o amenaza (Figura 15). Se puede entonces sobreponer múltiples escenarios (pequeño, medio y grande) y afinarlos a través del mapeo de campo para llegar al mapa de peligros. El marco de trabajo común puede ser aplicado para varios procesos (aluviones, inundaciones, flujos de escombros, deslizamientos de tierras, avalanchas, etc.) y permanece lo suficientemente flexible para que la probabilidad subyacente y los niveles de intensidad puedan ser calculados en varias formas y con varios niveles de cuantificación dependiendo en la escala de la evaluación.



**Figura 15:** Enfoque basado en la matriz para relacionar la evaluación de la susceptibilidad con el modelamiento de la intensidad basado en el escenario, para llegar a una clasificación del peligro. Los colores usualmente están sujetos a estándares definidos en cada nación.

De acuerdo a la práctica suiza, las clases de intensidad cualitativa están basadas en medidas cuantitativas de intensidades de procesos (ver Tabla 1) y se relacionan con el daño potencial que el evento causaría a la gente y a la propiedad (si están presentes). Se debe tener en cuenta, sin embargo, que esto es solamente hipotético y no considera si la gente y la propiedad están expuestos o no al evento simulado (como sería considerado bajo una evaluación de riesgo).

**Intensidad alta:** La gente y los animales enfrentan amenaza de lesiones dentro de las construcciones. Es posible el daño severo a las construcciones o incluso la destrucción de los edificios.

**Intensidad media:** La gente y los animales enfrentan amenaza de lesiones fuera de las edificaciones, pero enfrentan niveles bajos de amenaza dentro de las construcciones. Se esperan daños ligeros a las construcciones.

**Intensidad baja:** La gente y los animales estarían amenazados ligeramente, aun fuera de los edificios, excepto para el caso de avalanchas de rocas y bloques que puedan herir o matar gente y animales. Se espera un daño superficial a las construcciones.

Se han usado varios criterios cuantitativos para definir estas clases de intensidad en base a uno o más resultados de las simulaciones de modelos. Tomando el ejemplo del flujo de escombros, los estudios han demostrado que la presión de impacto depende principalmente de la velocidad, aunque la profundidad del flujo es también importante. Por lo tanto, algunos autores han elegido combinar ambos factores para determinar la resultante intensidad de flujo (Hürlimann et al., 2006; Schneider et al., 2014). Para otros procesos, tales como avalanchas o caída de rocas, las presiones de impacto pueden ser resultado directo del modelamiento. En la tabla 1 se dan los valores indicativos propuestos en Suiza para definir las clases de intensidad de peligro para diferentes procesos de alta montaña. Estas definiciones deben servir, en general, como una guía solamente y se pueden usar otras definiciones dependiendo de las guías nacionales. Tener en cuenta que para algunos procesos las tres clases de intensidad no son válidas, por ejemplo, en la zona de impacto de una avalancha de roca la intensidad es considerada siempre alta. Igualmente, para flujos de escombros no son consideradas las bajas intensidades de acuerdo con las guías o lineamientos suizos.

**Tabla 1 :** Valores indicativos para la clasificación de intensidad de varios peligros en alta montaña utilizados en la práctica Suiza. ( después de Hurliman et al., 2006; Raetzo et al., 2002) E = energía cinética; v= velocidad; h= altura del flujo o altura del depósito.

Fenómeno	Intensidad baja	Intensidad media	Intensidad alta
Caída de rocas	$E < 30 \text{ kJ}$	$30 < E < 300 \text{ kJ}$	$E > 300 \text{ kJ}$
Avalancha de rocas			$E > 300 \text{ kJ}$
Deslizamiento de tierras	$v \leq 2 \text{ cm/año}$	$v: \text{ dm/año}$	$v > 0.1 \text{ m/día}$ para deslizamientos superficiales; desplazamiento $> 1 \text{ m}$ por evento
Flujo de escombros (parámetro simple)		$h < 1 \text{ m}$	$h > 1 \text{ m}$
Flujo de escombros (parámetro múltiple)		$h < 1 \text{ m}$ or $v < 1 \text{ m/s}$	$h > 1 \text{ m}$ and $v > 1 \text{ m/s}$

El recuadro 1 proporciona un ejemplo ilustrativo para la aplicación del modelamiento de intensidad del peligro y clasificación para el mapeo de peligro de flujos de escombros. El producto bruto o no procesado de la modelización y clasificación de peligros numéricos debe considerarse solo como un mapa preliminar de amenazas que necesariamente debe ser validado con, y comparado con, mapas de peligros basados en el campo y archivos históricos. Tal como se describe en el desarrollo del escenario, los eventos extremadamente raros y potencialmente de gran magnitud no están incluidos dentro del enfoque de la matriz de clasificación. Tales eventos de muy baja probabilidad están típicamente clasificados como una zona de daño residual donde los niveles de intensidad modelados son altos (en Suiza, por ejemplo, esta zona se extiende para incluir eventos con un período de retorno mayor a 300 años). Las implicaciones de los niveles de peligro clasificados finales y las respuestas de manejo apropiado variarán en función a un contexto local, social, legal y de gobernanza.

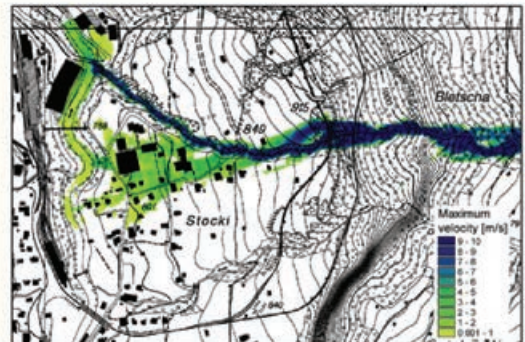
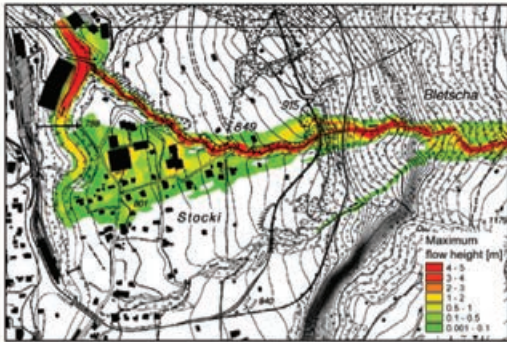


# Recuadro 1: Ejemplo ilustrativo para el modelamiento y mapeo del peligro de flujos de escombros

**Escenario medio:**

**Altura del flujo máxima  $h$  [m] :** Probabilidad = media

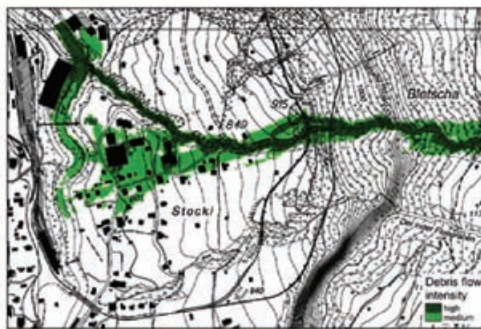
**Velocidad máxima  $v$  [m/s]**



**Intensidad del flujo de escombros**

**Paso 1:**

Modelamiento numérico y clasificación de la intensidad del evento para un escenario dado



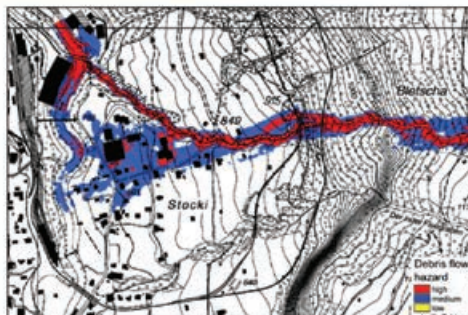
**MÁXIMA PROFUNDIDAD DE FLUJO**

			<b>VELOCIDAD MÁXIMA</b>		
			<b>Alta</b>	<b>Media</b>	<b>Baja</b>
			> 1 m/s	0 - 1 m/s	-
<b>Alto</b>	> 1 m				
<b>Medio</b>	0 - 1 m				
<b>Bajo</b>	-				

**Peligro del flujo de escombros**

**Paso 2:**

Clasificación preliminar del peligro basada en la intensidad y probabilidad para un escenario dado

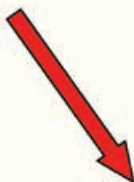
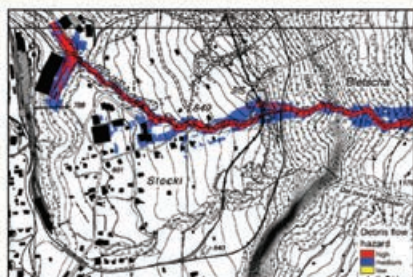


			<b>PROBABILIDAD</b>		
			<b>Alto</b>	<b>Medio</b>	<b>Bajo</b>
<b>Alto</b>					
<b>Medio</b>					
<b>Bajo</b>					

## Mapa de peligros preliminares

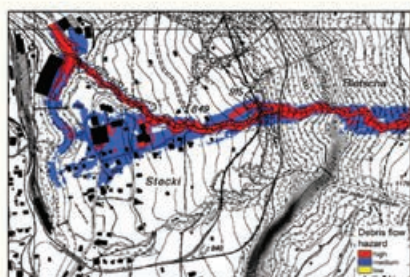
### Escenario pequeño:

Probabilidad : alta



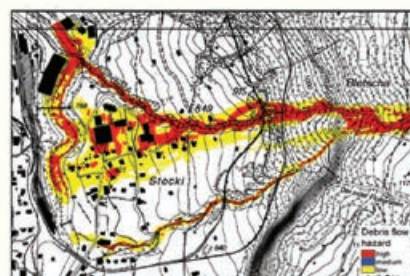
### Escenario medio:

Probabilidad : media

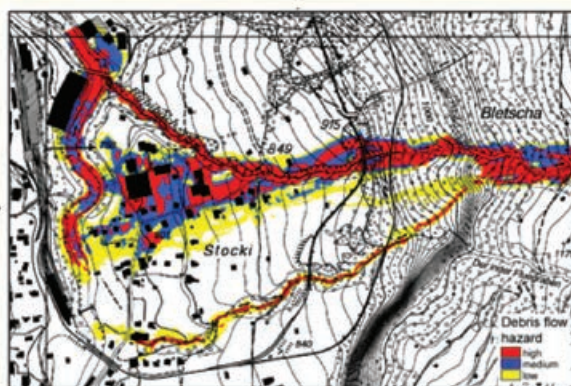


### Escenario grande:

Probabilidad : baja



### Mapa Pre - Final de peligros



### Paso 3:

Repetir los pasos 1 y 2 para todos los escenarios y sobreponer los resultados en un mapa de peligros Pre - Final.

Mapa Final de peligros sujeto a verificación y revisiones basadas en estudios de campo y en línea con las necesidades de las autoridades locales.

### 3.4. CADENAS DE PROCESOS Y EVENTOS COMPUESTOS

Existe un limitado número de publicaciones sobre casos de evaluaciones exhaustivas del peligro que han sido llevadas a cabo para posibles procesos acoplados de movimientos de masa en cascada aguas abajo. Sin embargo, en vista de los rápidos cambios ambientales y formación de nuevas lagunas expuestas a los impactos de roca y hielo desestabilizada (Haeberli et al., 2016), tales eventos son de creciente importancia para el planeamiento de la reducción del riesgo de desastre y la adaptación. La simulación de cadenas de procesos con modelos físicamente acoplados es un campo emergente de investigación (p. ej., Domnik et al., 2013; Pastor et al., 2009; Worni et al., 2014) mientras que otros estudios han combinado modelos separados para diferentes etapas de la cadena de procesos (p. ej., Schneider et al., 2014; Westoby et al., 2014). Este último enfoque ha sido descrito de manera más completa para la laguna 513 en la Cordillera Blanca (Perú), donde Schneider et al. (2014) simuló escenarios de aluviones por desborde violento de lagunas desencadenados por olas de impacto de avalanchas de roca y hielo como una base para el mapeo de amenazas. Su estudio sirve aquí, para proporcionar una guía ilustrativa. El primer requisito es definir las etapas que podrían ocurrir dentro de una cadena de procesos dada y para cada etapa seleccionar el enfoque de modelamiento apropiado. En el ejemplo de la laguna 513 se definieron cinco etapas basadas en un evento anterior de esta laguna:

- Avalancha combinada de roca y hielo fluyendo hacia la laguna 513.
- Ola de impacto desencadenada por la avalancha de roca y hielo, la cual desbordó el dique rocoso.
- Formación de un flujo de escombros por erosión lateral y arrastre de sedimentos con la posterior deposición en un abanico aguas abajo.
- Continuación del flujo como un flujo hiperconcentrado.
- Iniciación de un flujo de escombros secundario debido a un incremento en la gradiente del cauce, velocidad del flujo y material erosionable.

Mientras que la avalancha inicial y todas las etapas del aluvión por desborde se modelaron con RAMMS, la propagación de la ola de impacto y el desborde fuera de la laguna se modelaron con IBER (ver Apéndice 2 para detalles de estos modelos). Siguiendo el enfoque general descrito en la Sección 3.2, se requieren escenarios para el inicio de la cadena de proceso, que en el caso de la laguna 513, consistió en escenarios pequeños (alta probabilidad), medios (probabilidad media) y grandes (baja probabilidad) para la avalancha inicial de hielo y/o roca. Para el resto de la cadena de procesos, la siguiente etapa del modelado se inició en función de los resultados de la etapa anterior (Figura 16). En primer lugar, los datos de entrada para el modelamiento IBER de la propagación de la ola de impacto y desborde fueron un hidrograma estimado a partir del volumen y la densidad de la avalancha simulada por RAMMS. En segundo lugar, el hidrograma del aluvión o inundación producido por IBER sirvió entonces como un dato de entrada para el modelamiento RAMMS del flujo aguas abajo, con parámetros de modelos afinados y ajustados para capturar las transformaciones en la reología del flujo a lo largo de su trayectoria.

Una vez que se simula toda la cadena de procesos para los tres escenarios, las intensidades de flujo pueden clasificarse, los niveles de peligro asignarse de acuerdo a la matriz intensidad-probabilidad y se produce un mapa de peligros combinado basado en el modelo (Figura 17). Para el caso de la laguna 513, este mapa de peligros derivado del modelo fue generalizado siguiendo el trabajo de campo y el esquema de clasificación modificado para asegurar la consistencia con el sistema local administrativo. Esto ilustra cómo un marco de trabajo general de evaluación puede ser modificado para la implementación local y refuerza que los resultados basados en el modelo por sí mismo, son base insuficiente para el planeamiento de la respuesta y las estrategias de mitigación.

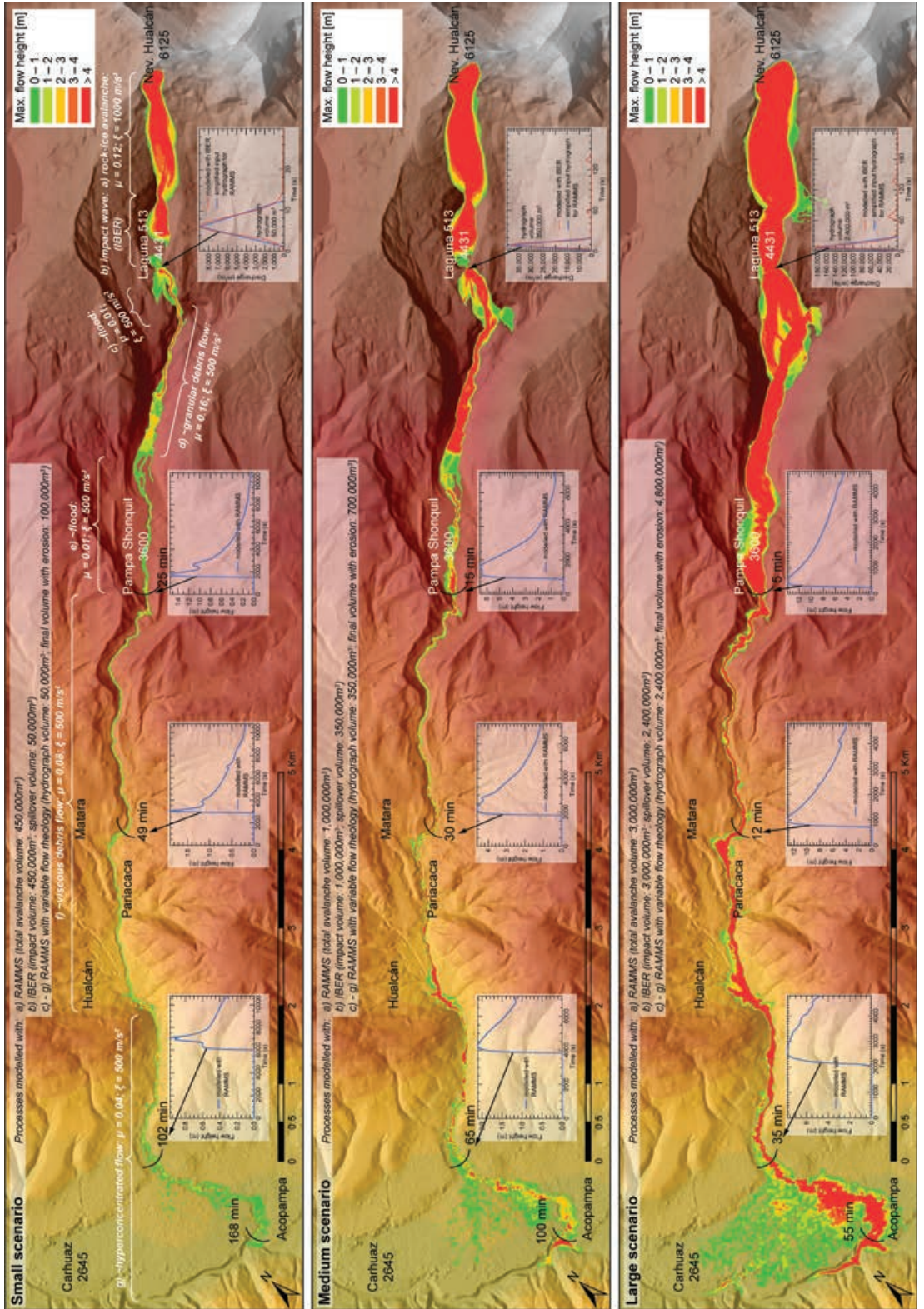


Figura 16

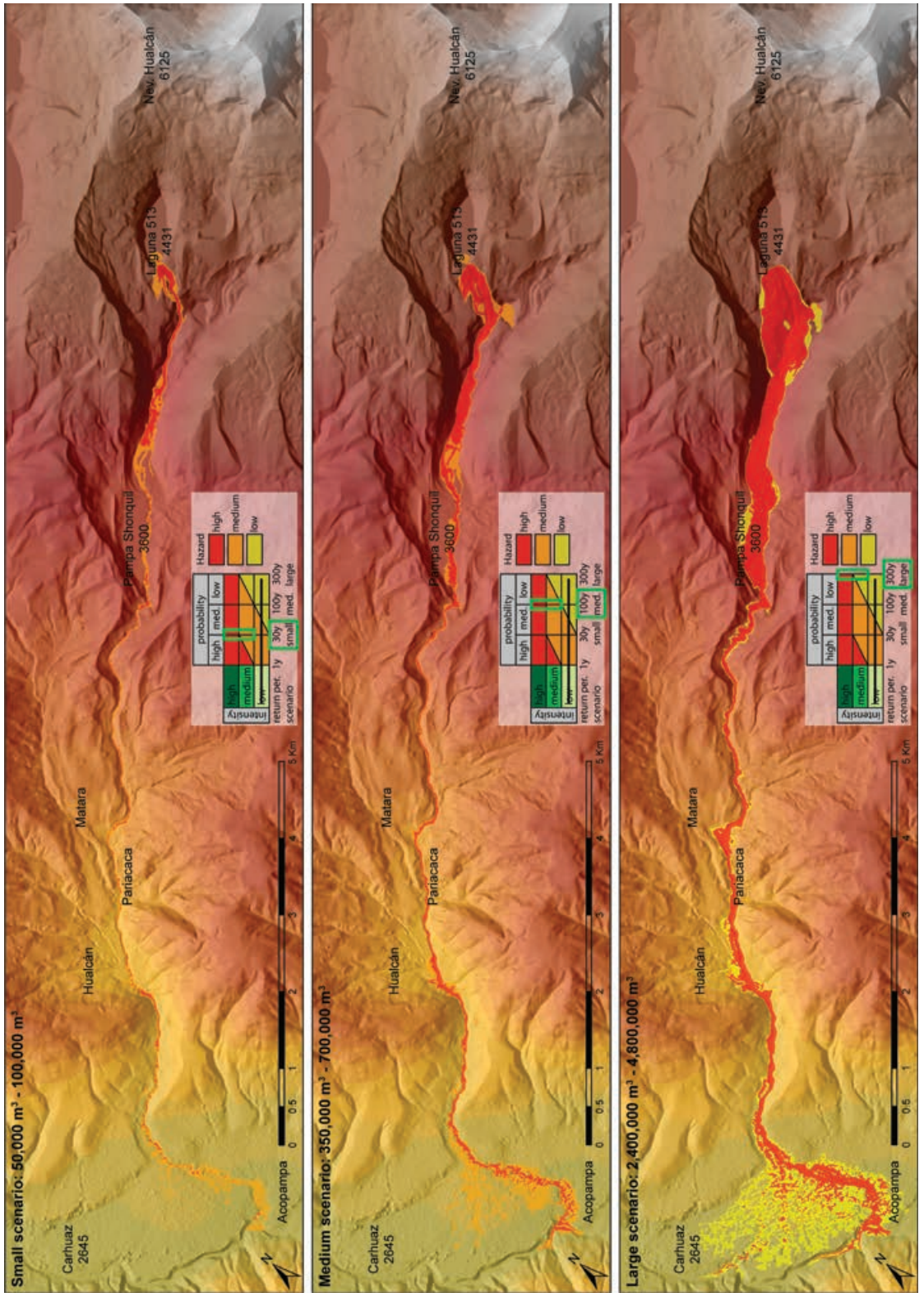


Figura 17

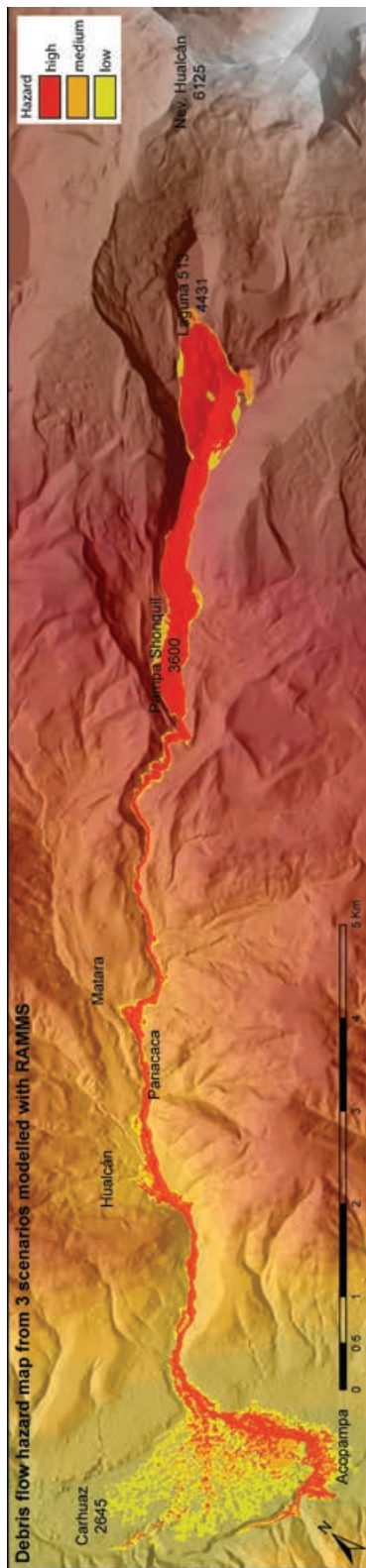


Figura 17

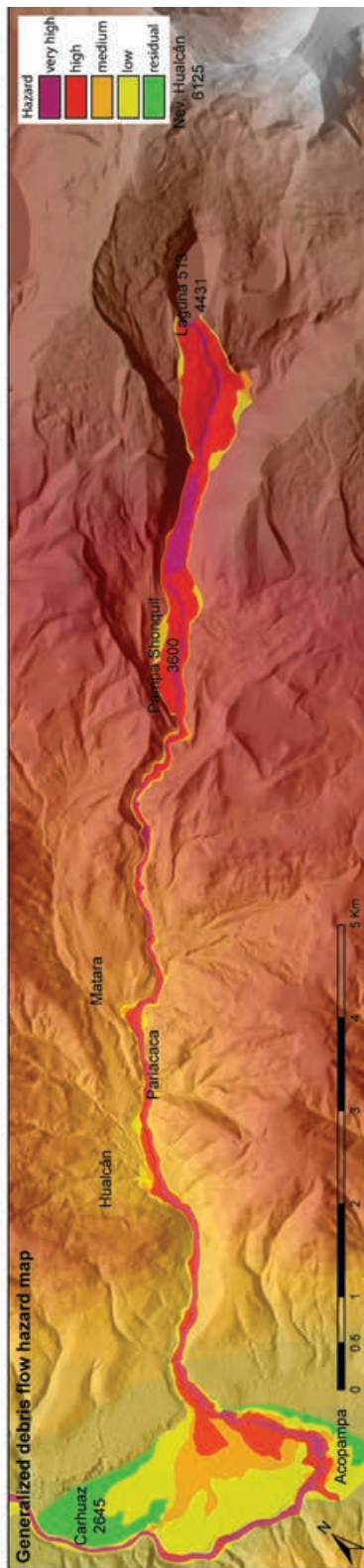


Figura 16: Resultados del modelamiento numérico (RAMMS) de tres escenarios (pequeño, mediano, grande) de las cadenas de procesos de movimiento de masas que involucran un GLOF de la Laguna 513 (Perú). El modelamiento de la propagación de la onda de impacto y derrame de la laguna – IBER – no se exhibe para mayor claridad. Las duraciones del flujo son indicadas a lo largo de la ruta para cada escenario.

Figura 17: Clasificación del peligro para los 3 escenarios, basada en la intensidad y probabilidad del flujo modelado. La intensidad del flujo se clasificó a partir de una combinación de alturas de flujo (Figura 16) y velocidades modeladas (no mostradas). El mapa de peligro basado en los resultados de los modelamientos fue generalizado y revisado de acuerdo a trabajos de campo y en línea con las necesidades y expectativas de autoridades locales.

En este apéndice se proporcionan tablas de orientación para la evaluación de la susceptibilidad y la estabilidad (ver Sección 2 para mayores detalles). Los factores pueden ser relevantes para condicionar (Con.), desencadenar y/o determinar la magnitud (Mag.) de cualquier evento. Para muchos factores, las relaciones con susceptibilidad y estabilidad no son sencillas y el experto debe aplicar un criterio a través de un rango de atributos para determinar si las condiciones son favorables (baja susceptibilidad) o desfavorables (alta susceptibilidad). Las tablas son ordenadas por tipo de proceso. Sin embargo, el experto debe dar especial atención y conocimiento a la posibilidad de interacciones de procesos y eventos compuestos potenciales, tales como avalanchas de hielo y roca que desencadenarían un aluvión por desborde o una avalancha de depósitos de roca removilizando como un flujo de escombros más móvil, o un evento de inundación de escombros (ver también Parte 1 de la Sección 2.2 y Parte 2 de la Sección 3.4).

**Table A1: Rock Avalanche**

Factores de susceptibilidad para avalanchas de roca	Relevancia			Atributos clave	Susceptibilidad		Método de evaluación	Escala de la evaluación
	Condición	Detonante	Magnitud		Más bajo	Más alto		
<b>Atmosférico</b>								
Temperatura	+	+		Temperatura media	Sin tendencia	Fuerte tendencia	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
				Intensidad y frecuencia de temperaturas extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
Precipitación		+		Intensidad y frecuencia de precipitaciones extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
<b>Criosférico</b>								
Condiciones del permafrost	+		+	State of permafrost, distribution and persistence within bedrock slopes. Depth of active layer and unstable mass.	No permafrost or cold permafrost	Warm (thawing) permafrost	Model-based (indirect) Geophysical (semi-direct)	Regional to basin. Site specific.
Condiciones del glaciar	+		+	Retreat (thinning) from within or below rock slope.	No retreat	Significant retreat	Remote sensing, field studies, anecdotal evidence	Regional to basin
<b>Geotécnica y geomórfica</b>								
Calidad de la masa rocosa	+		+	Características litológicas. Grado de intemperismo	Favorable	Desfavorable	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Condición de las discontinuidades	+			Grado de intemperismo, apertura, relleno (brecha o salbanda), filtraciones	Favorable	Desfavorable	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Geometría de las discontinuidades	+		+	Buzamiento, orientación, espaciamiento, persistencia	Favorable	Desfavorable	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Condición del talud-pendiente	+			Sobresaliente, convexidades, irregularidades	Favorable	Desfavorable	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Ángulo del talud pendiente	+			Ángulo del talud topográfico. Rango crítico o ángulo umbral establecido en los inventarios locales.	Bajo ángulo del talud pendiente	Ángulo empinado del talud pendiente	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Altura del talud pendiente	+		+	Relieve relativo de la cara o talud-pendiente	Pequeño	Grande	mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Sismicidad	+	+		Potencial magnitud y frecuencia, aceleración del terreno.	Bajo potencial	Alto potencial	mapeo geológico y modelamiento	Regional
Caída de rocas evidente	+	+	+	Frecuencia y magnitud de actividades o eventos pasados.	No evidente	Frecuente y actividad creciente	mapeo geológico (sensores remotos-campo)	Cuenca a lugar específico

**Tabla A2: Avalanchas de hielo**

Factores de susceptibilidad para avalanchas de hielo	Relevancia			Atributos clave	Susceptibilidad		Método de evaluación	Escala de la evaluación
	Condición	Detonante	Magnitud		Más bajo	Más alto		
<b>Atmosférico</b>								
Temperatura	+	+		Temperatura media	Sin tendencia	Fuerte tendencia	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
				Intensidad y frecuencia de temperaturas extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
Precipitación		+		Intensidad y frecuencia de precipitaciones extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
<b>Criosférico</b>								
Condiciones termales	+			Glaciar, frío, politérmico o temperado. Distribución y permanencia del permafrost. Anomalías terminales debido a glaciares colgantes.	Criterio experto de las implicancias para los procesos y mecanismos de falla		Basado en modelos (indirecto) Geofísico (semidirecto) Perforaciones (directo)	Regional a cuenca. Sitio o lugar específico
Condiciones del glaciar	+		+	Situación del tipo de acantilado ( <i>cliff</i> ) o rampa	Criterio experto de las implicancias para frecuencia/magnitud		Sensores remotos o teledetección	Regional a cuenca
Densidad y orientación de las grietas	+			Formación de grietas a través del glaciar. Tamaño y profundidad de las grietas.	No evidente	Grande y extenso	Sensores remotos o teledetección	Cuenca a sitio o lugar específico
Topografía del lecho rocoso				Ángulo empujado o escarpado del talud o pendiente y rupturas repentinas en la topografía. Pendientes convexas. Ausencia de apoyo frontal.	Favorable	Desfavorable	Inferido o modelado a partir de la topografía de la superficie. Levantamiento geofísico.	Regional a cuenca. Sitio o lugar específico.
Hidrología del glaciar	+	+		Sistema de drenaje subglaciar distribuido para fallas de tipo rampa. Evidencia del incremento de presión de agua y/o bloqueos (críticos para glaciares politérmicos) tales como formación de estanques en la superficie o cambios repentinos en la descarga para grandes fallas catastróficas.	Favorable	Desfavorable	Sensores remotos, modelamiento hidrológico y estudios de campo	Cuenca a sitio o lugar específico
Velocidad del glaciar	+			Incremento de la velocidad de la superficie, particularmente debajo de la zona agrietada.	No hay cambios	Incremento rápido	Sensores remotos y estudios de campo	Cuenca a sitio o lugar específico
Cambio en la geometría del glaciar	+			Engrosamiento hacia la base del glaciar colgante. Engrosamiento de la lengua glaciar de valle como evidencia del surgimiento o avance.	No hay cambios	Engrosamiento grande	Sensores remotos	Cuenca a sitio o lugar específico
Cambio en la longitud del glaciar	+			Recesión o avance hacia una topografía más empinada, y/o nuevos regímenes termales.	Favorable	Desfavorable	Sensores remotos, estudios de campo, evidencias anecdóticas	Regional a cuenca
Avalanchas de hielo evidentes	+	+	+	Frecuencia y magnitud de las inestabilidades, incluyendo la caída de seracs.	No evidente	Frecuente e incremento de la actividad	Sensores remotos, estudios de campo, evidencias anecdóticas	Cuenca a sitio o lugar específico
<b>Geotécnica y geomórfica</b>								
Estabilidad del lecho rocoso subyacente	+	+	+	Ver la evaluación de la susceptibilidad de las avalanchas de roca.	Inestable	Estable	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico
Sismicidad	+	+		Magnitud potencial y frecuencia de la aceleración en el terreno.	Baja potencia	Alto potencial	Mapeo geológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a sitio o lugar específico



**Tabla A3: Aluvión por desborde violento de una laguna**

Factores de susceptibilidad para GLOFs	Relevancia		Atributos clave	Susceptibilidad		Método de evaluación	Escala de la evaluación
	Condición	Detonante		Magnitud	Más bajo		
<b>Atmosférico</b>							
Temperatura	+	+	Temperatura media	Sin tendencia	Fuerte tendencia	Análisis basado en estaciones o análisis clima de grilla	Cuenca
			Intensidad y frecuencia de temperaturas extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
Precipitación		+	Intensidad y frecuencia de precipitaciones extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
<b>Criosférico</b>							
Condiciones del permafrost	+		Estado del permafrost, distribución y persistencia dentro del área del dique de la laguna y pendientes de los de la roca base circundante.	No hay permafrost ni permafrost frío	Permafrost caliente (derritiendo) en el área del dique y/o escombros circundantes o taludes rocosos.	Basado en modelos (indirecto)	Regional a cuenca. Lugar específico
Recesión glacial y pérdida en la parte inferior	+	+	Agrandamiento de las lagunas proglaciares, ampliación de la formación de lagunas supraglaciares, retiro del dique o hundimiento.	No hay retroceso ni expansión de la laguna ni hundimiento del dique	Retroceso significativo, expansión de la laguna o hundimiento del dique	Geofísico (semidirecto)	Regional a cuenca
Avance del glaciar (incluye surgencia)	+		Formación de lagunas con diques de hielo	No hay cambios evidentes	Avance y represamiento evidentes	Sensores remotos-teledetección	Regional a cuenca
Potencial de avalanchas de hielo	+	+	Ver la evaluación de la susceptibilidad de avalanchas de hielo.	Más bajo	Más alto	Sensores remotos-teledetección	Cuenca a lugar específico
Potencial cavitación	+	+	Ancho del frente del glaciar en proceso de cavitación, actividad, densidad de agrietamiento.	No evidente	Grande y frecuente	Ver la evaluación de la susceptibilidad a las avalanchas de hielo	Cuenca a lugar específico
(calving)	+	+	Área o volumen	Más pequeño	Más grande	Sensores remotos, modelamiento de la topografía del lecho, estudios de campo	Regional a lugar específico
Tamaño de la laguna	+	+	Influencia en la hidráulica del dique, influencia en el desplazamiento de la ola de propagación y la ola de escalamiento (run-up).	Favorable	Desfavorable	Estudios de campo (mediciones de sonar)	Lugar específico
Batimetría de la laguna	+	+	Conectividad de la laguna con el sistema hidrológico glacial.	No conectado	Bien conectado	Estudios de campo y modelamiento	Lugar específico
<b>Geotécnica y Geomórfica</b>							
<b>a) Características del dique</b>							
Tipo			Roca, morrena, hielo	Lecho rocoso	Hielo, (morrena con hielo embebido)	Geofísico (semidirecto)	Regional a cuenca
Morrena con hielo embebido			Espesor, persistencia y condición (relacionada al permafrost)	Ausente	Grande y derritiendo	Sensores remotos	Lugar específico
Relación ancho-altura del dique			Ancho a través de la cresta del dique relativa a la altura del dique.	Más grande	Más pequeño	Sensores remotos	Cuenca a lugar específico
Relación del borde libre a la altura del dique			Diferencia de elevación entre la superficie de la laguna y el punto más bajo de la morrena.	Más grande	Más pequeño	Ver evaluación de la susceptibilidad a las avalanchas de hielo	Lugar o sitio específico
Litología			Grosor o tamaño del material morrénico, presencia de material de grado fino, material volcánico, etc.	Material grueso predominante	Graduación fina o material volcánico predominante	Sensores remotos, modelamiento topográfico del lecho, estudios de campo	Cuenca a lugar específico
Pendiente aguas abajo			Pendiente promedio o media del lado aguas abajo del dique.	Pendiente más suave	Más empinada	Estudios de campo (mediciones de sonar)	Cuenca a lugar específico
Vegetación			Densidad y tipo de vegetación (pastos, arbustos, árboles).	Extenso o extendido	Ausente	Estudios de campo y modelamiento	Cuenca a lugar específico
<b>b) Topografía e hidrología de la cuenca de captación</b>							
Área de la cuenca			Tamaño total del área de drenaje aguas arriba de la cuenca, proporción glaciaria/ no glaciaria.	Más pequeño	Más grande	Análisis DTM	Regional a cuenca
Pendiente promedio			Cuán escarpada es el área de captación.	Pendiente más suave	Pendiente más inclinada	Análisis DTM	Regional a cuenca
Densidad de drenaje			Densidad de las redes de corriente en el área de captación.	Más bajo	Más alto	Análisis DTM	Regional a cuenca
Orden de la corriente			Presencia de corrientes fluviales grandes, facilitando el rápido drenaje hacia la laguna.	Ninguno o solamente de bajo orden	Grande corrientes de alto orden evidentes	Sensores remotos, análisis DTM	Regional a cuenca
Lagunas aguas arriba			Presencia y susceptibilidad de lagunas aguas arriba.	Ausente	Varias lagunas	Sensores remotos	Regional a cuenca
<b>c) Estabilidad geotécnica</b>							
Potenciales avalanchas de roca			Ver la evaluación de la susceptibilidad de avalanchas de roca.	Más bajo	Más alto	Ver la evaluación de la susceptibilidad a las avalanchas de hielo	
Inestabilidad de morrenas			Potencial para producir deslizamientos de tierras de los taludes morrénicos hacia la laguna.	No hay morrenas con taludes empinados adyacentes a la laguna	Escarpado, morrenas con taludes inestables adyacentes a la laguna	Análisis DTM, sensores remotos, trabajo de campo, investigaciones geofísicas	Cuenca a lugar específico
Sismicidad			Potencial magnitud y frecuencia de la aceleración del terreno.	Más bajo	Más alto	Mapeo geológico y modelamiento	Regional

**Tabla A4: Flujo de escombros**

Factores de susceptibilidad para el flujo de escombros	Relevancia			Atributos clave	Susceptibilidad		Método de evaluación	Escala de la evaluación
	Condición	Detonante	Magnitud		Más bajo	Más alto		
<b>Atmosférico</b>								
Temperatura	+	+		Temperatura media	Sin tendencia	Fuerte tendencia	Análisis basado en estaciones o análisis de clima de grilla	Cuenca
				Intensidad y frecuencia de temperaturas extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
Precipitación		+	+	Intensidad y frecuencia de eventos de precipitaciones extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Cuenca
<b>Criosférico</b>								
Condiciones del permafrost	+			Glaciar frío, politérmico o temperado. Distribución y persistencia del permafrost. Anomalías térmicas debido a glaciares colgantes.	Favorable	Desfavorable	Basado en modelos (indirecto)	Regional a cuenca. Lugar específico
Condiciones del glaciar	+		+	Situación de rampa o acantilado (cliff).	No hay recesión	Recesión significativa	Geofísica (semidirecta)	Regional a cuenca
Cobertura de nieve	+			Formación de grietas a través del glaciar. Tamaño y profundidad de las grietas.	Ausente	Extendido	Sensores remotos, estudios de campo evidencias anecdóticas	Cuenca a lugar específico
Helada - intemperismo	+		+	Ángulo empinado de la pendiente o talud y repentinas roturas en la topografía. Taludes convexos. Ausencia de apoyo frontal.	Baja intensidad	Alta intensidad	Sensores remotos y estudios de campo	Regional a cuenca. Lugar específico.
<b>Geotécnica y geomórfica</b>								
Estabilidad de la pared de cabecera	+		+	Ver evaluación de la susceptibilidad a las avalanchas de roca.	Inestable	Estable	Ver la evaluación de la susceptibilidad a las avalanchas de roca	Cuenca a lugar específico
Características del sedimento				Distribución del tamaño de las partículas, permeabilidad y resistencia al corte.	Favorable	Desfavorable	Inferido del mapeo geológico o medidas directamente en el campo	Cuenca a lugar específico
Ángulo del talud o pendiente				Ángulo del talud o pendiente suficiente para el inicio, pero no muy inclinado que los escombros no puedan acumularse. Los ángulos críticos dependen de otros factores.	Ángulo de talud bajo	Rango crítico de 20° a 45°	Mapeo geomorfológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a lugar específico
Geometría del talud o pendiente				Rotura en el talud-talud superior convexo (fuente) con un talud inferior cóncavo de gradiente más baja (acumulación). P. ej., zona de contacto entre la pared rocosa y el talud de la pendiente.	Rotura distinta no evidente	Rotura distinta evidente	Mapeo geomorfológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a lugar específico
Tipología del reservorio de sedimentos				Reservorios activos (pendiente del talud, canales de drenaje llenos de sedimentos), mayormente de suministro limitado, reservorios relicto (morrenas, terrazas fluviales) la mayor parte del suministro ilimitado. Los glaciares de roca pueden ser ambos.	Criterio o juicio experto de las implicancias para la frecuencia/magnitud		Mapeo geomorfológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a lugar específico
Tamaño del talud				Área y profundidad de la acumulación	Pequeño	Grande	Mapeo geomorfológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a lugar específico
Cobertura de vegetación				Continuo, esporádico o ausente	Ausente	Extendido	Mapeo geomorfológico (sensores remotos o campo)	Cuenca a lugar específico
Sismicidad				Magnitud potencial y frecuencia de la aceleración en el terreno.	Bajo potencial	Alto potencial	Mapeo geológico y modelamiento	Cuenca a lugar específico
Actividad del flujo de escombros				Magnitud potencial y frecuencia de la aceleración en el terreno.	No evidente	Frecuente y creciente actividad	Sensores remotos, estudios de campo, evidencias anecdóticas	Cuenca a lugar específico

**Tabla A5: Peligros del permafrost en el sitio**

Factores de susceptibilidad para el flujo de escombros	Relevancia			Atributos clave	Susceptibilidad		Método de evaluación	Escala de la evaluación
	Condición	Detonante	Magnitud		Más bajo	Más alto		
<b>Atmosférico</b>								
Temperatura	+			Temperatura media	Sin tendencia	Fuerte tendencia	Análisis basado en estaciones o análisis de clima de grilla	Lugar específico
				Intensidad y frecuencia de temperaturas extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Lugar específico
Precipitación		+		Intensidad y frecuencia de eventos de precipitaciones extremas	Baja	Alta	Análisis basado en estaciones o clima de grilla	Lugar específico
<b>Criosférico</b>								
Condiciones del permafrost	+	+	+	Estado del permafrost, distribución y persistencia dentro de los taludes el lecho rocoso. Profundidad de la capa activa y masas inestables. Influencia en el régimen mecánico, térmico e hidrológico.	Favorable	Desfavorable	Basado en modelos (indirecto)	Lugar o sitio específico
Condiciones del glaciar	+	+	+	Recesión o retroceso (adelgazamiento) desde dentro y debajo del lugar. Influencia en el régimen mecánico, térmico e hidrológico.	No recesión	Recesión significativa	Sensores remotos, estudios de campo, evidencias anecdóticas	Lugar o sitio específico
<b>Geotécnica y geomórfica</b>								
Condiciones mecánicas de masas de roca fisuradas congeladas en forma perenne	+	+	+	La degradación del permafrost afecta: 1) fricción/fractura a lo largo de los contactos roca-roca, 2) fricción/fractura a lo largo de los contactos roca/hielo, 3) deformación del hielo en las fracturas, 4) deformación del material de relleno congelado.	Favorable	Desfavorable	1) Pruebas mecánicas de laboratorio de materiales congelados. 2) Detección de los cambios mediante LIDAR, SAR y sensores remotos. 3) Reconocimiento geofísico de los parámetros relevantes geotécnicamente. 4) Modelamiento mecánico.	Cuenca a lugar específico
Características del sedimento	+		+	Comportamiento mecánico tal como es controlado por: 1) condiciones del esfuerzo ( fuerzas/carga pendiente abajo), 2) contenido proporcional de hielo y escombros (impurezas), 3) temperatura del hielo, 4) contenido de agua en el túnel, 5) suministro de agua y calor al cuerpo de hielo.	Favorable	Desfavorable	1) Pruebas mecánicas de laboratorio de materiales congelados. 2) Detección de los cambios mediante LIDAR, SAR y sensores remotos. 3) Reconocimiento geofísico de los parámetros relevantes geotécnicamente. 4) Modelamiento mecánico.	Cuenca a lugar específico
Ángulo del talud o pendiente	+		+	Cambio rápido en las condiciones hidrostáticas y criogénicas debido al empozamiento del agua subterránea sobre el permafrost y procesos de segregación del hielo.	Favorable	Desfavorable	Mapeo hidrogeológico, mediciones y modelamiento.	Cuenca a lugar específico
Geometría del talud o pendiente	+		+	Deslizamiento del glaciar de roca, soliflucción, hundimiento, GLOFs, avalanchas de roca y hielo, flujo de escombros. Ver también tablas de la 2 a la 5.	Favorable	Desfavorable	Mapeo geomorfológico: Ver también tablas de la 2 a la 5	Cuenca a lugar específico

Nombre	Proceso(s)	Datos requeridos	Resultado(s)	Costo	Entorno	Disponibilidad	Referencia
RAMMS	Módulos para flujos de escombros, avalanchas de nieve, caída de rocas. También usado para avalanchas de hielo y/o roca.	DEM, Voellmy-parámetros de fricción (2), volumen inicial (deslizamiento de tierras) o hidrograma	Propiedades del flujo: profundidad, velocidad, presión	Ca. USD 2500/año (diferentes duraciones, descuentos para licencias educacionales)	Software independiente (IDL)	Ramms.slf.ch	Huggel, C., Kaab, A., Haerberli, W. & Krummenacher, B. 2003. Regional-scale GIS-models for assessment of hazards from glacier lake outbursts: Evaluation and application in the Swiss Alps. <i>Natural Hazards and Earth System Sciences</i> 3: 647–662.
MSF	Flujo de escombros	DEM zona de inicio	Probabilidad de influencia	Gratuito	Caja de herramientas AML Arc GIS Phytion (Arcpy)	Contactar a los autores	O'Brien, J.S., Julien, P.Y. & Fullerton, W.T. 1993. Two-dimensional water flood and mudflow simulation, <i>J. Hydraul. Eng.</i> , 119, 244–261.
FLO-2D	Flujos de todo	DEM, parámetros de fricción, hidrograma como dato de entrada	Propiedades del flujo: profundidad, velocidad	Flo-2D Básico: Gratuito. FLO-2D Pro: USD 995	Software independiente	flow-2d.com	Vetsch D. & 16 others. 2006-2017. BASEMENT – Basic Simulation Environment for Computation of Environmental Flow and Natural Hazard Simulation. Version 2.7., Zurich, VAW
BASEMENT	Flujo de inundación	DEM	Profundidad, velocidad	Gratuito	Software independiente	basement.ethz.ch	E. B. Pitman, C. Nichita, A. Patra, A. C. Bauer & M. Bursik, A. 2003. Numerical Study of Granular Flows on Erodible Surfaces, <i>Discrete and Continuous Dynamical Systems - B3</i> (4).
Titan2D	Formación de brechas en diques morrénicos	Topografía, datos de rugosidad, información de flujo	Propiedades del flujo: profundidad, velocidad, presión	Gratuito	Software de clave abierta	Sourceforge.net/projects/titan2d/	Blade, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vazquez-Cendon, M.E., Dolz, J., & Coll, A. 2014. Iber: Herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. <i>Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería</i> , 30, 1–10.
IBER	Propagación de la ola	Batimetría, hidrograma de movimiento de masas impactante	Flujo no constante turbulento en superficie libre	Gratuito (requiere inscripción)	Software independiente	ibearaula.es	Mergili, M., Benedikt, M., & Pudasaini, S.P. 2017. r.avaflow - The open source GIS simulation model for granular avalanches and debris flows. <i>r.avaflow distributions</i> .
r.avaflow	Flujo de dos fases, avalanchas, flujo de escombros, etc.	DEM, parámetros de fricción, condiciones iniciales	Propiedades del flujo: profundidad, velocidad, presión	Gratuito (en desarrollo experimental todavía)	Versión disponible independiente de clave abierta	www.avaflow.org/software.html	Mergili, M., Benedikt, M., and Pudasaini, S.P. 2017. r.avaflow - The open source GIS simulation model for granular avalanches and debris flows. <i>r.avaflow distributions</i> .
LAHARZ	Avalanchas de roca, flujos de escombros	Topografía, escenarios de volumen	Áreas de inundación	Gratuito	ArcMap	pubs.usgs.gov/of/2014/1073/	Schilling, S.P. 2014. Laharz_py—GIS tools for automated mapping of lahar inundation hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073, 78 p., <a href="https://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073">https://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073</a> .
Rockyfor3D	Caída de rocas (modelo de masa de punto con predicciones probabilísticas)	Mapas raster para la topografía, propiedades del suelo y/o roca, etc.	Trayectoria de caída de rocas (altura, energía, ruta de alcance, etc.)	Gratuito	Software independiente	ecorisq.org/ecorisq-tools	Dorren, L.K.A. 2012. Rockyfor3D (v5.1) revealed - Transparent description of the complete 3D rockfall model. <i>ecorisQ paper</i> (www.ecorisq.org): 31 p.
RAMMS Rockfall	Caída de rocas (mecanismos de rotación de roca 3D verdadero)	Forma de la roca, tamaño, topografía, condiciones de inicio	Trayectoria de caída de rocas (altura, energía, ruta de alcance, etc.)	Ca. USD 2500/año (diferente duración, descuento para licencias educacionales)	Software independiente	ramms.slf.ch	Christen, M. & 11 others. 2012. Integral hazard management using a unified software environment: numerical simulation tool "RAMMS" for gravitational natural hazards. In: Koboltschnig, G. et al. (eds.) 12th Congress INTERPRAEVENT, Grenoble, France. Vol. 1. 77–86.

- Alean, J.: Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach, *J. Glaciol.*, 31, 324–333, 1985.
- Allen, S. K. and Huggel, C.: Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall, *Glob. Planet. Change*, 107, 59–69, 2013.
- Allen, S. K., Gruber, S. and Owens, I. F.: Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand, *Permafr. Periglac. Process.*, 20, 345–356, 2009.
- Allen, S. K., Cox, S. C. and Owens, I. F.: Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: A regional study considering possible climate change impacts, *Landslides*, 8(1), 33–48, doi:10.1007/s10346-010-0222-z, 2011.
- Allen, S. K., Rastner, P., Arora, M., Huggel, C. and Stoffel, M.: Lake outburst and debris flow disaster at Kedarnath, June 2013: hydrometeorological triggering and topographic predisposition, *Landslides*, 10.1007/s10346-015-0584-3, 2015.
- Allen, S. K., Linsbauer, A., Randhawa, S. S., Huggel, C., Rana, P. and Kumari, A.: Glacial lake outburst flood risk in Himachal Pradesh, India: an integrative and anticipatory approach considering current and future threats, *Nat. Hazards*, 84(3), 1741–1763, doi:10.1007/s11069-016-2511-x, 2016.
- André, M.-F.: Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?, *Geomorphology*, 52(1), 149–164, doi:10.1016/S0169-555X(02)00255-6, 2003.
- Arenson, L. and Springman, S.: Triaxial constant stress and constant strain rate test on ice-rich permafrost samples, *Can. Geotech. J.*, 42, 412–430, 2005a.
- Arenson, L., Springman, S. and Segó, D. C.: The rheology of frozen soils, *Appl. Rheol.*, 17, 1–14, 2007.
- Arenson, L. U. and Springman, S. M.: Mathematical description for the behaviour of ice-rich frozen soils at temperatures close to zero centigrade, *Can. Geotech. J.*, 42, 431–442, 2005b.
- Arenson, L. U., Kaab, A. and O'Sullivan, A.: Detection and Analysis of Ground Deformation in Permafrost Environments, *Permafr. Periglac. Process.*, 27, 339–351, doi:10.1002/ppp.1932, 2016.
- Ballantyne, C. K.: Paraglacial geomorphology, *Quat. Sci. Rev.*, 21, 1935–2017, 2002.
- Benn, D. I., Bolch, T., Hands, K., Gulley, J., Luckman, A., Nicholson, L. I., Quincey, D., Thompson, S., Toumi, R. and Wiseman, S.: Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards., *Earth Sci. Rev.*, 114, 156–174, 2012.
- Björnsson, H.: Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland, *Glob. Planet. Change*, 35(3), 255–271, doi:10.1016/S0921-8181(02)00130-3, 2003.
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S. and Noetzi, J.: Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics, *Cryosph.*, 6(4), 807–820, doi:10.5194/tc-6-807-2012, 2012.
- Bommer, C., Phillips, M. and Arenson, L. U.: Practical recommendations for planning, constructing and maintaining infrastructure in mountain permafrost, *Permafr. Periglac. Process.*, 21, 97–104, 2010.
- Bottino, G., Chiarle, M., Joly, A. and Mortara, G.: Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments, *Permafr. Periglac. Process.*, 13, 283–288, 2002.
- Budd, W. F. and Jacka, T. H.: A review of ice rheology for ice-sheet modeling, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 16, 107–144, 1989.
- Carey, M., Huggel, C., Bury, J., Portocarrero, C. and Haeblerli, W.: An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation: lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru, *Clim. Change*, 112, 733–767, 2012.
- Carrivick, J. L. and Tweed, F. S.: A global assessment of the societal impacts of glacier outburst floods, *Glob. Planet. Change*, 144, 1–16, doi:10.1016/j.gloplacha.2016.07.001, 2016.
- Cenderelli, D. A. and Wohl, E. E.: Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal, *Earth Surf. Process. Landforms*, 28(4), 385–407, doi:10.1002/esp.448, 2003.
- Chiarle, M., Iannotti, S., Mortara, G. and Deline, P.: Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps, *Glob. Planet. Change*, 56, 123–136, 2007.

- Coe, J. A., Bessette-Kirton, E. K. and Geertsema, M.: Increasing rock-avalanche size and mobility in Glacier Bay National Park and Preserve, Alaska detected from 1984 to 2016 Landsat imagery, *Landslides*, 1–15, doi:10.1007/s10346-017-0879-7, 2017.
- Cook, S. J. and Quincey, D. J.: Estimating the volume of Alpine glacial lakes, *Earth Surf. Dyn.*, 3(4), 559–575, doi:10.5194/esurf-3-559-2015, 2015.
- Corominas, J., Remondo, J., Farias, P., Esteveo, M., Zézere, J., Díaz deTerán, J., Dikau, R., Schrott, L., Moya, J. and González, A.: Debris Flow, in *Landslide Recognition*, edited by R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott, and M.-L. Ibsen, pp. 161–181, Springer-Verlag, Chichester., 1996.
- Costa, J. E.: Physical geomorphology of debris flows, in *Developments an Applications of Geomorphology*, edited by J. E. Costa and P. J. Fleisher, pp. 268–317, Springer-Verlag, Berlin., 1984.
- Cox, S. C., McSaveney, M. J., Spencer, J., Allen, S. K., Ashraf, S., Hancox, G. T., Sirguey, P., Salichon, J. and Ferris, B. G.: Rock avalanche on 14 July 2014 from Hillary Ridge, Aoraki/Mount Cook, New Zealand, *Landslides*, 12(2), 395–402, doi:10.1007/s10346-015-0556-7, 2015.
- Das, S., Kar, N. S. and Bandyopadhyay, S.: Glacial lake outburst flood at Kedarnath, Indian Himalaya: a study using digital elevation models and satellite images, *Nat. Hazards*, doi:10.1007/s11069-015-1629-6, 2015.
- Davies, M. C. R., Hamza, O., Lumsden, B. W. and Harris, C.: Laboratory measurements of the shear strength of ice-filled rock joints, *Ann. Glaciol.*, 31, 463–467, 2000.
- Davies, M. C. R., Hamza, O. and Harris, C.: The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities, *Permafr. Periglac. Process.*, 12, 69–77, 2001.
- Deline, P.: Interactions between rock avalanches and glaciers in the Mont Blanc massif during the late Holocene, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 1070–1083, 2008.
- Deline, P., Alberto, W., Broccolato, M., Hungri, O., Noetzli, J., Ravanel, L. and Tamburini, A.: The December 2008 Crammont rock avalanche, Mont Blanc massif area, Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 3307–3318, 2011.
- Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., Magnin, F., McColl, S., Ravanel, L. and Schoeneich, P.: Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, edited by W. Haeberli and C. Whiteman, Elsevier, Netherlands, USA, UK., 2015.
- Domnik, B., Pudasaini, S. P., Katzenbach, R. and Miller, S. A.: Coupling of full two-dimensional and depth-averaged models for granular flows, *J. Nonnewton. Fluid Mech.*, 201, 56–68, doi:10.1016/j.jnnfm.2013.07.005, 2013.
- Dramis, F., Govi, M., Guglielmin, M. and Mortara, G.: Mountain permafrost and slope instability in the Italian Alps: The Val Pola Landslide, *Permafr. Periglac. Process.*, 6, 73–82, 1995.
- Duvillard, P. A., Ravanel, L. and Deline, P.: Risk assessment of infrastructure destabilisation due to global warming in the high French Alps, *Rev. Geogr. Alpine-Journal Alp. Res.*, 103, doi:10.4000/rga.2896, 2015.
- Dwivedi, R. D., Soni, A. K., Goel, R. K. and Dube, A. K.: Fracture toughness of rocks under sub-zero temperature conditions, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 37, 1267–1275, 2000.
- Eberhardt, E., Stead, D. and Coggan, J. S.: Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes—the 1991 Randa rockslide, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 41(1), 69–87, doi:10.1016/S1365-1609(03)00076-5, 2004.
- Etzelmüller, B., Hoelzle, M., Heggem, E. S. F., Isaksen, K., Mittaz, C., Vonder Mühl, D., Odegard, R. S., Haeberli, W. and Sollid, J. L.: Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost, *Nor. J. Geogr.*, 55, 186–194, 2001.
- Evans, S. G. and Clague, J. J.: Catastrophic rock avalanches in glacial environment, *Proc. 5th Int. Synposium Landslides*, July 10–15, 1988, 2, 1153–1158, 1988.
- Evans, S. G. and Clague, J. J.: Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments., *Geomorphology*, 10, 107–128, 1994.
- Evans, S. G. and Delaney, K. B.: Catastrophic Mass Flows in the Mountain Glacial Environment, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, edited by W. Haeberli and C. Whiteman, pp. 568–606, Elsevier., 2015.
- Evans, S. G., Tutubalina, O. V., Drobyshev, V. N., Chernomorets, S. S., Mcdougall, S., Petrakov, D. A. and Hungri, O.: Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002, *Geomorphology*, 105, 314–321, doi:10.1016/j.geomorph.2008.10.008, 2008.
- Evans, S. G., Bishop, N. F., Smoll, L. F., Murillo, P. V., Delaney, K. B. and Oliver-Smith, A.: A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970, *Eng. Geol.*, 108, 96–118, doi:10.1016/j.enggeo.2009.06.020, 2009.

- Faillettaz, J., Funk, M. and Vincent, C.: Avalanching glacier instabilities: Review on processes and early warning perspectives, *Rev. Geophys.*, 53(2), 203–224, doi:10.1002/2014RG000466, 2015.
- Faillettaz, J., Funk, M. and Vagliasindi, M.: Time forecast of a break-off event from a hanging glacier, *Cryosph.*, 10, 1191–1200, doi:10.5194/tc-10-1191-2016, 2016.
- Fiddes, J., Endrizzi, S. and Gruber, S.: Large-area land surface simulations in heterogeneous terrain driven by global data sets: application to mountain permafrost, *Cryosph.*, 9, 411–426, 2015.
- Fiebiger, G.: Gefahrenzonenplanung in Österreich., *Wildbach und Lawinenverbau*, 61, 121–133, 1997.
- Fischer, L. and Huggel, C.: Methodical design for stability assessments of permafrost affected high-mountain rock walls, in *Ninth International Conference on Permafrost*, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 439–444, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks., 2008.
- Fischer, L., Kääb, A., Huggel, C. and Noetzi, J.: Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 761–772, 2006.
- Fischer, L., Amann, F., Moore, J. R. and Huggel, C.: Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland), *Eng. Geol.*, 116, 32–43, 2010.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzi, J. and Haeblerli, W.: On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 241–254, 2012.
- Fischer, L., Huggel, C., Kaab, A. and Haeblerli, W.: Slope failures and erosion rates on a glacierized high-mountain face under climatic changes, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 836–846, doi:10.1002/esp.3355, 2013.
- Frank, F., McDardell, B. W., Huggel, C. and Vieli, A.: The importance of entrainment and bulking on debris flow runout modeling: examples from the Swiss Alps, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15(11), 2569–2583, doi:10.5194/nhess-15-2569-2015, 2015.
- Frey, H., Haeblerli, W., Linsbauer, A., Huggel, C. and Paul, F.: A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 339–352, 2010.
- Fujita, K., Sakai, A., Takenaka, S., Nuimura, T., Surazakov, A. B., Sawagaki, T. and Yamanokuchi, T.: Potential flood volume of Himalayan glacial lakes, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13(7), 1827–1839, doi:10.5194/nhess-13-1827-2013, 2013.
- Fujita, K., Inoue, H., Izumi, T., Yamaguchi, S., Sadakane, A., Sunako, S., Nishimura, K., Immerzeel, W. W., Shea, J. M., Kayashta, R. B., Sawagaki, T., Breashears, D. F., Yagi, H. and Sakai, A.: Anomalous winter snow amplified earthquake induced disaster of the 2015 Langtang avalanche in Nepal, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 1–27, doi:10.5194/nhess-2016-317, 2016.
- García, R., López, J. L., Noya, M., Bello, M. E., Bello, M. T., González, N., Chang, S. Y., Paredes, G., Vivas, M. I. and O'Brien, J. S.: Hazard mapping for debris-flow events debris flows and warning road traffic at in the alluvial fans of northern Venezuela bridges susceptible to debris-flow., in *Debris-Flow Hazards Mitigation*, pp. 589–599, Millpress, Rotterdam., 2003.
- Glamheden, R.: Thermo-Mechanical Behaviour of Refrigerated Caverns in Hard Rock, Chalmers University of Technology, Göteborg., 2001.
- Greenwood, J. R., Norris, J. E. and Wint, J.: Assessing the contribution of vegetation to slope stability, *Proc. Inst. Civ. Eng. - Geotech. Eng.*, 157(4), 199–207, doi:10.1680/geng.2004.157.4.199, 2004.
- Gruber, S. and Haeblerli, W.: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change., *J. Geophys. Res.*, 112, 2007.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. and Haeblerli, W.: Surface temperatures in steep alpine rock faces - a strategy for regional-scale measurement and modelling, in *PERMAFROST*, Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, vol. 1, edited by M. Phillips, S. M. Springman, and L. U. Arenson, pp. 325–330, Swets & Zeitlinger, Zurich., 2003.
- Gruber, S., Hoelzle, M. and Haeblerli, W.: Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 2004.
- Guenzel, F.: Shear Strength of Ice-Filled Rock Joints, in *9th Int. Conf. on Permafrost*, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 581–586, INE-UAF, Fairbanks, Alaska, US., 2008.
- Haeblerli, W.: Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps., *Ann. Glaciol.*, 4, 85–90, 1983.
- Haeblerli, W.: Investigating glacier-permafrost relationships in high-mountain area: historical background, selected examples and research needs, in *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*, vol. 242, edited by C. Harris and J. B. Murton, pp. 29–37, Geological Society Special Publication, London., 2005.

- Haerberli, W., Wegmann, M. and Vonder Mühl, D.: Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps., *Eclogae Geol. Helv.*, 90, 407–414, 1997.
- Haerberli, W., Huggel, C., Kääh, A., Polkvoj, A., Zotikov, I. and Osokin, N.: Permafrost conditions in the starting zone of the Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 in North Ossetia (Russian Caucasus), in 8th Int. Conf. on Permafrost, pp. 49–50, Zurich, Switzerland., 2003.
- Haerberli, W., Huggel, C., Kääh, A., Oswald, S., Polkvoj, A., I., Z. and Osokin, N.: The Kolka-Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002 – an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia (Russian Caucasus)., *J. Glaciol.*, 50, 533–546, 2004.
- Haerberli, W., Schaub, Y. and Huggel, C.: Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges, *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.02.009, 2016.
- Hallet, B., Walder, J. S. and Stubbs, C. W.: Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained sub-zero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions, *Permafr. Periglac. Process.*, 2, 283–300, 1991.
- Hancox, G. T. and Thomson, R.: The January 2013 Mt Haast Rock Avalanche The January 2013 Mt Haast Rock Avalanche and Ball Ridge Rock Fall in Aoraki / Mt Cook National Park , New Zealand., 2013.
- Hancox, G. T., McSaveney, M. J., Davies, T. R. and Hodgson, K.: Mt Adams rock avalanche of 6 October 1999 and subsequent formation and breaching of a large landslide dam in Poerua River, Westland, New Zealand. GNS Science report 99/19, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand., 1999.
- Harris, C.: Climate Change, Mountain Permafrost Degradation and Geotechnical Hazard, in *Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge*, edited by U. M. Huber, H. K. M. Bugmann, and M. A. Reasoner, pp. 215–224, Springer, Dordrecht., 2005.
- Harrison, W. D., Osipova, G. B., Nosenko, G. A., Espizua, L., Kääh, A., Fischer, L., Huggel, C., Burns, P. A. C., Truffer, M. and Lai, A. W.: Glacier Surges, in *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*, edited by W. Haerberli and C. Whiteman, pp. 437–485, Elsevier., 2014.
- Hasler, A., Talzi, I., Beutel, J., Tschudin, C. and Gruber, S.: Wireless Sensor Networks in Permafrost Research: Concept, Requirements, Implementation, and Challenges, in 9th Int. Conf. on Permafrost, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 669–674, INE-UAF, Fairbanks, Alaska, US., 2008.
- Hauck, C.: New concepts in geophysical surveying and data interpretation for permafrost terrain, *Permafr. Periglac. Process.*, 24, 131–137, 2013.
- Hauck, C., Bottcher, M. and Maurer, H.: A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets, *Cryosphere*, 5, 453–468, doi:10.5194/tc-5-453-2011, 2011.
- Heincke, B., Maurer, H., Green, A. G., Willenberg, H., Spillmann, T. and Burlini, L.: Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2-D and 3-D seismic tomography, *Geophysics*, 71, 241–256, doi:10.1190/1.2338823, 2006.
- Hewitt, K., Clague, J. J. and Orwin, J. F.: Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes, *Earth-Science Rev.*, 87, 1–38, 2008.
- Highland, L. and Bobrowsky, P.: *The Landslide Handbook— A Guide to Understanding Landslides*, U.S. Geological Survey Circular 1325, Virginia., 2008.
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Voelksch, I., Muehll, D. V and Maeusbacher, R.: Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps, *J. Geophys. Res. - Earth Surf.*, 113, F01590, doi:10.1029/2007JF000799, 2008.
- Hoek, E. and Bray, J. W.: *Rock slope engineering*, The Institution for Mining and Metallurgy, London., 1981.
- Hooke, R. L., Gould, J. E. and Brozozowski, J.: No Title, *Zeitschrift für Gletscherkd. und Glazialgeol.*, 19(1), 1–25, 1983.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. and Zimmermann, M.: Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13(4), 869–885, doi:10.5194/nhess-13-869-2013, 2013.
- Howarth, J. D., Fitzsimons, S. J., Norris, R. J. and Jacobsen, G. E.: Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine fault, New Zealand, *Geology*, 40(12), 1091–1094, doi:10.1130/G33486.1, 2012.
- Huggel, C.: Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation, *Quat. Sci. Rev.*, 28, 1119–1130, 2009.



- Huggel, C., Kääh, A., Haerberli, W., Teyssiere, P. and Paul, F.: Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps, *Can. Geotech. J.*, 39, 316–330, 2002.
- Huggel, C., Kääh, A., Haerberli, W. and Krummenacher, B.: Regional-scale GIS-models for assessments of hazards from glacier lake outbursts: evaluation and application in the Swiss Alps., *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 647–662, 2003.
- Huggel, C., Haerberli, W., Kääh, A., Bieri, D. and Richardson, S.: An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps, *Can. Geotech. J.*, 41, 1068–1083, 2004a.
- Huggel, C., Kääh, A. and Salzmann, N.: GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery, *Nor. J. Geogr.*, 58, 61–73, 2004b.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haerberli, W., Kääh, A., Polkvoj, A., Galushkin, I. and Evans, S. G.: The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility and application of QuickBird satellite imagery, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 173–187, 2005.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Waythomas, C. F. and Wessels, R.: Monitoring and modeling ice-rock avalanches from ice-capped volcanoes: A case study of frequent large avalanches on Iliamna Volcano, Alaska, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 168, 114–136, 2007a.
- Huggel, C., Ceballos, J. L., Pulgarín, B., Ramírez, J. and Thouret, J.-C.: Review and reassessment of hazards owing to volcano–glacier interactions in Colombia, *Ann. Glaciol.*, 45(1), 128–136, doi:10.3189/172756407782282408, 2007b.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Gruber, S., Molnia, B. and Wessels, R.: The 2005 Mt. Steller, Alaska, rock-ice avalanche: A large slope failure in cold permafrost, in *Ninth International Conference on Permafrost*, vol. 1, edited by D. L. Kane and K. M. Hinkel, pp. 747–752, Institute of Northern Engineering, University of Alaska, Fairbanks., 2008.
- Huggel, C., Salzmann, N., Allen, S., Caplan-Auerbach, J., Fischer, L., Haerberli, W., Larsen, C., Schneider, D. and Wessels, R.: Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability, *Philos. Trans. R. Soc. a-Mathematical Phys. Eng. Sci.*, 368, 2435–2459, 2010.
- Huggel, C., Allen, S., Deline, P., Fischer, L., Noetzi, J. and Ravel, L.: Ice thawing, mountains falling—are alpine rock slope failures increasing?, *Geol. Today*, 28, 98–104, 2012.
- Humbert, M.: Risk mapping of areas exposed to movements of soil and sub-soil: French “ZERMOS” maps, *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, 16, 80–82, 1977.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. J. and Hutchinson, J. N.: A review of the classification of landslides of the flow type, *Environ. Eng. Geosci.*, 7(3), 221–238, doi:10.2113/gseegeosci.7.3.221, 2001.
- Hürlimann, M., Copons, R. and Altirir, J.: Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: A multidisciplinary approach, , doi:10.1016/j.geomorph.2006.02.003, 2006.
- Huss, M. and Hock, R.: A new model for global glacier change and sea-level rise, *Front. Earth Sci.*, 3, 54, doi:10.3389/feart.2015.00054, 2015.
- Huss, M., Bauder, A., Werder, M., Funk, M. and Hock, R.: Glacier-dammed lake outburst events of Gornesse, Switzerland, *J. Glaciol.*, 53(1), 189–200, 2007.
- Inada, Y. and Yokota, K.: Some Studies of Low-Temperature Rock Strength, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 21, 145–153, 1984.
- IPCC: Summary for Policymakers. Working Group II Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cambridge University Press, Cambridge, UK., 2014.
- Iverson, R. M.: The physics of debris flows, *Rev. Geophys.*, 35, 245–296, 1997.
- Jakob, M.: Debris-flow hazard analysis, in *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*, edited by M. Jakob and O. Hungr, pp. 411–443, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg., 2005.
- Jia, H., Xiang, W. and Krautblatter, M.: Quantifying rock fatigue and decreasing compressive and tensile strength after repeated freeze-thaw cycles, *Permafr. Perigl. Process.*, doi:10.1002/ppp.1857, 2015.
- Jia, H., Leith, K. and Krautblatter, M.: Path-Dependent Frost-Wedging Experiments in Fractured, Low-Permeability Granite, *Permafr. Perigl. Process.*, in press, 2017.
- Jomelli, V., Pech, V. P., Chochillon, C. and Brunstein, D.: Geomorphic Variations of Debris Flows and Recent Climatic Change in the French Alps, *Clim. Change*, 64(1/2), 77–102, doi:10.1023/B:CLIM.0000024700.35154.44, 2004.
- Jomelli, V., Brunstein, D., Grancher, D. and Pech, P.: Is the response of hill slope debris flows to recent climate change univocal? A case study in the Massif des Ecrins (French Alps), , doi:10.1007/s10584-006-9209-0, 2007.

- Kääb, A., Reynolds, J. M. and Haeblerli, W.: Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains, in *Global Change and Mountain Regions. An Overview of Current Knowledge*, edited by U. M. Huber, H. K. M. Bugmann, and M. A. Reasoner, pp. 225–234, Springer, Dordrecht., 2005.
- Kääb, A., Frauenfelder, R. and Roer, I.: On the response of rockglacier creep to surface temperature increase, *Glob. Planet. Change*, 56, 172–187, doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.005, 2007.
- Kafle, J., Pokhrel, P. R., Khattri, K. B., Kattel, P., Tuladhar, B. M., Pudasaini, S. P. and Kafle, J.: Landslide-generated tsunami and particle transport in mountain lakes and reservoirs, , 57163(71), 232–244, doi:10.3189/2016AoG71A034, 2016.
- Kargel, J., Leonard, G., Shugar, D. H., Haritashya, U. K., Bevington, A. and Fielding, E. J.: Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal's 2015 Gorkha earthquake, *Science* (80-. ), 351, doi:10.1126/science.aac8353, 2016.
- Keefer, D. K.: The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions, *Geomorphology*, 10, 265–284, 1994.
- Kenner, R., Buhler, Y., Delaloye, R., Ginzler, C. and Phillips, M.: Monitoring of high alpine mass movements combining laser scanning with digital airborne photogrammetry, *Geomorphology*, 206, 492–504, doi:10.1016/j.geomorph.2013.10.020, 2014.
- Keuschnig, M., Krautblatter, M., Hartmeyer, I., Fuss, C. and Schrott, L.: Automated Electrical Resistivity Tomography Testing for Early Warning in Unstable Permafrost Rock Walls Around Alpine Infrastructure, *Permafr. Periglac. Process.*, n/a-n/a, doi:10.1002/ppp.1916, 2016.
- Korup, O. and Tweed, F.: Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain, *Quaternary Sci. Rev.*, 26, 3406–3422, 2007.
- Krautblatter, M. and Draebing, D.: Pseudo 3D - P-wave refraction seismic monitoring of permafrost in steep unstable bedrock, *J. Geophys. Res. - Earth Surf.*, VOL. 119, 287–299, doi:10.1002/2012JF002638, 2014.
- Krautblatter, M., Funk, D. and Guenzel, F. K.: Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38, 876–887, doi:10.1002/esp.3374, 2013.
- Künzler, M., Huggel, C. and Ramírez, J. M.: A risk analysis for floods and lahars: case study in the Cordillera Central of Colombia, *Nat. Hazards*, 64(1), 767–796, doi:10.1007/s11069-012-0271-9, 2012.
- Larsson, S.: Geomorphological Effects on the Slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a Heavy Rainstorm in July 1972, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 64(3/4), 105, doi:10.2307/520639, 1982.
- Li, N., Zhang, P., Chen, Y. and Swoboda, G.: Fatigue properties of cracked, saturated and frozen sandstone samples under cyclic loading, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 40, 145–150, 2003.
- Lin, C., Liu, J. and Zhang, X.: Development of Innovative Antifreeze Grout Mortar for Anchor Applications in Cold Regions, *Transp. Res. Rec.*, 1–12, doi:10.3141/2508-01, 2015.
- Linsbauer, A., Paul, F. and Haeblerli, W.: Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: application of a fast and robust approach., *J. Geophys. Res.*, 117, doi: 10.1029/2011JF002313, 2012.
- Linsbauer, A., Frey, H., Haeblerli, W., Machguth, H., Azam, M. F. and Allen, S.: Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya–Karakoram region, *Ann. Glaciol.*, 57, 119–130, 2016.
- Lliboutry, L., Morales, A. B., Pautre, A. and Schneider, B.: Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historic failure of morainic dams, their causes and prevention, *J. Glaciol.*, 18, 239–254, 1977.
- Magnin, F., Krautblatter, M., Deline, P., Ravanel, L., Malet, E. and Bevington, A.: Determination of warm, sensitive permafrost areas in near-vertical rockwalls and evaluation of distributed models by electrical resistivity tomography, *J. Geophys. Res. Surf.*, 120, 745–762, 2015.
- Major, J. J. and Newhall, C. G.: Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods, *Bull. Volcanol.*, 52(1), 1–27, doi:10.1007/BF00641384, 1989.
- Mathew, J., Giri Babu, D., Kundu, S., Vinod Kumar, K. and Pant, C. C.: Integrating intensity–duration–based rainfall threshold and antecedent rainfall-based probability estimate towards generating early warning for rainfall-induced landslides in parts of the Garhwal Himalaya, India., *Landslides*, 11, 575–588, 2014.
- Matsuoka, N. and Murton, J.: Frost weathering: recent advances and future directions, *Permafr. Periglac. Process.*, 19(2), 195–210, doi:10.1002/ppp.620, 2008.
- McCull, S.: Paraglacial rock-slope stability, *Geomorphology*, 153–154, 1–16, 2012.
- McCull, S. T. and Davies, T. R. H.: Large ice-contact slope movements: glacial buttressing, deformation and erosion, *Earth Surf. Process. Landforms*, 38(10), 1102–1115, doi:10.1002/esp.3346, 2013.

- McKillop, R. J. and Clague, J. J.: Statistical, remote sensing-based approach for estimating the probability of catastrophic drainage from moraine-dammed lakes in southwestern British Columbia, *Glob. Planet. Change*, 56, 153–171, 2007.
- McSaveney, M. J.: Recent rockfalls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand, *Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol.*, XV, 35–69, 2002.
- Mellor, M.: Mechanical Properties of Rocks at Low Temperatures, in 2nd Int. Conference on Permafrost, pp. 334–344, Yakutsk, Russia., 1973.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P. and Wilbanks, T. J.: The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463(7282), 747–756, doi:10.1038/nature08823, 2010.
- Murton, J., Kuras, O., Krautblatter, M., Cane, T., Tschofen, D., Uhlemann, S., Schober, S. and Watson, P.: Monitoring rock freezing and thawing by novel geoelectrical and acoustic techniques, *J. Geophys. Res. – Earth Surface.*, 2016.
- Murton, J. B., Peterson, R. and Ozouf, J.-C.: Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions, *Science (80-. )*, 314, 1127–1129, doi:10.1126/science.1132127, 2006.
- Narama, C., Duishonakunov, M., Kääh, A., Daiyrov, M. and Abdrakhmatov, K.: The 24 July 2008 outburst flood at the western Zyndan glacier lake and recent regional changes in glacier lakes of the Teskey Ala-Too range, Tien Shan, Kyrgyzstan, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10(4), 647–659, 2010.
- Narama, C., Daiyrov, M., Tadono, T., Yamamoto, M., Kääh, A., Morita, R., Ukita, J. and Shan, T.: Seasonal drainage of supraglacial lakes on debris-covered glaciers in the Tien Shan Mountains, Central Asia, 2017.
- Noetzi, J., Hoeltzle, M. and Haerberli, W.: Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors, in PERMAFROST, Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, vol. 2, edited by M. Phillips, S. M. Springman, and L. U. Arenson, pp. 827–832, Swets & Zeitlinger, Zurich, Switzerland., 2003.
- O'Connor, J. E., Hardison, J. H. and Costa, J. E.: Debris flows from failures of Neoglacial-Age moraine dams in the Three Sisters and Mount Jefferson wilderness areas, Oregon., *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1606, 2001.
- Pantelidis, L.: Rock slope stability assessment through rock mass classification systems, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 46(2), 315–325, doi:10.1016/j.ijrmms.2008.06.003, 2009.
- Paranunzio, R., Laio, F., Nigrelli, G. and Chiarle, M.: A method to reveal climatic variables triggering slope failures at high elevation, *Nat. Hazards*, 76(2), 1039–1061, doi:10.1007/s11069-014-1532-6, 2015.
- Paranunzio, R., Laio, F., Chiarle, M., Nigelli, G. and Guzzetti, F.: Climate anomalies associated with the occurrence of rockfalls at high-elevation in the Italian Alps, *Nat. Hazards Earth Syst. Process.*, doi:10.5194/nhess-16-2085-2016, 2016.
- Pastor, M., Herreros, I., Fernández Merodo, J. A., Mira, P., Haddad, B., Quecedo, M., González, E., Alvarez-Cedrón, C. and Dremptic, V.: Modelling of fast catastrophic landslides and impulse waves induced by them in fjords, lakes and reservoirs, *Eng. Geol.*, 109(1), 124–134, doi:10.1016/j.enggeo.2008.10.006, 2009.
- Perov, V., Chernomorets, S., Budarina, O., Savernyuk, E. and Leontyeva, T.: Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events, *Nat. Hazards*, 1–37, doi:10.1007/s11069-017-2841-3, 2017.
- Phillips, M., Haberkorn, A., Draebing, D., Krautblatter, M., Rhyner, H. and Kenner, R.: Seasonally intermittent water flow through deep fractures in an Alpine Rock Ridge: Gemsstock, Central Swiss Alps, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 125, 117–127, doi:10.1016/j.coldregions.2016.02.010, 2016.
- Phillips, M. L. B.-P.: Influences of snow supporting structures on the thermal regime of the ground in alpine permafrost terrain, *Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos.*, 2000.
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J.-C. and Borrero, C. A.: Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 41(1–4), 17–66, doi:10.1016/0377-0273(90)90082-Q, 1990.
- Pläsken, R., Keuschnig, M. and Krautblatter, M.: Systematic derivation of anchoring forces in permafrost-affected bedrock, *Geophys. Res. Abstr.*, 19, 14476, 2017.
- Pogrebiskiy, M. I. and Chernyshev, S. N.: Determination of the Permeability of the Frozen Fissured Rock Massif in the Vicinity of the Kolyma Hydroelectric Power Station, *Cold Reg. Res. Eng. Lab. - Draft Transl.*, 634, 1–13, 1977.
- Pralong, A. and Funk, M.: On the instability of avalanching glaciers, *J. Glaciology*, 52, 31–48, 2006.
- Quincey, D. J., Richardson, S. D., Luckman, A., Lucas, R. M., Reynolds, J. M., Hambrey, M. J. and Glasser, N. F.: Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets, *Glob. Planet. Change*, 56, 137–152, 2007.

- Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D. and Tripet, J. P.: Hazard assessment in Switzerland - Codes of Practice for mass movements, *Bull Eng Geol Ev*, 61, 263–268, 2002.
- Ravelin, L. and Deline, P.: Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the "Little Ice Age," *The Holocene*, 21(2), 357–365, doi:10.1177/0959683610374887, 2011.
- Ravelin, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S. and Ravello, M.: Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008, *Landslides*, 7, 493–501, 2010.
- Rebetez, M., LUGON, R. and BAERISWYL, P.-A.: CLIMATIC CHANGE AND DEBRIS FLOWS IN HIGH MOUNTAIN REGIONS: THE CASE STUDY OF THE RITIGRABEN TORRENT (SWISS ALPS), *Clim. Change*, 36(3/4), 371–389, doi:10.1023/A:1005356130392, 1997.
- Richardson, S. D. and Reynolds, J. M.: An overview of glacial hazards in the Himalayas, *Quat. Int.*, 65/66, 31–47, 2000a.
- Richardson, S. D. and Reynolds, J. M.: Degradation of ice-cored moraine dams: implications for hazard development, in *Debris-covered Glaciers. Proceedings of a workshop held at Seattle, Washington, U.S.A.*, edited by M. Nakawo, C. F. Raymond, and A. Fountain, pp. 187–198, IAHS Publication, Wallingford., 2000b.
- Rickenmann, D. and Zimmermann, M.: The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis, *Geomorphology*, 8, 175–189, 1993.
- Roberts, M. J.: Jökulhlaups: A reassessment of floodwater flow through glaciers, *Rev. Geophys.*, 43(1), RG1002, doi:10.1029/2003RG000147, 2005.
- Roberti, G., Ward, B., van Wyk de Vries, B., Friele, P.A., Perotti, L., Clague, J.J. and Giardino, M.: Precursory slope distress leading up to the 2010 Mount Meager landslide, British Columbia, *Landslides*, 10.1007/s10346-017-0901-0, 2017.
- Rounce, D. R., Mckinney, D. C., Lala, J. M., Byers, A. C. and Watson, C. S.: A new remote hazard and risk assessment framework for glacial lakes in the Nepal Himalaya, *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 20, 3455–3475, doi:10.5194/hess-20-3455-2016, 2016.
- Rounce, D. R., Byers, A. C., Byers, E. A. and Mckinney, D. C.: Brief communication: Observations of a glacier outburst flood from Lhotse Glacier, Everest area, Nepal, *Cryosph.*, 11, 443–449, doi:10.5194/tc-11-443-2017, 2017.
- Sanderson, T.: *Ice mechanics and risks to offshore structures*, Springer, Amsterdam., 1988.
- Sass, O.: Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering, *Earth Surf. Process. Landforms*, 30, 359–374, 2005.
- Sattler, K.: *Periglacial Preconditioning of Debris Flows in the Southern Alps*, New Zealand, 2014.
- Schaub, Y., Haeblerli, W., Huggel, C., Künzler, M. and Bründl, M.: Landslides and new lakes in deglaciating areas: a risk management framework, in *Landslide Science and Practice*, edited by C. Margottini, P. Canuti, and K. Sassa, pp. 31–38, Springer, Berlin Heidelberg., 2013.
- Schaub, Y., Huggel, C. and Cochachin, A.: Ice-avalanche scenario elaboration and uncertainty propagation in numerical simulation of rock-/ice-avalanche-induced impact waves at Mount Hualcán and Lake 513, Peru, *Landslides*, doi:10.1007/s10346-015-0658-2, 2015.
- Schneider, D., Huggel, C., Haeblerli, W. and Kaitna, R.: Unraveling driving factors for large rock-ice avalanche mobility, *Earth Surf. Process. Landforms*, 36, 1948–1966, 2011.
- Schneider, D., Huggel, C., Cochachin, A., Guillén, S. and García, J.: Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru, *Adv. Geosci*, 35, 145–155, doi:10.5194/adgeo-35-145-2014, 2014.
- Schneider, J. F., Gruber, F. E. and Mergili, M.: Recent Cases and Geomorphic Evidence of Landslide-Dammed Lakes and Related Hazards in the Mountains of Central Asia, in *Landslide Science and Practice*, pp. 57–64, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg., 2013.
- Schneuwly-Bollschweiler, M. and Stoffel, M.: Hydrometeorological triggers of periglacial debris flows in the Zermatt valley (Switzerland) since 1864, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(F2), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JF002262, 2012.
- Schwanghart, W., Bernhardt, A., Stolle, A., Hoelzmann, P., Adhikari, B. R., Andermann, C., Tofelde, S., Merchel, S., Rugel, G., Fort, M. and Korup, O.: Repeated catastrophic valley infill following medieval earthquakes in the Nepal Himalaya, *Science* (80-. ), 351(6269), 2016a.

- Schwanghart, W., Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M. and Korup, O.: Uncertainty in the Himalayan energy–water nexus: estimating regional exposure to glacial lake outburst floods, *Environ. Res. Lett.*, 11(7), 74005, doi:10.1088/1748-9326/11/7/074005, 2016b.
- Seinova, I. B., Andreev, Y. B., Krylenko, I. N. and Chernomorets, S. S., M. V.: REGIONAL SHORT-TERM FORECAST OF DEBRIS FLOW INITIATION FOR GLACIATED HIGH MOUNTAIN ZONE OF THE CAUCASUS, *Ital. J. Eng. Geol. Environment.*, doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-109, 2011.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C. and Zhang, X.: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment, in *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, edited by C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, D. J. Dokken, K. L. Ebi, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, G. K. Plattner, S. K. Allen, M. Tignor, and P. M. Midgley, pp. 109–230, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA., 2012.
- Seynova, I. B., Chernomorets, S. S., Dokukin, M. D., Petrakov, D. A., Savernyuk, E. A., Lukashov, A. A. and Belousova, E. A.: Formation of water flow in lahars from active glacier-clad volcanoes, *Earth's Cryosph.*, in press, 2017.
- Shugar, D. H., Rabus, B. T., Clague, J. J. and Capps, D. M.: The response of Black Rapids Glacier, Alaska, to the Denali earthquake rock avalanches, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(F1), n/a-n/a, doi:10.1029/2011JF002011, 2012.
- Stoffel, M. and Bollschweiler, M.: Tree-ring analysis in natural hazards research – an overview, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 187–202, 2008.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M. and Beniston, M.: Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences–potential future evolutions, *Clim. Change*, 105, 263–280, 2011.
- Stokes, C. R., Gurney, S. D., Shahgedanova, M. and Popovnin, V.: Late-20th-century changes in glacier extent in the Caucasus Mountains, Russia/Georgia, *J. Glaciol.*, 52(176), 99–109, doi:10.3189/172756506781828827, 2006.
- Tang, G. Z. and Wang, X. H.: Modeling the thaw boundary in broken rock zones in permafrost in the presence of surface water flows, *Tunn. Undergr. Sp. Technol.*, 21, 684–689, 2006.
- Temme, A. J. A. M.: Using Climber's Guidebooks to Assess Rock Fall Patterns Over Large Spatial and Decadal Temporal Scales: An Example from the Swiss Alps, *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, 97(4), 793–807, doi:10.1111/geoa.12116, 2015.
- Thouret, J.-C.: Effects of the November 13, 1985 eruption on the snow pack and ice cap of Nevado del Ruiz volcano, Colombia, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 41(1–4), 177–201, doi:10.1016/0377-0273(90)90088-W, 1990.
- Tian, L., T. Y., Gao, Y., Thompson, L., Mosley-Thompson, E., Muhammad, S., Zong, J., Wang, C., Jin, S. and Li, Z.: Two glaciers collapse in western Tibet, *J. Glaciology*, 63, 194–197, 2017.
- Tobler, D., Kull, I., Jacquemart, M. and Haehlen, N.: Hazard Management in a Debris Flow Affected Area: Case Study from Spreitgraben, Switzerland, in *Landslide Science for a Safer Geoenvironment*, edited by K. Sassa, P. Canuti, and Y. Yin, pp. 25–30, Springer International Publishing., 2014.
- UNISDR: UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction, United Nations, Geneva., 2009.
- Vallance, J. W., Cunico, M. L. and Schilling, S. P.: Debris-flow hazards caused by hydrologic events at Mount Rainier, Washington. Open-file Report 03-368.e, Vancouver, Washington., 2003.
- Vaughan, D. G., Comiso, J. C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K. and Zhang, T.: Observations: Cryosphere, in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, pp. 317–382, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2013.
- Vilímek, V., Emmer, A., Huggel, C., Schaub, Y. and Würmli, S.: Database of glacial lake outburst floods (GLOFs)–IPL project No. 179, *Landslides*, 11(1), 161–165, doi:10.1007/s10346-013-0448-7, 2014.
- Voight, B.: The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44(3–4), 349–386, doi:10.1016/0377-0273(90)90027-D, 1990.
- Waite, R. B., Pierson, T. C., Macleod, N. S., Janda, R. J., Voight, B. and Holcomb, R. T.: Eruption-Triggered Avalanche, Flood, and Lahar at Mount St. Helens--Effects of Winter, *Science* (80-. ), 221(4618), 1394–1397, 1983.
- Watson, C. S., Carrivick, J. and Quincey, D.: An improved method to represent DEM uncertainty in glacial lake outburst flood propagation using stochastic simulations, *J. Hydrol.*, 529, 1373–1389, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.08.046, 2015.

- Waythomas, C. F., Watts, P., Shi, F. and Kirby, J. T.: Pacific Basin tsunami hazards associated with mass flows in the Aleutian arc of Alaska, *Quat. Sci. Rev.*, 28(11), 1006–1019, doi:10.1016/j.quascirev.2009.02.019, 2009.
- Wegmann, M.: *Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfrauojoch - Aletsch*, ETH Zurich, Zurich., 1998.
- Wegmann, M., Gudmundsson, G. H. and Haeberli, W.: Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach., *Permafr. Periglac. Process.*, 9, 23–33, 1998.
- Westoby, M. J., Glasser, N. F., Brasington, J., Hambrey, M. J., Quincey, D. J. and Reynolds, J. M.: Modelling outburst floods from moraine-dammed glacial lakes, *Earth-Science Rev.*, 134, 137–159, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.009, 2014.
- van der Woerd, J., Owen, L. A., Tapponnier, P., Xiwei, X., Kervyn, F., Finkel, R. C. and Barnard, P. L.: Giant, ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the eastern Kunlun Shan, northern Tibet: Characteristics, nature and dynamics, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116(3), 394, doi:10.1130/B25317.1, 2004.
- Worni, R., Huggel, C., Stoffel, M. and Pulgarin, B.: Challenges of modeling current very large lahars at Nevado del Huila Volcano, Colombia, *Bull. Volcanol.*, 74, 309–324, 2012.
- Worni, R., Huggel, C. and Stoffel, M.: Glacier lakes in the Indian Himalayas – From an area-wide glacial lake inventory to on-site and modeling based risk assessment of critical glacial lakes, *Sci. Total Environ.*, 468–469, s71–s84, 2013.
- Worni, R., Huggel, C., Clague, J. J., Schaub, Y. and Stoffel, M.: Coupling glacial lake impact, dam breach, and flood processes: A modeling perspective, *Geomorphology*, 224, 161–176, doi:10.1016/j.geomorph.2014.06.031, 2014.
- Xu, C., Xu, X., Tian, Y., Shen, L., Yao, Q., Huang, X., Ma, J., Chen, X. and Ma, S.: Two comparable earthquakes produced greatly different coseismic landslides: The 2015 Gorkha, Nepal and 2008 Wenchuan, China events, *J. Earth Sci.*, 27(6), 1008–1015, doi:10.1007/s12583-016-0684-6, 2016.
- Zemp, M., Haeberli, W., Hoelzle, M. and Paul, F.: Alpine glaciers to disappear within decades?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2006GL026319, 2006.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S. U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E. and Sangewar, C. V.: Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century, *J. Glaciol.*, 61(228), 754–762, doi:10.3189/2015JoG15J017, 2015.
- Zimmermann, M. and Haeberli, W.: Climatic change and debris flow activity in high mountain areas: a case study in the Swiss Alps, *Catena Suppl.*, 22, 49–72, 1992.





Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Embajada de Suiza en el Perú

Agencia Suiza para el Desarrollo  
y la Cooperación COSUDE



PROYECTO  
**GLACIARES+**

Más allá de los riesgos hacia  
las oportunidades



University of  
Zurich <sup>UZH</sup>



**GAPHAZ**

A Scientific Standing Group of  
the International Association  
of Cryospheric Sciences  
IACS and the International  
Permafrost Association IPA



IUGG



IACS

International Association  
of Cryospheric Sciences

