



MOVIMIENTOS EN MASA EN LA REGIÓN ANDINA: UNA GUÍA PARA LA EVALUACIÓN DE AMENAZAS

Proyecto Multinacional Andino:
Geociencias para las Comunidades Andinas



PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL

No. 4

2007

**MOVIMIENTOS EN MASA EN LA REGIÓN ANDINA:
UNA GUÍA PARA LA EVALUACIÓN DE AMENAZAS**

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA
PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL No. 4, 2007

**MOVIMIENTOS EN MASA EN LA REGIÓN ANDINA:
 UNA GUÍA PARA LA EVALUACIÓN DE AMENAZAS**

Proyecto Multinacional Andino:
 Geociencias para las Comunidades Andinas

Preparado como una iniciativa interinstitucional,
 a través del Grupo de Estándares para Movimientos en Masa (GEMMA)

Grupo de trabajo GEMMA de esta publicación:

Argentina	Valerie Baumann, Luis Fauqué, María A. González, Omar Lapido, Alejandra Tejedo <i>Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR</i>	Colombia	Yolanda Calderón, Edgar Carrillo, José Henry Carvajal, Mario Cuellar, Gloria L. Ruiz Peña, Jacobo Ojeda-Moncayo, Coordinador Sudamericano del Grupo GEMMA <i>Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS</i>
Bolivia	Miguel Blacutt, Gonzalo Quenta <i>Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas de Bolivia, SERGEOTECCMIN</i>	Ecuador	Elías Ibadango, Aracely Lima <i>Dirección Nacional de Geología de Ecuador, DINAGE</i>
Canadá	Reginald L. Hermanns, Lionel E. Jackson Jr., Mónica M. Jaramillo, Coordinadora del Grupo GEMMA, PMA: GCA <i>Servicio Geológico de Canadá, GSC</i> Oldrich Hungr, Asesor del Grupo GEMMA <i>Universidad de British Columbia, UBC</i>	Perú	Lionel Fidel Smoll, Bilberto Zabala <i>Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú, INGEMMET</i>
Chile	Renate Wall, Daniela Welkner, Luis E. Lara <i>Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN</i>	Venezuela	Jesús Guerrero <i>Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela, INGEOMIN</i>

MOVIMIENTOS EN MASA EN LA REGIÓN ANDINA: UNA GUÍA PARA LA EVALUACIÓN DE AMENAZAS

PUBLICACIÓN GEOLÓGICA MULTINACIONAL No. 4, 2007.

ISSN 0717-3733

© Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA: GCA, 2007

Esta publicación se podrá citar o reproducir libremente, siempre y cuando se mencione la fuente. El PMA: GCA insta a reproducir o traducir, sea parcial o totalmente, el contenido de este documento.

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR. Avda. Julio A. Roca 651, Piso 3, Buenos Aires, Argentina.

Presidente: Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Pedro Alcántara

Servicio Nacional de Geología y Minería de Bolivia, SERGEOTECMIN. Calle Federico Zuazo 1673, Casilla 2729, La Paz, Bolivia.

Director Ejecutivo Nacional: Zoilo Moncada

Director Técnico de Geología: Eddy Baldellón

Geological Survey of Canada, Natural Resources Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E8, Canadá.

Assistant Deputy Minister: Mark Corey

Director International Division: Kenneth Ko

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN. Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional: Patricio Cartagena

Subdirectora Nacional de Geología: Renate Wall

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS. Diagonal 53, No. 34-53, Bogotá, Colombia.

Director General: Mario Ballesteros

Director Técnico Servicio Geológico: Alberto Núñez

Dirección Nacional de Geología de Ecuador, DINAGE. Juan León Mera y Orellana, Edificio MOP, Piso 3, Quito, Ecuador.

Director Nacional: Luis Pilatasig

Coordinador Unidad Geología Aplicada: Elías Ibadango

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú, INGEMMET. Avda. Canadá 1470, San Borja, Lima 41, Perú.

Presidente Consejo Ejecutivo: Víctor Lay

Director Ejecutivo: José Macharé

Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela, INGEOMIN, Torre Oeste, Parque Central, piso 8, Caracas 1010, Venezuela.

Presidente: Avilio Antonio Lavarca

Diseño gráfico: Fiona Raven Graphic Design

Diseño portada: Nancy Espinoza y Cecilia Morales

Diagramación: Richard Franklin, Glenn & Joy Woodsworth, Otto Krauth

Corrección idiomática: Manuel García, Mónica M. Jaramillo, Jacobo Ojeda-Moncayo

Tiraje: 4.000 ejemplares

Referencia bibliográfica:

Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas. 2007. Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional*, No. 4, 432 p., 1 CD-ROM.

Fotografías de la portada: *Superior, de izquierda a derecha*: Avalancha de rocas de Las Cuevas, Mendoza, Argentina (Fotografía SEGEMAR). Deslizamientos en sedimentos glaciolacustres en Llojeta, Bolivia (Fotografía SERGEOTECMIN). Delizamiento de Guasuntos, Alausí, Ecuador (Fotografía DINAGE). Caída de bloques en Huicha, isla de Chiloé, Chile (Fotografía A. Hauser). *Inferior, de izquierda a derecha*: Flujos de lodo y detritos de 1985 en la ciudad de Armero, Colombia (Fotografía INGEOMINAS). Flujos de detritos de 1970 originados en el Nevado de Huascarán, Perú (Fotografía y notas Servicio Aerofotográfico Nacional). Cono aluvial generado por flujos de detritos en 1999, Estado Vargas, Venezuela (Fotografía R. García).

Contenido

Antecedentes y Acuerdo de Implementación *xix*

Colaboradores, Editores y Agradecimientos *xxi*

Colaboradores *xxi*

Editores *xxii*

Revisores *xxii*

Otros Colaboradores *xxiii*

Prefacio *xxv*

1 Tipos de Movimientos en Masa – Clasificaciones

1.1 Introducción 1

1.2 Tipos de Movimientos en Masa 3

1.2.1 Caída (Fall) 4

1.2.2 Volcamiento (Topple) 6

1.2.3 Deslizamiento (Slide) 9

1.2.4 Propagación Lateral (Lateral Spread) 16

1.2.5 Flujo (Flow) 17

1.2.6 Otros movimientos en masa 28

Referencias 31

2 Evaluación de Amenaza por Movimientos en Masa

2.1 Introducción 35

2.2 Componentes de un Mapa de Amenaza 39

2.2.1 Terminología 39

2.3 Etapas Generales para la Evaluación de Amenaza 41

2.3.1 Términos de referencia 42

2.3.2 Estudio básico (revisión y análisis de información temática existente) 42

2.3.3 Análisis del terreno y cartografía preliminar 43

2.3.4 Investigaciones preliminares en terreno 44

2.3.5 Análisis 46

2.3.6 Informes 46

2.4	Tipos de Casos	48
2.4.1	CASOS TIPO A – Estabilidad individual de una ladera o talud	48
2.4.2	CASOS TIPO B – Movimiento en masa individual preexistente	50
2.4.3	CASOS TIPO C – Zonificación de susceptibilidad de movimientos en masa	58
2.4.4	CASOS TIPO D – Zonificación de amenaza para la definición de líneas de retiro	68
2.4.5	CASOS TIPO E – Zonificación de amenazas en el área de propagación (alcance), basándose en el análisis de los depósitos	69
2.4.6	CASOS TIPO F – Zonificación de amenazas en el área de la propagación, basada en el análisis de la fuente de materiales	77
	Referencias	84

3 Inventario de Movimientos en Masa

3.1	Introducción	87
3.2	Instructivo para el Diligenciamiento del Formato de Captura de Datos	88
3.2.1	Encabezado	89
3.2.2	Localización geográfica y documental del evento	89
3.2.3	Actividad del movimiento	90
3.2.4	Litología y estratigrafía	91
3.2.5	Clasificación del movimiento	91
3.2.6	Morfometría	95
3.2.7	Causas del Movimiento	96
3.2.8	Cobertura y uso del suelo	96
3.2.9	Documentos de referencia	96
3.2.10	Efectos Secundarios	97
3.2.11	Importancia del evento	99
3.2.12	Daños	99
3.2.13	Notas y apreciación del riesgo	102
3.2.14	Esquema	102
3.2.15	Registro fotográfico	102

Base de datos SIGMA, formato e instructivo para inventarios de movimientos en masa (CD-ROM en bolsillo)

Referencias 105

4 Simbología Cartográfica para Movimientos en Masa

4.1	Introducción	107
4.1.1	Aspectos generales sobre la simbología cartográfica	108
4.2	Simbología cartográfica de los movimientos en masa	109
4.2.1	Tipos de mapas y escalas	109
4.2.2	Simbología	110

4.2.3 Representación cartográfica de los estados de actividad	114
Referencias	118

5 Glosario de Términos Relativos a Movimientos en Masa

5.1 Introducción	119
Abreviaturas	120
Referencias	160
English–Spanish	162

Anexo A

Casos Históricos de Movimientos en Masa en la Región Andina

A.1	Introducción	167
A.2	Caída de bloques en el litoral de Huicha, Isla de Chiloé, Chile	172
A.3	Caída de rocas Puente del Inca, Ruta Nacional No. 7, Mendoza, Argentina	174
A.4	Deslizamiento de la ladera sur del Viaducto No. 1, Autopista Caracas-La Guaira, Venezuela	180
A.5	Deslizamiento rotacional de San Isidro en la ciudad de La Paz	188
A.6	Deslizamiento rotacional en la Comunidad Paccha, Achupallas, Chimborazo, Ecuador	195
A.7	Deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario	198
A.8	Deslizamientos multi-rotacionales del río San Pedro 1960, Chile	204
A.9	Deslizamiento traslacional de Huamancharpa, Cusco, Perú	208
A.10	Deslizamiento traslacional – flujo de detritos de Mayunmarca, Perú	213
A.11	Deslizamiento de Guasuntos, Alausí, Chimborazo, Ecuador	218
A.12	Movimiento traslacional del Cerro Pucaloma en la población de Chima, La Paz, Bolivia	222
A.13	Deslizamiento traslacional y represamiento en el valle de Allpacoma, ciudad de La Paz, Bolivia	230
A.14	Deslizamiento traslacional (Pandeo), quebrada de la Troya, La Rioja, Argentina	235
A.15	Deslizamiento de El Mirador, km 105 Carretera Bogotá-Villavicencio, Colombia	241
A.16	Deslizamiento – flujo de detritos de Auyos y Asia, Pataz, Perú	249
A.17	El Deslizamiento – represamiento de La Josefina, Ecuador	255
A.18	Deslizamiento y flujo de tierra Villatina, Medellín, Antioquia, Colombia	262
A.19	Flujo de detritos del río Limón, al norte de Maracay, Estado Aragua, Venezuela	269
A.20	Deslizamientos múltiples: El caso del evento de 1990 en San Carlos, Antioquia, Colombia	273

- A.21 Flujo de detritos (aluvión) del 4 de abril del 2001 de Palma Sola, Jujuy, Argentina 285
- A.22 Flujo de detritos (huayco) de Tambo de Viso, Lima, Perú 292
- A.23 Flujo de detritos de Antofagasta 1991, Chile 296
- A.24 Flujo de tierra de San Cayetano, Cundinamarca, Colombia 299
- A.25 Colapso y flujo de detritos de Aobamba, Cusco, Perú 303
- A.26 Flujo de lodo del valle del Aconcagua, Chile 308
- A.27 Avalancha de detritos de Las Moras, Alausí, Chimborazo, Ecuador 310
- A.28 Avalanchas de rocas del Campo del Arenal, Catamarca, Argentina 313
- A.29 Avalanchas de rocas de Las Cuevas, valle del río Cuevas, Mendoza, Argentina 320
- A.30 Deformación gravitacional profunda – flujo de tierra (deep seated gravitational deformation – earth flow), Mendoza, Argentina 326

Anexo B

Desastres Asociados a Grandes Movimientos en Masa en la Región Andina

- B.1 Introducción 333
- B.2 Los flujos torrenciales en el Estado Vargas y área metropolitana de Caracas, Venezuela, diciembre 1999 336
- B.3 Flujos de detritos (lahares) catastróficos del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia, 11 de noviembre de 1985 369
- B.4 Los movimientos en masa de 1962 y 1970 en el Nevado de Huascarán, valle del río Santa, Cordillera Blanca, Perú 386

Lista de Tablas

- Tabla 1.1** Tipos de movimientos en masa descritos en este capítulo. 3
- Tabla 1.2** Escala de velocidades según Cruden y Varnes (1996). 4
- Tabla 2.1** Leyenda del mapa de zonificación de la amenaza en el sector El Espino y Cerro el Diamante, Bogotá, Colombia. 55
- Tabla 2.2** Listado de variables típicas de predicción para la aplicación del método de ponderación de parámetros. 62
- Tabla 2.3** Factores geológicos. 62
- Tabla 2.4** Factores detonantes. 62
- Tabla 2.5** Cuadro resumen de técnicas de análisis de mapas de susceptibilidad, modificado de Soeters y VanWesten (1996). 68
- Tabla 2.6** Leyenda de los niveles de amenaza. 72
- Tabla 2.7** Intensidades para inundaciones. 73
- Tabla 2.8** Intensidades para flujos de detritos y lodos. 73
- Tabla 2.9** Medidas de volumen, altura de caída y energía cinética para bloques que pasaron el límite del talud. Número de dentificación (Id.) $E_c =$ Energía cinética; $m = v * 2,5 \text{ g/cm}^3$; $a = 9,8 \text{ m/s}^2$. 75
- Tabla 2.10** Definición de niveles de intensidad para caídas de roca. Los criterios de intensidad adoptados para este estudio fueron definidos por un grupo de trabajo interdisciplinario dirigido por el Servicio Hidrológico y Geológico Suizo (OFEP-SHGN), para el análisis de amenazas causados por los movi-

- mientos en masa en el contexto de las actividades del ordenamiento del territorio (Lateltin, 1997, en Baumann et al., 2005). 75
- Tabla 2.11** Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos a considerar en el análisis de movimientos en masa. 78–83
- Tabla 3.1** Criterios para estimar cualitativamente el grado de humedad de un material. 93
- Tabla 3.2** Criterios para estimar cualitativamente la plasticidad de un material. 94
- Tabla 3.3** Unidades y abreviaciones para la expresión de daños a infraestructura. 100
- Tabla 3.4** Ejemplo de cuantificación de daños a la infraestructura. 100
- Tabla 3.5** Ejemplo de actividades económicas y unidades de medida para la expresión de daños. 101
- Tabla 3.6** Daños ambientales. 101
- Tabla 5.1** Glosario de la actividad de un movimiento en masa (WP/WLI, 1993). 122
- Tabla A.1.1** Tipos de movimientos en masa de la región andina descritos en el Anexo A. 169
- Tabla A.15.1** Datos de los parámetros mecánicos para los análisis (INGETEC – MOPT, 1994). 246
- Tabla A.20.1** Ejemplos de movimientos en masa múltiples en los países norandinos. 274
- Tabla A.20.2** Perfil de meteorización en las vertientes de la cuenca alta del río San Carlos (adaptado de Velásquez et al., 1991). 277
- Tabla A.20.3** Clasificación generalizada de los movimientos en masa (adaptado de Velásquez et al., 1992). 277
- Tabla B.1.1** Los mayores desastres en el mundo asociados a la ocurrencia de un movimiento en masa de estilo único, en el periodo 1000–1999 (Evans, 2006). 335
- Tabla B.2.1** Características de algunas cuencas afectadas por los flujos torrenciales de diciembre de 1999 (Grases et al., 2000). 344
- Tabla B.2.2** Parámetros estimados para los flujos torrenciales de Cerro Grande y Carmen de Uria. (Expertos chinos en cooperación con ingenieros venezolanos) (Zhang, S. et al. 2000, comunicación personal). 345
- Tabla B.2.3** Propiedades de las muestras de suelo tomadas en flujos superficiales. LL: límite líquido; LP: límite plástico; SL: límites de contracción; USCS: Sistema Unificado de Clasificación de Suelos. 347
- Tabla B.2.4** Estimación de pérdidas económicas por sectores en todo el país (Comisión OCHA – PNUD – CAF, enero, 2000). 358
- Tabla B.3.1** Velocidades de los flujos en algunas localidades (Tomado de Mileti et al., 1991). 378

Lista de Figuras

- Figura 1.1** Caída de rocas (a) Comunidad Chullpa Khasa, Provincia de Ayopaya, Departamento de Cochabamba, Bolivia (b) Margen izquierda del río Huaura, provincia de Oyon, Lima, Perú (c) Costa Patagónica, Comodoro Rivadavia, Argentina (d) Carretera Pativilca – Huaraz, Lima, Perú. 5
- Figura 1.2** (a) Esquema de la caída de rocas (b) Corominas y Yagué (1997) denominan a este movimientos “colapso”. 6
- Figura 1.3** Esquema vuelco en bloque (De Freitas y Waters, 1973 en Varnes, 1976). 6
- Figura 1.4** Vuelco de rocas (a) Vista general y detalle de volcamiento flexural en esquistos cuarzo micáceos. Urbanización Macaracuay, Caracas, Venezuela (b) Vuelco flexural carretera Bogotá – Villavicencio, Colombia (c) Esquema de vuelco por flexión según Corominas y Yagué (1997). 7
- Figura 1.5** (a) Esquema de vuelco del macizo rocoso según Nichol et al. (2002) y (b) Esquema del movimiento denominado cabeceo por Corominas (1989). 8
- Figura 1.6** Volcamiento flexural convirtiéndose en un deslizamiento de roca, La Clapière, Francia (a) 1982 y (b) 1987. 8
- Figura 1.7** Esquema del volcamiento flexural en La Clapière, Francia, ilustrado en la Figura 1.6. 8
- Figura 1.8** Deslizamiento planar según los planos de estratificación de capas de areniscas y lutitas, Estado Falcón, Venezuela. 9
- Figura 1.9** Quebrada la Troya, Argentina. 10

- Figura 1.10** (a) y (b) Esquema de un deslizamiento traslacional, llamado resbalamiento y corrimiento según Corominas Dulcet y García Yagué (1997) (c) Esquema de deslizamiento traslacional de roca en Cerchiaria di Calabria, sur de Italia (la disgregación del material no puede observarse debido a la escala de la figura). 10
- Figura 1.11** Detalle de la configuración de dos diaclasas que condicionan un deslizamiento en cuña. 10
- Figura 1.12** Deslizamiento en cuña (a) Cerro Partido, Lima, Perú (b) Carretera Loja-Zamora, sector San Francisco, Loja, Ecuador. 11
- Figura 1.13** Esquema de un deslizamiento en cuña. 11
- Figura 1.14** Deslizamiento rotacional ocurrido en la Provincia de Chimborazo, Paccha, Ecuador, 2004. 12
- Figura 1.15** (a) Deslizamiento rotacional, Caracas, Venezuela (b) Deslizamiento rotacional de Yauriquilla, margen izquierda del río del mismo nombre; en rocas intrusivas muy alteradas, Carretera Curasco – Progreso, Apurímac, Perú. 12
- Figura 1.16** Deslizamiento rotacional, Cerro Mizhquiyacu, Ecuador, 1993. 13
- Figura 1.17 (a)** Fotografía del deslizamiento rotacional de Inti Huasi, Argentina. 13
- Figura 1.17 (b)** Perfil del deslizamiento mostrado en Figura 1.17(a). 14
- Figura 1.18** Esquema de un deslizamiento rotacional mostrando los rasgos morfológicos característicos. 14
- Figura 1.19** (a) Deslizamiento compuesto, zona urbana de Caracas, Venezuela (b) Deslizamiento compuesto en rocas sedimentarias Cretáceas Valle Scatter, BC, Canadá. 15
- Figura 1.20** Propagación lateral, Barrio sismográfica, Comodoro Rivadavia, Argentina. 16
- Figura 1.21** Esquema de expansiones laterales, según Varnes (1978). 17
- Figura 1.22** Cono de detritos, quebrada Quiscas, Lima, Perú. 18
- Figura 1.23** Flujos de detritos Cuenca del río Checras, Lima, Perú. 19
- Figura 1.24** Flujos de detritos (a) Tambo de Viso, Departamento de Lima, Perú, enero 16 de 1998 y (b) Quebrada Tapaya, río Andahua, Laguna de Chachas, Arequipa, Perú. 20
- Figura 1.25** Esquema de flujos canalizados y no canalizados, según Cruden y Varnes (1996). 21
- Figura 1.26** (a) Corte esquemático típico de un flujo de detritos. Frente con bloques de un pulso de flujo de detritos (b) Superlevaciones medidas en el campo para determinación de velocidad de flujos de detritos. 21
- Figura 1.27** (a) Secuencia que muestra depósitos de antiguos flujos de detritos en el río Colorado, Chile (b) bloque de roca arrastrado por 14 km por un flujo de detritos durante el evento de Parraguirre-Colorado, ocurrido el 29 de noviembre de 1987. 22
- Figura 1.28** Flujos de detritos depositados en el abanico de Caraballeda, Estado Vargas, Venezuela durante el evento catastrófico de diciembre 15 /16 de 1999. 22
- Figura 1.29** Flujos de detritos y flujos de lodo catastróficos ocurridos durante una erupción del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia, 1985. Se estima que este evento dejó más de 23.000 muertes y destrucción física estimada en más de 218 millones de dólares (1985 US dólares). 22
- Figura 1.30** Crecida de detritos en el valle del río Aconcagua, sector Puntilla del Viento, Chile, 1980. 23
- Figura 1.31** Flujos de lodo (a) Carretera a Mendoza, Guardia Vieja, Chile, 1987, (b) Allpacoma, Bolivia, 2004. 24
- Figura 1.32** Flujo de lodo, Cerro Yantajirca, Yanahuanca, Pasco, Perú. 24
- Figura 1.33** Flujos de tierra (a) Sector Chalhuhhuacho, Apurímac, Perú (b) Flujos de detritos y flujos de tierra generados durante el sismo $M = 6,4$ de Páez en junio 6 de 1994, Páez, Huila, Colombia. El sismo desencadenó múltiples deslizamientos traslacionales planares que se transformaron en flujos de detritos y flujos de tierra causantes de las mayores pérdidas asociadas a este sismo (c) Flujo de tierra, Ecuador. 25
- Figura 1.34** Deslizamiento por flujo en tilita glacial, desencadenado por alta presión de poros en enero de 2005. Cypress Road, West Vancouver, Canadá. 26
- Figura 1.35** Avalanchas de detritos durante el evento catastrófico de Vargas, Galipán, Estado Vargas, Venezuela, 1999. 27
- Figura 1.36** Depósitos de avalanchas (a) Campo del arenal, Argentina (b) Depósito de avalancha de Tigre dormido, Mendoza, Argentina. 28

- Figura 1.37** Esquemas de deformaciones gravitacionales profundas (Agliardi et al., 2001) (a) crestas dobles (b) escarpes (c) contraescarpes (d) trincheras naturales (e) combadura y pandeo. 29
- Figura 1.38** Procesos de reptación (a) Ladera en reptación, esquistos cloríticos meteorizados (Grupo Cajamarca) entre las carreteras Ibagué – Armenia (esquina superior izquierda) y la quebrada Perales (esquina inferior derecha), Sector Cajamarca-La Línea, Tolima, Colombia (b) Reptación de suelos, margen derecha del río Nupe, Lauricocha, Huánuco, Perú (c) y (d) Esquemas de reptación y solifluxión, según Corominas Dulcet y García Yagué, 1997. 30
- Figura 2.1** Diagrama que muestra las diferentes escalas espaciales y temporales relativas en que ocurren los movimientos en masa (Según, Glade y Crozier, 2005). Los siguientes ejemplos de los Andes están indicados con las letras a - e en el diagrama y se encuentran descritos en el Anexo B: a) Caída de rocas Puente del Inca, Argentina b) Avalancha de detritos de Las Moras, Chimborazo, Ecuador c) Flujos de detritos, Estado Vargas, Venezuela; Eventos en Huascarán, Perú; Flujos de lodo y detritos Nevado del Ruiz, Colombia d) Deslizamiento Viaducto, Caracas, Venezuela e) Deformación gravitacional profunda (Sackung) de Puente del Inca, Mendoza, Argentina. Puede apreciarse como movimientos en masa que con frecuencia ocasionan catástrofes, como los flujos de detritos, se caracterizan por altas velocidades y ocurrencia desde local a regional. 37
- Figura 2.2** Procedimiento general para la realización de un estudio de amenaza por movimientos en masa. 43
- Figura 2.3** Fotografía aérea de la zona de El Espino y San Rafael, mostrando en color naranja las coronas de antiguos deslizamientos y de canteras. En color rojo las fallas geológicas y lineamientos. Fotografía aérea 242, tomada el 24 de julio de 2002. 53
- Figura 2.4** Mapa de amenazas por movimientos en masa del sector El Espino y Cerro el Diamante, Bogotá, Colombia. Convenio de Cooperación entre INGEOMINAS, Bogotá y el Fondo de Prevención y Atención a Emergencias de Bogotá, DEPAE. Mapa realizado a escala 1:2.000, febrero de 2003. 54
- Figura 2.5** Mapa de amenazas de Colombia elaborado con base en ponderación de parámetros geológicos. 63
- Figura 2.6(a)** Mapa de zonificación de amenazas empleando SIG y el método estadístico bivariado realizada para la ciudad de Villavicencio, Colombia por INGEOMINAS (2003). 66
- Figura 2.6(b)** Leyenda del mapa de zonificación de amenazas empleando SIG y el método estadístico bivariado realizada para la ciudad de Villavicencio, Colombia por INGEOMINAS (2003). 67
- Figura 2.7** Colores empleados en el mapeo de la amenaza. Cada nivel de amenaza está definido por la intensidad y la probabilidad. 72
- Figura 2.8** Mapa de amenaza para el abanico de la quebrada San Julián y niveles de amenaza de acuerdo al proyecto PREVENE, 2001. 74
- Figura 2.9** Puente del Inca, Mendoza, Argentina. Sombra de caída de rocas (en color rosado) e intensidad con base en la energía cinética. 76
- Figura 3.1** Tipos de represamiento según la clasificación de Costa y Schuster (1988). 98
- Figura 3.2** Formato para inventario de movimientos en masa. 103–104
- Figura 4.1** Simbología sugerida para movimientos en masa a escalas regional y de detalle. 111
- Figura 4.2** Gama de colores sugerida para rasgos geomorfológicos de los movimientos en masa. 113
- Figura 4.3** Simbología de la actividad de los movimientos en masa presentada para tres ejemplos: deslizamiento rotacional, flujo de lodos, caídas. 114
- Figura 4.4.** Simbología para los diferentes tipos de inactividad de un movimiento en masa. 115
- Figura 4.5** Ejemplo de la aplicación de la simbología a escala de detalle. 115
- Figura 4.6** Ejemplo de aplicación de la simbología para una zona afectada por caídas, deslizamiento y flujos a escala media 1:50.000. Corredor Bioceánico Mendoza-Argentina. 116
- Figura 4.7** Ejemplo de aplicación de la simbología para una zona afectada por deslizamientos y flujos a escala regional. Modificado de la Carta de peligrosidad geológica de la hoja 2366-IV, Ciudad de Libertador San Martín. 117
- Figura 5.1** Abanico aluvial. 121
- Figura 5.2** Acantilado, Distrito de Barranco, Lima, Perú. 121
- Figura 5.3** Diagrama de bloque de un deslizamiento. 122

- Figura 5.4** Nomenclatura de las partes de un deslizamiento. 123
- Figura 5.5** Dimensiones de un deslizamiento. 123
- Figura 5.6** Parámetros c y Φ de resistencia interna de un suelo. 125
- Figura 5.7** Angulo de reposo. 125
- Figura 5.8** Angulo de viaje, definición de Fahrboschung (μ). 126
- Figura 5.9** Arcilla sensitiva. 126
- Figura 5.10** Buzamiento y dirección de buzamiento. 128
- Figura 5.11** Cono de detritos (Keremeos, Canadá). 130
- Figura 5.12** Efectos de una crecida de detritos. Abanico de la quebrada Britannia, British Columbia, Canadá. 131
- Figura 5.13** Deslizamiento compuesto (Peace River, BC, Canadá). 133
- Figura 5.14** Deslizamiento traslacional en cuña gigantesca, en anticlinal fallado, areniscas cretácicas. K128 del ferrocarril Facativa-Utica, Departamento de Cundinamarca, Colombia. 133
- Figura 5.15** Deslizamiento por flujo de arcilla. 134
- Figura 5.16** Empalizada, Murindó, Antioquia, Colombia. 136
- Figura 5.17** Enjambre, Bucaramanga, Santander, Colombia. 137
- Figura 5.18** Flujo canalizado, Meta, Colombia. 140
- Figura 5.19** Flujo no canalizado, Quebradablanca, Colombia. 140
- Figura 5.20** Flujo de lodos muy rápido durante periodo de lluvias fuertes, en areniscas con intercalaciones de arcillolita ocurrido en el Departamento de Norte de Santander (Colombia). El material sobrepasó la carretera y atrapó un vehículo dejando tres víctimas humanas además de la rotura de una línea de oleoducto. 141
- Figura 5.21** Flujo de arena seco. 142
- Figura 5.22** Gradación normal. 143
- Figura 5.23** Gradación inversa. 143
- Figura 5.24** Hundimientos múltiples causados por minería subterránea en Pasto, Colombia. 144
- Figura 5.25** Lahar – flujo de detritos volcánico, Armero, Colombia, 1985. 146
- Figura 5.26** Represamiento de Mayunmarca, Perú. 152
- Figura 5.27** Resistencia pico y residual. 152
- Figura 5.28** Suelo bien gradado. 155
- Figura 5.29** Suelo pobremente gradado. 156
- Figura A.1.1** Ubicación en el mapa de Sudamérica de los casos de movimientos en masa que se presentan en este Anexo. 170
- Figura A.2.1** Caída de Bloques en el acantilado de Huicha, cerca de Ancud en la isla de Chiloé, X Región de Los Lagos. 173
- Figura A.3.1** En la parte superior de la fotografía se observa el afloramiento de rocas volcánicas y la zona de arranque del bloque. 175
- Figura A.3.2** Fractura producida por el impacto del bloque caído sobre otro ubicado a media ladera. 175
- Figura A.3.3** Hoyo producido por el impacto del bloque en su recorrido ladera abajo. Su profundidad es de aproximadamente 2 m. 176
- Figura A.3.4** Surco de arrastre del bloque producido sobre el talud durante la parte final del movimiento. 176
- Figura A.3.5** Bloque caído semienterrado al pie del talud. 177
- Figura A.3.6** Bloques caídos al pie de la ladera y sobre la terraza glaciifluvial. Forman la sombra de caídas que delimita el área afectada por estos movimientos. 177
- Figura A.3.7** Vista en 3 dimensiones de los alrededores de Puente del Inca, con gama de marrones según la altura sobre el nivel del mar, elaborada a partir de un modelo de elevación digital. 178
- Figura A.3.8** Mapa geológico de la región de Puente del Inca. 179
- Figura A.4.1** Fotografía aérea de 1936, mostrando los indicios fisiográficos del deslizamiento antiguo, donde fue emplazado el lado norte del Viaducto No. 1. Nótese el meandro originado por la masa deslizada. 181
- Figura A.4.2** Fotografía aérea de 1971, mostrando la Autopista y el Viaducto No. 1. Nótese como la ladera superior fue invadida por viviendas. 181

- Figura A.4.3** Panorámica del lado Caracas del Viaducto No. 1, indicando los límites aproximados del macrodeslizamiento activo. 181
- Figura A.4.4** Superficie pulida y estriada dentro de la brecha de falla encontrada en la galería exploratoria. 182
- Figura A.4.5** Dos generaciones de estrías y superficies pulidas (slickensides), en muestra obtenida en la galería exploratoria. 182
- Figura A.4.6** Relación entre los desplazamientos en la estructura, debido al empuje del macrodeslizamiento. 184
- Figura A.4.7** Ascenso de la clave del arco debido al cierre de su cuerda por el empuje del deslizamiento. El ascenso para noviembre 2005, era de 80 cm. 184
- Figura A.4.8** Rotura del arco este como consecuencia del evento del 5 de enero de 2006. 185
- Figura A.4.9** Vista de la deformación vertical del tablero en la sección fracturada el 5 de enero 2006. Para la fecha de la foto, la deformación vertical de dicha sección era de 167 cm. Fotografía tomada el 9 de marzo de 2006, 10 días antes del colapso del Viaducto. 185
- Figura A.5.1** Vista general de la calle Donoso Tórrez en la zona San Isidro, antes del primer deslizamiento. 190
- Figura A.5.2** Momento cuando se producía el primer deslizamiento, es notable la altura y verticalidad del talud. 190
- Figura A.5.3** Vista general del primer deslizamiento rotacional. Gran parte de las pirámides de grava fueron arrastradas por el deslizamiento. 191
- Figura A.5.4** Vista del segundo deslizamiento rotacional de San Isidro, que destruyó gran parte de las viviendas del sector. 192
- Figura A.5.5** Detalle del material deslizado al pie del talud en la zona de San Isidro. 193
- Figura A.5.6** Inicio de los trabajos de rehabilitación del deslizamiento de San Isidro en base a movimiento de grandes volúmenes de tierra, para generar una cuña resistente al pie del deslizamiento. 193
- Figura A.6.1** Localización del sitio del deslizamiento. 195
- Figura A.6.2** Esquema de la sección transversal del deslizamiento de Paccha-Batinag. 196
- Figura A.6.3** Panorámica del deslizamiento de Paccha. 197
- Figura A.7.1** Detalle de las grietas radiales al pie del deslizamiento en la zona de acumulación. 199
- Figura A.7.2** Vista general de la margen izquierda (sur este) del deslizamiento de Cuarto Centenario. 200
- Figura A.7.3** Vista general del deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario. 200
- Figura A.7.4** Vista lateral del material deslizado y la destrucción de los dos cañones del embovedado del río Orkjahuirra que se encontraba en construcción. También se observa la acumulación de material característica de un deslizamiento rotacional. 201
- Figura A.7.5** Detalle de la destrucción de los cañones del embovedado del río Orkojahuirra que fueron levantados y rotados. 202
- Figura A.7.6** Detalle de la zona de acumulación del deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario. Al fondo se observan los dos cañones del embovedado del río Orkojahuirra que estaban siendo construidos. 203
- Figura A.8.1** (a) Fotografía aérea que muestra un deslizamiento en el río San Pedro que siguió al sismo de 1960. Se observa la obstrucción del cauce fluvial que aguas arriba represó al lago Riñihue (b) Vista actual del sector deslizado y nuevo curso del río San Pedro. 205
- Figura A.8.2** (a) Esquema de distribución de los deslizamientos de mayo de 1960 y aquellos antiguos probablemente de 1575 (b) Esquema geomorfológico de un deslizamiento multi-rotacional. 206
- Figura A.9.1** Localización general del deslizamiento de Huamancharpa y geología regional del área 209
- Figura A.9.2** Vista aérea del deslizamiento de Huamancharpa, situado en la margen izquierda del río Huancaro. 210
- Figura A.9.3** Detalle del movimiento traslacional controlado por la estratificación de la roca arenisca. 210
- Figura A.9.4** Cauce del río Huancaro aguas arriba del sitio de deslizamiento de Huamancharpa en donde se notan varios deslizamientos expuestos a la erosión del río. 211
- Figura A.10.1** Esquema de localización del deslizamiento de Mayunmarca. 213

- Figura A.10.2** Sección geológica generalizada del deslizamiento. 214
- Figura A.10.3** Vista en planta de la quebrada Ccochaca, mostrando el límite de la zona de deslizamiento, el represamiento y embalse. 215
- Figura A.10.4** Vista oblicua del lado oeste del deslizamiento de Mayunmarca. 216
- Figura A.10.5** Vista del lado este, margen izquierda del río Mantaro (quebrada Tinte), y el represamiento originado por el deslizamiento. 216
- Figura A.11.1** Localización del deslizamiento de Guasuntos. 218
- Figura A.11.2** Vista general del deslizamiento de Guasuntos ocurrido en febrero 2000. 219
- Figura A.11.3** Sección transversal del deslizamiento de Guasuntos. 219
- Figura A.11.4** Vista del escarpe principal del deslizamiento y viviendas en riesgo sobre la corona. 220
- Figura A.12.1** Localización de Chima. 222
- Figura A.12.2** Deslizamiento ocurrido en 1952. 224
- Figura A.12.3** Chima (a) antes y (b) después del deslizamiento ocurrido el 31 de marzo de 2003. 224
- Figura A.12.4** Corte transversal de la zona de Chima. 225
- Figura A.12.5** Mapa geológico de Chima. 226
- Figura A.12.6** Mapa de Amenazas de Chima. 228
- Figura A.13.1** Localización del deslizamiento de Allpacoma en imagen LANDSAT – TM, 2000 B. Imagen Quickbird del 3 de junio 2001. 230
- Figuras A.13.2** (a) Corona del deslizamiento Allpacoma (dirección del movimiento) y (b) desnivel. 231
- Figura A.13.3** Imagen Quickbird del 3 de junio 2001 que muestra la zona afectada por el movimiento en masa, el tamaño de las represas y las zonas de drenajes río arriba de los diques. 232
- Figura A.13.4** Abanico aluvial producido por el colapso parcial del dique superior y depositado en represa inferior. 234
- Figura A.13.5** La formación del túnel previno el colapso del represamiento que probablemente hubiera ocurrido al colmatarse la laguna. 234
- Figura A.14.1** Evolución de distintos tipos de rotura según la altura de la pendiente. 237
- Figura A.15.1** Geología de la zona inestable de El Mirador. El material movilizado en el proceso erosivo que desencadenó el deslizamiento, fue evacuado hacia el río Guatiquía por la Q, Agua Blanca. 242
- Figura A.15.2** Ladera profundamente socavada por erosión a finales del período 1964–1970. 243
- Figura A.15.3** Se observan los efectos de la erosión remontante que comienza a afectar la carretera en 1970. 243
- Figura A.15.4** Panorámica del sitio del Mirador tomada en un estado avanzado del proceso: al fondo se observa la cárcava en primer plano la zona de deyección de los flujos de detritos causados por la erosión. Solo después que se controló la erosión, fue posible controlar el enorme deslizamiento que involucró la carretera. 244
- Figura A.15.5** Progreso de la erosión en un período de 18 años (1970–1988). En el lado derecho se observa la posición inicial de la carretera y en el izquierdo un corte en cajón perteneciente a la segunda variante. La vía se desplazó más de 200 metros hacia el occidente para evitar que la erosión la destruyera. 245
- Figura A.15.6** Posibles superficies de falla establecidas por retro-análisis. Una de estas superficies coincidió con la que se pudo identificar directamente mediante exploración del subsuelo. 247
- Figura A.15.7** Si se compara el estado de la ladera en 1971 (Figura A.15.2), con la situación en el año 2000, se puede tener una idea de la bondad de las obras de recuperación del sitio. 247
- Figura A.16.1** Vista panorámica del valle del río Buldibuyo en donde se distingue el escarpe de un deslizamiento antiguo así como la forma escalonada del depósito. Se distingue asimismo el trazo de una falla antigua y la ladera con morfología de tipo estructural. 249
- Figura A.16.2** Mapa que muestra la ubicación, geometría y zonación morfodinámica de los movimientos en masa. 250
- Figura A.16.3** Vista del deslizamiento de Auyos y Asia en la margen derecha del río Buldibuyo. Se distinguen las zonas de embalse aguas arriba de Tollos y las dos lagunas formadas. 251
- Figura A.16.4** Cauce aguas abajo de Tollos que fue abierto por el río después del embalse. Se distingue la naturaleza del material, el espesor del depósito y la altura del embalse. 252
- Figura A.16.5** Vista panorámica del deslizamiento de Auyos y Asia en donde se distinguen los dos eventos, el área de embalse frente a Tollos y el depósito de flujo generado aguas abajo. Nótese el grado de inestabilidad de la zona. 253

- Figura A.16.6** Vista del sector de Auyos donde se distingue el escarpe antiguo que constituyó la zona de arranque del deslizamiento. 254
- Figura A.17.1** Localización del área del deslizamiento – represamiento de La Josefina. 255
- Figura A.17.2** Principales rasgos morfológicos del sitio La Josefina antes del deslizamiento del 29 de marzo de 1993 (Fotografía aérea del 23 de junio de 1963, escala 1: 60.000. Instituto Geográfico Militar, Quito). 256
- Figura A.17.3** Mapa Geológico del sitio La Josefina. 257
- Figura A.17.4** El deslizamiento-represamiento de La Josefina (30-04-93): A, parte superior del escarpe. B, plano de ruptura. C, depósito y presa natural. D, canal excavado para desagüe. E, embalse. 258
- Figura A.17.5** El deslizamiento-represamiento de La Josefina (05-04-93): A, escarpe. C1, dirección y depósito del primer movimiento. C2, dirección y depósito del segundo movimiento. D, embalses (1) río Paute, (2) río Jadán. 259
- Figura A.17.6** Efectos de la inundación 2 km aguas arriba del deslizamiento (01-04-93). En el centro, la Central Termoeléctrica y en la esquina inferior derecha un puente y la Carretera Panamericana. 260
- Figura A.18.1** Localización de la ciudad de Medellín, Colombia y el sitio del deslizamiento de Villatina. 263
- Figura A.18.2** Deslizamiento de Villatina, Medellín, Colombia, ocurrido el 27 de noviembre de 1987. Al fondo el cerro de Pan de Azúcar. 263
- Figura A.18.3** Deslizamiento de Villatina. Puede apreciarse algo el tránsito del flujo en el extremo de la ladera adyacente a la zona afectada. 265
- Figura A.18.4** En este esquema se puede apreciar el tipo de movimiento: deslizamiento traslacional de detritos (por encima de la cota 900) – flujo de tierra indicado por las flechas. 266
- Figura A.19.1** Mapa mostrando el área afectada por el flujo torrencial del 9 de septiembre de 1987. río Limón. Venezuela. 269
- Figura A.19.2** Vista aérea mostrando vehículos atrapados y volcados sobre la ladera inferior, en una sección de la carretera. 270
- Figura A.19.3** Labores de rescate de víctimas dentro de los vehículos afectados. 270
- Figura A.19.4** Típicos flujos superficiales de suelo residual y vegetación, dejando la roca in situ descubierta. 271
- Figura A.20.1** Área afectada por movimientos en masa durante el evento de septiembre 21 de 1990. 275
- Figura A.20.2** Esquema de los movimientos en masa con base en las fotografías aéreas tomadas pocos días después del desastre. 276
- Figura A.20.3** Huellas de flujos superficiales (Cuenca alta afluyente río Piedras). 278
- Figura A.20.4** Huellas de deslizamientos: nótese la ocurrencia en tipos de usos de la tierra diferentes (Cuenca alta quebrada La Arenosa). 278
- Figura A.20.5** Huellas de deslizamientos múltiples (Cuenca alta quebrada Betania). 279
- Figura A.20.6** Ensanchamiento y profundización quebrada La Arenosa. 279
- Figura A.20.7** Recuperación de la vegetación, fotografía tomada en 1996. 280
- Figura A.21.1** Vista aérea de la cumbre de Chancaca con numerosas avalanchas de detritos. En segundo plano y a niveles cumbrales de la sierra del Centinela, deslizamientos de detritos activos e inactivos en la Formación Pírgua. 286
- Figura A.21.2** (a) En primer plano, depósitos de flujos de detritos. En segundo plano, huellas de deslizamientos de detritos (b) Localización de las zonas afectadas por el flujo, del área aproximada de la laguna efímera generada por la obstrucción del puente y del sector de mayor precipitación. 286
- Figura A.21.3** Caídas de rocas en las pendientes de los valles asimétricos homoclinales y de rumbo (cumbre de Chancaca). Se observan los conos de deyección generados al pie de la pendiente (Formación Yacoraite). 287
- Figura A.21.4** Barrera vegetal formada en el camino entre Las Lanzitas y la desembocadura del arroyo Colorado. 287
- Figura A.21.5** Cúmulo de ramas contra un obstáculo, en este caso representado por un árbol. La persona en situación más elevada señala la altura alcanzada por la creciente, que está indicada por el límite superior de la corteza arrancada del árbol. 287
- Figura A.21.6** Vista aérea del puente de Palma Sola. Aguas arriba (hacia el observador) aparece la zona que

albergó una efímera laguna por endicamiento. También se ve el puente tipo Bailey construido para salvar el obstáculo representado por el arroyo Santa Rita. 288

Figura A.21.7 Vista aérea. Detalle del punto de ingreso (a) del ramal principal del aluvión a Puesto Nuevo. Se comprueba la peligrosa cercanía de la traza de la ruta provincial número 6 (b) a la pendiente de corte del arroyo. Esta situación se repite con el canal de riego (c) de Puesto Nuevo. 288

Figura A.21.8 Vista aérea de la gran sinuosidad (a) del arroyo Santa Rita y el lugar (b) por donde ingresó el ramal principal del aluvión al centro urbano de Puesto Nuevo. La traza de la gigantesca cárcava (c) aparece adyacente a la zona de viviendas afectadas y a un tramo dañado de la ruta provincial número 6. Aguas arriba se ve la abrupta curva que dio lugar al desborde y los enlames resultantes (d), sobre sectores adyacentes a las rutas provinciales número 6 y 8. 289

Figura A.21.9 Una vista desde el norte, del interior de la gigantesca cárcava generada por la acción erosiva del ramal principal del aluvión. 289

Figura A.21.10 Vista de la cárcava, que muestra sus altas escarpas de erosión y los daños en la ruta provincial número 6. 289

Figura A.21.11 Vista aérea de las acumulaciones de enlames del aluvión en los terrenos del porotal situado frente al paraje de Aguas Negras (Finca Flores). 290

Figura A.22.1 Esquema de localización del flujo de detritos de Tambo de Viso. 293

Figura A.22.2 Vista de la desembocadura de la quebrada Viso en el río Rímac. Se aprecia el puente de Ferrocarril Central, la línea férrea y la Carretera Central completamente sepultadas por el flujo 294

Figura A.22.3 Vista de la quebrada Viso, aguas arriba de la desembocadura al río Rímac. Se destaca la gran cantidad de material que cubrió viviendas y árboles. 295

Figura A.22.4 Carretera Central del Perú, aguas abajo de la quebrada Viso, totalmente erosionada por el paso del flujo de detritos (Huayco). 295

Figura A.23.1 (a) Voluminosa acumulación de los depósitos del flujo de detritos de 1991 en Antofagasta, sector litoral cerca de la base de descarga de la quebrada La Negra (b) El mismo lugar fotografiado en 1996, 5 años después del evento. 297

Figura A.24.1 Vista general del deslizamiento de San Cayetano en el departamento de Cundinamarca. A la izquierda el casco urbano del municipio. 299

Figura A.24.2 Vista aérea del flujo, se detalla la dirección del movimiento. 300

Figura A.24.3 Procesos de socavación lateral y confluencia de la quebrada Tabaquera y el río Negro (Valle de Hato Viejo). 301

Figura A.25.1 Cuenca del río Aobamba y el recorrido de los flujos de detritos ocurridos entre el 27 de febrero y el 22 de noviembre de 1998. 304

Figura A.25.2 Morrenas laterales en las cabeceras de la quebrada Pacchac Grande (5.000 m.s.n.m) que colapsaron y provocaron el flujo de detritos (aluvión) de Aobamba. 305

Figura A.25.3 Vista del represamiento del río Vilcanota – Urubamba. A la derecha el río Aobamba. Aguas arriba, en el río Vilcanota, se ubica la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu que fue parcialmente destruida por el flujo de detritos (aluvión). 306

Figura A.25.4 Vista del edificio de Control de la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu en donde se observa la intensidad de los daños. Por las ventanas ingreso el agua y lodo que dañó la casa de máquinas (subterránea). 306

Figura A.26.1 Flujo de Barro ocurrido el 18 de agosto de 1987 en el valle del río Aconcagua y que bloqueó la ruta internacional 60 Los Andes-Mendoza. 309

Figura A.27.1 Localización del Cantón Alausí. 310

Figura A.27.2 Zona de desprendimiento del material en la Loma Llallarán, Las Moras, que causó la destrucción de un tramo de la carretera y del ferrocarril. 311

Figura A.27.3 Esquema de la avalancha de detritos de Las Moras. 312

Figura A.28.1 Depósitos de avalanchas de rocas ubicadas sobre el piedemonte occidental de la Sierra de Aconquija. NW de Sierras Pampeanas de Argentina. 313

Figura A.28.2 Mapa geológico simplificado del sector SW de la Sierra de Aconquija. 314

Figura A.28.3 Paisaje de cuencas y cadenas. De oeste a este: (1) Sierra de Hualfin, (2) Campo del Arenal, (3) Sierra de Quilmes, (4) Sierra de Aconquija. Recuadro zona de avalanchas ilustrada en Figura A.28.2. 315

- Figura A.28.4** Perfiles esquemáticos que muestran la evolución de un frente serrano, similar al de la Sierra de Aconquija, y la generación de avalanchas de rocas. 316
- Figura A.28.5** Esquema que ejemplifica la formación de albardones marginales. 317
- Figura A.28.7** Perfil del depósito de la avalancha de la Loma Redonda que destaca la acumulación distal del depósito cuya formación se ejemplifica en la Figura A.28.6. Fotografía tomada hacia el norte. 317
- Figura A.28.6** Esquema que ejemplifica la formación de acumulaciones distales en los depósitos. 317
- Figura A.28.8** Depósito de la avalancha de rocas de El Zarso. Zona litocinemática superior correspondiente a la cubierta de grandes bloques. 317
- Figura A.28.9** Depósito de la avalancha de rocas de El Zarso. De arriba hacia abajo, zona masiva superior y zona cizallada inferior. La escarpa erosiva expuesta tiene 8 m. 318
- Figura A.29.1** Fotografía del valle del río Cuevas donde se puede ver a la localidad homónima enfrentando los depósitos de la avalancha de rocas. Escala aproximada 1:50.000. 320
- Figura A.29.2** Mapa geológico de la Cordillera Principal adyacente al río Cuevas. 322
- Figura A.29.3** Vista panorámica del valle del río Cuevas a la altura de la localidad homónima. La villa de Las Cuevas se ubica al pie de los depósitos de las avalanchas de rocas. 323
- Figura A.29.4** Bloques de conglomerados pertenecientes al depósito de la avalancha de rocas. 323
- Figura A.29.5** Superficies de patinaje de los deslizamientos de rocas de Las Cuevas. (1) Movimiento más antiguo, (2) Movimiento más moderno. 324
- Figura A.30.1** Aerofiguragrama de la ladera afectada con su interpretación y perfil transversal esquemático de la deformación gravitacional profunda y de la corriente de tierra. Los números permiten identificar los sectores ilustrados en las figuras siguientes. 327
- Figura A.30.2** Vista general de la ladera afectada. Los números se corresponden con los de la Figura A.30.1. 328
- Figura A.30.3** Escarpas secundarias correspondientes a los bloques separados por las estructuras de tracción, que miran hacia la parte alta de la pendiente. Este sector es identificado con el número 2 en las Figuras A.30.1 y A.30.2. 330
- Figura A.30.4** Flujos distales del movimiento correspondientes a una corriente de tierra (earth-flow). Este sector es identificado con el número 3 en las Figuras A.30.1 y A.30.2. 331
- Figura B.1.1** Localización de los casos de la región andina presentados en el Anexo B. 334
- Figura B.2.1** Cuencas afectadas por los flujos torrenciales del 15 y 16 de diciembre de 1999. Costa Norte Central de Venezuela. 337
- Figura B.2.2** Fotografías aéreas antes (izquierda) y después (derecha) del evento de diciembre 1999. 338
- Figura B.2.3** Registro de precipitaciones diarias. 340
- Figura B.2.4** Precipitación acumulada. Estación Maiquetía. 341
- Figura B.2.5** Vista tridimensional de la cuenca de San Julián, mostrando diferencias en relieve debido a variaciones en la resistencia de la masa rocosa. 343
- Figura B.2.6** Fotografía tomada después del evento de diciembre 1999, mostrando los típicos deslizamientos en forma de flujos traslacionales. Ladera adyacente a Autopista Caracas-La Guaira. 346
- Figura B.2.7** Fotografía aérea de la cuenca de quebrada Seca, mostrando el patrón de deslizamientos en forma de flujos traslacionales superficiales. 346
- Figura B.2.8** (a) Correlación de la pendiente de la ladera con los porcentajes pasante el tamiz No. 40 y (b) el tamiz No. 200, y correlación de la pendiente de la ladera con los valores de (c) límite líquido y (d) de contracción. 348
- Figura B.2.9** Dique natural formado durante el evento en el abanico aluvial de San Julián, el cual permaneció estable durante los flujos torrenciales de diciembre 1999. 350
- Figura B.2.10** Bloque de roca transportado por el flujo torrencial. Cuenca San Julián. 351
- Figura B.2.11** Depósitos del flujo torrencial de Camurí Chico, mostrando un bloque de roca transportado sobre sedimentos gravo-arenosos. 351
- Figura B.2.12** Bloques de roca transportados sobre sedimentos granulares más finos en el cauce de quebrada Osorio. 352
- Figura B.2.13** Fotografías (a) a (d) Vista de edificios dañados estructuralmente por el impacto de bloques de roca en el Cono de deyección de San Julián. El flujo torrencial pasó por el tercer piso del edificio mostrado en la última fotografía (d). 352

- Figura B.2.14** Bloque de roca que permaneció en sitio, erosionándose el material que lo circundaba. Nótese aureola de meteorización color negruzco, en la parte superior del bloque que estaba expuesta. (río Naiguatá). 355
- Figura B.2.15** Evidencias de erosión en terrazas antiguas en la margen este del río San Julián. La altura de la terraza en este sitio, es de 8 metros. 355
- Figuras B.2.16** Registro de lluvias de diciembre 1999 en la estación Maiquetía, representadas en el gráfico de Aboshi. 360
- Figura B.2.17** (a) Presa abierta de concreto en la Cuenca Guanape (Punta de Mulatos). Fotografías comparativas tomadas en diciembre de 2000 al final de construcción, y (b), (c) y (d) luego de lluvias fuertes en diciembre 2001. 362
- Figura B.2.18** Presa abierta de gaviones revestidos con concreto. Presa Las Comadres, afluente de la quebrada Piedra Azul. 364
- Figura B.3.1** Localización de la zona afectada por la erupción catastrófica del Volcán Nevado del Ruiz en noviembre de 1985. 370
- Figura B.3.2** Geología regional de la zona involucrada en la erupción del Volcán Nevado del Ruiz en 1985. 371
- Figura B.3.3** Mapa pre-erupción de amenaza elaborado por el INGEOMINAS. (Atlas de Amenaza Volcánica en Colombia). Las zonas afectadas fueron acertadamente identificadas. 375
- Figura B.3.4** Zona cubierta por los lahares a causa de la erupción del Volcán Nevado del Ruiz. 376
- Figura B.3.5** Relación sugerida entre la resistencia al corte y la deformación de los depósitos que subyacen la capa de hielo. 380
- Figura B.3.6** En esta fotografía se puede observar el curso del lahar en la transición de la garganta al valle amplio del río Lagunillas. 381
- Figura B.3.7** Fotografía donde se observa el efecto devastador de los lahares que destruyeron la ciudad de Armero (13-11-85) y causaron una espantosa tragedia. 381
- Figura B.3.8** Distribución de la actividad volcánica y susceptibilidad por lahares en la Cordillera de los Andes. 382
- Figura B.4.1** Vista aérea oblicua del evento de 1970 en Huascarán, mostrando la fuente, el recorrido, la devastación del abanico de Yungay y Ranrahirca, y el comienzo del flujo/inundación de detritos distal siguiendo al río Santa hacia la izquierda. 387
- Figura B.4.2** Aerofotografía oblicua del pico norte del Huascarán antes del evento de 1962. Tanto los movimientos de masa de 1962 como el de 1970 se originaron como desprendimientos del flanco empinado occidental (A). El basamento rocoso consiste en granodiorita masivamente diaclasada. Nótese la cima de la capa glaciar (B). En ambos eventos la masa fragmentada viajó sobre la superficie inclinada del Glaciar 511 (C) y fue canalizada por el sistema de morrenas terminales de la pequeña Edad de Hielo (D). Asumimos que la pared occidental es el escarpe de la avalancha de rocas Precolombina, de la que sus materiales cubrieron las vertientes bajo el Huascarán y rellenaron el valle del río Santa. 388
- Figura B.4.3** Vista oblicua del recorrido de la caída de rocas y flujo de detritos en el río Shacsá de 1962. Nótese el origen en la cara occidental del pico norte del Huascarán y su extensión sobre el abanico de Ranrahirca. 390
- Figura B.4.4** Fotografía aérea del flujo de detritos de 1962 que se originó por la caída de hielo y roca del Huascarán. 391
- Figura B.4.5** Fotografía aérea de los depósitos del flujo de detritos de 1970 el cuál se inició como un desprendimiento de hielo y roca sobre la cara oeste del pico norte del Huascarán. 396
- Figura B.4.6** Vista aérea del flujo de detritos de 1970 en el río Santa mirando desde el norte hacia Caraz. 397
- Figura B.4.7** Perfil de velocidades del movimiento en masa de 1970 originado en el Huascarán y aguas abajo en el río Santa como un flujo/inundación de detritos. 398
- Figura B.4.8** Superficie de los detritos de 1970 enterrando la Plaza de Armas en la Antigua localización de Yungay. 400
- Figura B.4.9** Vista hacia el río Santa sobre los detritos depositados en 1970 en las vecindades de Yungay. 401

Antecedentes y Acuerdo de Implementación

Los Andes son jóvenes, tectónicamente hablando. Su relieve topográfico abrupto, actividad sísmica y extenso vulcanismo, combinado con una meteorización profunda, conllevan a una alta e inusual incidencia de amenazas por movimientos en masa. Los movimientos en masa son procesos importantes en los países andinos y literalmente significan una pesada carga para sus habitantes. De hecho, algunos de los peores desastres asociados a movimientos en masa en el mundo han ocurrido en la región Andina: los flujos de detritos de Vargas, Venezuela, ocurridos en 1999, con alrededor de 15.000 víctimas, El lahar de Armero, Colombia, ocurrido en 1992, con 23.000 víctimas y la avalancha de roca y hielo/flujo de detritos de 1970 en el Nevado Huascarán, Perú que se llevó 18.000 vidas (Ver Anexo B). Además de estos grandes eventos, cientos de pequeños movimientos en masa interrumpen las actividades normales en ciudades, pueblos y carreteras todos los años, provocando daños y muerte a sus habitantes y causando serias pérdidas económicas.

El propósito del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA:GCA, adelantado por el Servicio Geológico de Canadá y los institutos líderes de investigación geológica en la región Andina, fue contribuir a mejorar la calidad de vida de los habitantes de los Andes reduciendo el impacto negativo de amenazas naturales. Específicamente en el campo de la amenaza por movimientos en masa el Proyecto adoptó como objetivo agrupar a los especialistas de movimientos en masa de distintos países a efectos de revisar y promover los conocimientos y capacidades requeridas para reducir las pérdidas por estos procesos para beneficio de todos los ciudadanos. Cuando el proyecto comenzó, rápidamente fue evidente que una de las necesidades primarias era establecer una “lenguaje” común – al margen del español y del inglés – un lenguaje de especialistas, que posibilitará entender los procesos de movimientos en masa y seleccionar los métodos apropiados para su estudio y control.

Con el fin de cumplir esta tarea, el Consejo Ejecutivo del Proyecto estableció el Grupo de Estándares para Movimientos en Masa, GEMMA. Este libro es el resultado de varios años de trabajo del grupo que incluyeron reuniones, viajes de campo, miles de mensajes vía e-mail e intercambio de información en Geosemantica (<http://can.geosemantica.net>), horas de calurosas discusiones y numerosos bosquejos. Como

resultado final de este largo proceso, este libro representa el consenso alcanzado en un grupo internacional formado por personas altamente calificadas y con gran experiencia el tema, representantes de nuestras instituciones al grupo GEMMA, expertos locales e internacionales.

Se presentan aquí los acuerdos logrados en el campo de movimientos en masa, particularmente (1) clasificación de movimientos en masa, (2) procedimientos para la selección de metodologías para análisis de amenazas, (3) simbología cartográfica, (4) levantamiento de inventarios, (5) terminología relativa al tema. Este documento ha sido discutido y deliberado por las directivas de nuestras instituciones y se constituyen en una guía, estándar y referencia para la evaluación de amenaza por movimientos en masa en la región andina, el cual adoptamos como instituciones.

Esperamos que el libro inspire interés en un enfoque sistemático y más proactivo para la reducción de las amenazas por movimientos en masa en los Andes.

Pedro Alcántara

Secretario Ejecutivo
Servicio Geológico Minero
Argentino
SEGEMAR

Zoilo Moncada

Director Ejecutivo Nacional
Servicio Nacional de Geología y
Técnico de Minas de Bolivia
SERGEOTECMIN

Patricio Cartagena

Director Nacional
Servicio Nacional de Geología y
Minería de Chile
SERNAGEOMIN

Mario Ballesteros Mejía

Director General
Instituto Colombiano de Geología y
Minería
INGEOMINAS

Luis Pilatasig

Director
Dirección Nacional de Geología
DINAGE

Victor Lay

Presidente Consejo Ejecutivo
Instituto Geológico Minero y
Metalúrgico de Perú
INGEMMET

Avilio Antonio Lavarca

Presidente
Instituto Nacional de Geología y
Minería de Venezuela
INGEOMIN

Colaboradores, Editores y Agradecimientos

Esta publicación ha sido preparada por los integrantes del grupo GEMMA de los ocho países que hacen parte del PMA:GCA. En esta se presentan las recomendaciones y acuerdos logrados por los servicios geológicos de la región andina en los temas de clasificación de movimientos en masa, procedimientos para selección de metodologías para análisis de amenazas, simbología cartográfica, levantamiento de inventarios y terminología relativa al tema.

Agradecemos a todos aquellos invitados que con su participación en los tres talleres multinacionales realizados entre el 2003 y 2004 en Caracas, Venezuela; Huaraz, Perú y Bogotá, Colombia, colaboraron directamente en el desarrollo de ideas para esta publicación. Expresamos nuestro agradecimiento a todos aquellos que sin ser parte del grupo GEMMA enriquecieron esta publicación con los casos históricos que se compilan en los Anexos A y B. Igualmente reconocemos la gran labor de las directivas del PMA:GCA, y de cada uno de los servicios geológicos quienes tuvieron la visión de crear y apoyar el grupo de trabajo GEMMA, proporcionaron el espacio, los recursos y el respaldo necesarios para que este grupo internacional lograra sus objetivos, haciendo posible que esta publicación llegara a feliz término. Especialmente agradecemos a Catherine Hickson y Mark Stasiuk, quienes como gerente y coordinador científico del Proyecto PMA:GCA respectivamente, hicieron posible tanto la creación del grupo GEMMA en 2003 como sus reuniones en 2004.

Colaboradores

Los miembros del grupo GEMMA de los ocho países responsables de esta publicación, participaron activamente en los tres talleres multinacionales y compilaron el concepto de expertos locales y colegas en los respectivos servicios geológicos. Mónica M. Jaramillo y Jacobo Ojeda-Moncayo lideraron y participaron en el trabajo del grupo y en la producción del libro. Oldrich Hungr aportó asesoría experta desde el inicio del trabajo del Grupo hasta la publicación del presente libro. Cada uno de los integrantes de GEMMA aportó comentarios valiosos a cada capítulo, sin embargo, el Grupo estableció subgrupos de trabajo para el desarrollo de ciertos tópicos específicos como se describe brevemente a continuación.

El capítulo 1 sobre Clasificaciones contó con contribuciones significativas de Oldrich Hungr, Mónica M. Jaramillo, Maria Alejandra González y Lionel Fídel Smoll.

El capítulo 2 sobre Evaluación de Amenazas tuvo contribuciones significativa de Oldrich Hungr, Mónica M. Jaramillo, Gloria Ruiz y Valerie Baumann.

Se obtuvo aporte especial en el capítulo 3, sobre Inventarios, de Jacobo Ojeda-Moncayo, Reginald L. Hermanns, Lionel Fídel Smoll y Renate Wall; la base de datos que acompaña el capítulo de inventarios fue elaborada por Otto Krauth.

Fueron centrales en la elaboración del capítulo 4 sobre simbología cartográfica, Valerie Baumann, Alejandra Tejedo, José Henry Carvajal, Edgar Carrillo, Bilberto Zavala y Eduardo Zappettini.

El capítulo 5 sobre terminología relativa a movimientos en masa contó con aportes de muchas personas y con especial dedicación de Jacobo Ojeda-Moncayo, Renate Wall, Maria Alejandra González, Elías Ibadango.

Los anexos A y B compilan casos, la cuales son contribución individual de mas de 30 autores de los países andinos. A todo ellos expresamos nuestros agradecimientos por su contribución. La información consignada en estos ejemplos es responsabilidad de los autores y no del grupo GEMMA o del PMA:GCA.

Editores

La compilación de aportes provenientes de los 8 países, redacción y edición técnica del libro fue elaborada por Mónica M. Jaramillo, Jacobo Ojeda-Moncayo, Oldrich Hungr y Luis Fauqué.

Revisores

Agradecemos los comentarios al primer documento de trabajo presentado en Quito en febrero 2006, elaborados por los colegas del Servicio Geológico de Canadá, Reginald L. Hermanns y Lionel E. Jackson Jr. y por Oldrich Hungr, de la Universidad de British Columbia, así como los comentarios y sugerencias de Stephen G. Evans al capítulo de clasificaciones y a los ejemplos de los Andes. Particularmente la asesoría de Oldrich Hungr guió, desde su inicio, a los autores y editores para la estructuración del trabajo, la definición del contenido del libro y su presentación.

Los revisores externos al PMA:GCA, de la edición final fueron Daniel Salcedo, actualmente en Universidad Simón Bolívar, Venezuela y Pedro Basabe, actualmente en Estrategia Internacional para la Reducción de Desastres de la Organización de Naciones Unidas, Suiza. Sus comentarios aportaron para que esta publicación tenga la proyección que se buscaba.

Otro número de personas de los 7 países andinos nos enviaron sus valiosos comentarios y correcciones al primer borrador del libro.

Otros Colaboradores

Algunas instituciones locales nos acompañaron en la realización de los tres talleres multinacionales, aportando valiosas contribuciones, entre ellas mencionamos a Reinaldo García en ese momento en la Universidad Central de Venezuela; DEPAE-Departamento de Atención y Prevención de Emergencias de Bogotá, Colombia; la Sociedad Colombiana de Geotecnia; el Instituto Nacional de Cultura del Perú; el Instituto Nacional de Recursos Naturales del Perú. Así mismo técnicos de los servicios geológicos anfitriones de estos talleres (INGEOMIN, INGEOMINAS e INGEOMET) participaron en las discusiones.

El diseño gráfico de esta publicación fue elaborado por Fiona Raven Graphic Design; el diseño de la portada por Nancy Espinoza y Cecilia Morales; la edición fotográfica por Glenn & Joy Woodsworth y la diagramación por Richard Franklin, Otto Krauth y Loretta Wong.

La edición idiomática de los capítulos 1 a 5 estuvo a cargo de Manuel García, Mónica M. Jaramillo, Jacobo Ojeda-Moncayo y Daniela Welkner. Otro número de personas contribuyeron con el trabajo de traducciones o con valiosos comentarios.

Expresamos nuestro agradecimiento a los actuales representantes y demás personas que integraron el Consejo Ejecutivo del PMA:GCA en años anteriores.

Grupo GEMMA, Octubre 31 2007

Miembros del Consejo Ejecutivo del PMA:GCA

Roberto Page, Coordinador Técnico de Proyecto

SEGEMAR, Argentina

Jorge Mayoral, Presidente
Pedro Alcántara, Líder de Proyecto
José Mendía, Coordinador de Proyecto

SERGEOTECMIN, Bolivia

Zoilo Moncada, Director Ejecutivo Nacional
Eddy Baldellón, Líder de Proyecto
Andrés Casas, Coordinador de Proyecto

GSC, Canadá

Mike Ellerbeck, Gerente de Proyecto
Reginald L. Hermanns, Coordinador Científico
Catherine Hickson, Asesora Científica

SERNAGEOMIN, Chile

Patricio Cartagena, Director Nacional
Renate Wall, Líder de Proyecto
Jorge Muñoz, Coordinador de Proyecto

INGEOMINAS, Colombia

Mario Ballesteros Mejía, Director General
Marta Lucía Calvache, Líder de Proyecto
Gloria Lucía Ruiz, Coordinadora de Proyecto

DINAGE, Ecuador

Luis Pilatasig, Director Nacional de Geología
Elías Ibadango, Líder de Proyecto

INGEMMET, Perú

Jaime Chávez-Riva, Presidente Consejo Directivo
Victor Carlotto, Líder de Proyecto
Lionel Fidel, Coordinador de Proyecto

INGEOMIN, Venezuela

Avilio Antonio Lavarca, Presidente
Ninfa Montilla, Líder de Proyecto

Prefacio

Los movimientos en masa son parte de los procesos denudativos que modelan el relieve de la tierra. Su origen obedece a una gran diversidad de procesos geológicos, hidrometeorológicos, químicos y mecánicos que se dan en la corteza terrestre y en la interface entre esta, la hidrósfera y la atmósfera. Así, si por una parte el levantamiento tectónico forma montañas, por otra la meteorización, las lluvias, los sismos y otros eventos (incluyendo la acción del hombre) actúan sobre las laderas para desestabilizarlas y cambiar el relieve a una condición más plana. Esto implica que la posibilidad de ocurrencia de un movimiento en masa comienza desde el mismo momento en que se forma una ladera natural o se construye un talud artificial y que el análisis de tal posibilidad involucra distintas disciplinas de las ciencias de la tierra y del medio ambiente, así como de las ciencias naturales. Lo anterior ha conducido a una vasta producción literaria sobre el tema de las amenazas por movimientos en masa, además de la ya existente sobre estabilidad de taludes. Aunque la presente obra trata este mismo tema, lo hace desde lo que se podría llamar la visión andina, ya que su razón principal es la de contribuir al mejoramiento de la calidad de vida de los habitantes de los Andes y a la reducción de los desastres por estos eventos en los países andinos, misión del Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas, PMA:GCA, dentro del cual se adelantó el trabajo para la elaboración de esta guía.

El origen y desarrollo de los distintos capítulos que conforman el texto tuvieron algunas particularidades que vale la pena mencionar. Entre ellas está el hecho de que buena parte del contenido fue de alguna manera una creación de aquellos que en un primer momento integraron lo que se dio en llamar el Grupo de Estándares para Movimientos en Masa GEMMA. Este grupo estuvo integrado por profesionales de los ocho servicios geológicos del PMA:GCA, provenientes de distintas disciplinas y con variadas experiencias de trabajo. Esta diversidad de procedencias geográficas y profesionales, dieron lugar a plantear la necesidad de establecer unos estándares apropiados a la zona andina para la evaluación de la amenaza por movimientos en masa, partiendo del mismo vocabulario empleado para referirse a los distintos aspectos que comprenden tal evaluación. De allí el nombre que fue propuesto en reunión de enero

del año 2004, en la ciudad de Caracas, para el grupo de trabajo. Sin embargo, pronto se llegó a la conclusión de que con la excepción de algunos aspectos, establecer estándares generales para la evaluación de la amenaza por movimientos en masa era poco práctico y además se corría el peligro de caer en el error de proponer un conjunto de recetas aparentemente claras para un problema tan complejo y aun en desarrollo como lo es este tipo de evaluaciones. Por ello se acordó que esta publicación se propusiera no como un estándar sino más bien como un texto de referencia común para los países de la zona andina, complementando y adaptando en lo que se requiriera aquellos aspectos bien establecidos y aceptados por la comunidad de especialistas en cada campo de interés, pero documentando estos aspectos con casos de la Cordillera de Los Andes.

El libro consta de cinco capítulos y dos anexos. El primer capítulo trata sobre los distintos tipos de movimientos en masa y surgió como una consecuencia lógica de un grupo de trabajo que intenta unificar criterios alrededor, en este caso, de las clasificaciones. Como era de esperarse, se debió enfrentar la gran variedad de propuestas de clasificaciones e interpretaciones locales, por lo cual en el capítulo se describen y comentan varios tipos de movimientos en masa de acuerdo con diferentes autores. A manera de guía metodológica para la evaluación de la amenaza por movimientos en masa, el capítulo 2 propone un procedimiento para planificar los estudios, establecer el alcance y seleccionar el método de evaluación y zonificación de acuerdo con seis casos de análisis que se podrían presentar. El capítulo 3 corresponde a una propuesta del contenido de un inventario andino de movimientos en masa. Esta iniciativa surgió a partir del interés mutuo de todos los países participantes por conformar una base de datos común. El formulario que se explica y presenta en este capítulo se diseñó intentando involucrar de manera unificada todos los aspectos de interés común, no obstante que algunos de los servicios geológicos ya contaban con algún tipo de formulario de inventario. Se espera que a la postre este formulario sirva para la implementación de una base de datos digital georeferenciada, cuyo diseño se completo y se entrega con este libro. El capítulo 4 contiene la simbología adoptada por el PMA:GCA para la presentación de mapas de procesos de movimientos en masa. Finalmente, el capítulo 5 contiene un glosario de términos relativos a los movimientos en masa, pues no obstante compartir el mismo idioma español, varios términos cambian de un país a otro al momento de referirse a algún aspecto de los mismos. Con este glosario se espera contribuir a estandarizar los términos técnicos y mejorar la comunicación entre especialistas y no especialistas en el tema.

Los dos anexos que incluye el libro corresponden a casos históricos de movimientos en masa ocurridos en los países andinos, ilustrando la variedad de mecanismos y ambientes en que suceden, desde las zonas antárticas de la Patagonia, Argentina,

hasta las zonas intertropicales ecuatoriales de Ecuador, Colombia y Venezuela. El Anexo B tuvo por interés resaltar los grandes eventos catastróficos, dado que en los registros históricos mundiales de los tres últimos siglos, varios de los movimientos en masa ocurridos en la región andina se encuentran entre los que han cobrado el mayor número de víctimas a nivel mundial.

Jacobo Ojeda y Oldrich Hungr

1

Tipos de Movimientos en Masa – Clasificaciones

1.1 INTRODUCCIÓN

El término movimientos en masa incluye todos aquellos movimientos ladera abajo de una masa de roca, de detritos o de tierras por efectos de la gravedad (Cruden, 1991). Algunos movimientos en masa, como la reptación de suelos, son lentos, a veces imperceptibles y difusos, en tanto que otros, como algunos deslizamientos pueden desarrollar velocidades altas y pueden definirse con límites claros, determinados por superficies de rotura (Crozier, 1999a, en Glade y Crozier, 2005).

Es de gran utilidad para la comunicación de ideas en torno a los movimientos en masa, en cualquier lenguaje, la definición formal que describa los aspectos únicos que caracterizan a cada tipo de movimiento y que pueda emplearse para diferenciarlo de los otros. En esta sección se incluyen definiciones de esa clase. El objetivo es presentar los tipos de movimientos en masa de una manera simple, conservando los conceptos establecidos en las clasificaciones más usadas en el mundo de habla hispana y aportando algunas definiciones.

En la literatura científica se encuentran muchas clasificaciones de movimientos en masa; la mayoría de ellas se basan en el tipo de materiales, los mecanismos de movimiento, el grado de deformación del material y el grado de saturación.

Las clasificaciones de movimientos en masa de Varnes (1958, 1978) y Hutchinson (1968, 1988) son, hoy en día, los sistemas más ampliamente aceptados en el mundo de habla inglesa e hispana. Varnes (1958 y 1978) emplea como criterio principal en la clasificación, el tipo de movimiento y en segundo lugar, el tipo de material. Así, divide los movimientos en masa en cinco tipos: caídas, vuelcos, deslizamientos, propagaciones y flujos. Además, divide los materiales en dos clases: rocas y suelos, éstos últimos subdivididos en detritos y tierra. De esta manera, presenta definiciones para varias posibles combinaciones de tipo de movimiento y material.

Es común encontrar en la literatura terminología que no es consistente y defini-

ciones ambiguas para los distintos tipos de movimientos en masa. Como un ejemplo de la ambigüedad resultante de usar el tipo de movimiento como atributo de clasificación, Hungr et al., (2001) mencionan los *flujos de tierra* en la clasificación de Varnes los cuales son conocidos como *deslizamientos de lodo* en la clasificación de Hutchinson. Numerosas observaciones de campo han demostrado que tales movimientos en masa se mueven predominantemente por *deslizamiento* a lo largo de superficies de corte discretas, y no por flujo (Hutchinson, 1970; Brunsden, 1984).

Cruden y Varnes (1996) propusieron modificaciones a la clasificación de Varnes (1978) que introducen un marco taxonómico multidimensional. No obstante, ciertos términos básicos definidos en clasificaciones previas y sus equivalentes en otros idiomas se han arraigado en el vocabulario, tanto de especialistas, como del público y por lo tanto es difícil que aquellos desaparezcan (Hungr et al., 2001). Cruden y Varnes (1996) asignan términos específicos a cada fase de movimiento, sin embargo, dado que la mayoría de los movimientos en masa son más o menos complejos y presentan varias fases, sistemas como éste conducen a nombres largos y complicados. Un ejemplo del uso de la clasificación de Cruden y Varnes (1996) sería “*vuelco de rocas y deslizamiento de roca complejo*” empleado para designar a un movimiento denominado por otros autores, *vuelcos en bisagra* (chevron). Para efectos de comunicación es más apropiado asignar términos cortos y simples a cada evento. Hungr et al. (2001) presentan un ejemplo de este tipo de clasificación simple, aplicada a los movimientos en masa particularmente del tipo flujo.

Es importante tener en cuenta que en la práctica es difícil asignar un movimiento en masa a una clase en particular, debido a que la mayoría de los procesos son bastante complejos y presentan diferentes comportamientos a lo largo de su trayectoria, debido a las propiedades de los materiales involucrados, mencionadas antes. Además, hay factores externos que influyen en el tipo de movimiento, por ejemplo, mientras que una determinada ladera pudiera fallar como deslizamiento traslacional en condiciones de humedad moderada, el mismo deslizamiento se puede transformar en una avalancha o un flujo de detritos en condiciones de mayor humedad, aumentando la longitud de su recorrido (Crozier y Glade, 2005).

Considerando lo anterior, y el hecho de que los sistemas de clasificación más empleados, mencionados arriba, están conceptualmente relacionados, tratamos de promover su uso ya que esto facilita la “traducción” entre los diferentes sistemas y entre los términos prevalecientes en otros idiomas.

Los tipos de movimientos en masa descritos en este capítulo, se definen a su vez en el Glosario (capítulo 5) y se incorporan en el formato para elaboración de inventarios y la base de datos (capítulo 3) incluídos en esta publicación. En el capítulo 2, sobre evaluación de amenazas por movimientos en masa, se discuten características de los movimientos en masa como la intensidad y magnitud.

1.2 TIPOS DE MOVIMIENTOS EN MASA

En esta sección se presentan definiciones para las siguientes clases de movimientos en masa: *caídas*, *vuelcos*, *deslizamientos*, *flujos*, *propagaciones laterales*, *reptaciones*; se describe además cierto tipo de *deformaciones gravitacionales profundas* (Tabla 1.1). En los Anexos A y B se presentan ejemplos de diversos tipos de movimientos en masa en los Andes. Para cada tipo de movimiento en masa se describe el rango de velocidades, parámetro importante ya que ésta se relaciona con la intensidad de aquellos y la amenaza que pueden significar. Se menciona la relación del intervalo de velocidades típicas con la escala de velocidades propuesta por Cruden y Varnes (1996), la cual se presenta en la Tabla 1.2.

Tabla 1.1 Tipos de movimientos en masa descritos en este capítulo.

Tipo	Subtipo
Caídas	Caída de roca (detritos o suelo)
Volcamiento	Volcamiento de roca (bloque) Volcamiento flexural de roca o del macizo rocoso
Deslizamiento de roca o suelo	Deslizamiento traslacional, deslizamiento en cuña Deslizamiento rotacional
Propagación lateral	Propagación lateral lenta Propagación lateral por licuación (rápida)
Flujo	Flujo de detritos Crecida de detritos Flujo de lodo Flujo de tierra Flujo de turba Avalancha de detritos Avalancha de rocas Deslizamiento por flujo o deslizamiento por licuación (de arena, limo, detritos, roca fracturada)
Reptación	Reptación de suelos Soliflucción, geliflucción (en permafrost)
Deformaciones gravitacionales profundas	

Tabla 1.2 Escala de velocidades según Cruden y Varnes (1996).

Clases de velocidad	Descripción	Velocidad (mm/s)	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	5×10^3	5 m/s
6	Muy rápido	5×10^1	3 m/min
5	Rápido	5×10^{-1}	1,8 m/h
4	Moderada	5×10^{-3}	13 m/mes
3	Lenta	5×10^{-5}	1,6 m/año
2	Muy lenta	5×10^{-7}	16 mm/año
1	Extremadamente lenta		

1.2.1 Caída (Fall)

La caída es un tipo de movimiento en masa en el cual uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de una ladera, sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento cortante apreciable. Una vez desprendido, el material cae desplazándose principalmente por el aire pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento (Varnes, 1978). Dependiendo del material desprendido se habla de una caída de roca, o una caída de suelo. El movimiento es muy rápido a extremadamente rápido (Cruden y Varnes, 1996), es decir con velocidades mayores a 5×10^1 mm/s. El estudio de casos históricos ha mostrado que las velocidades alcanzadas por las caídas de rocas pueden exceder los 100 m/s.

Una característica importante de las caídas es que el movimiento no es masivo ni del tipo flujo. Existe interacción mecánica entre fragmentos individuales y su trayectoria, pero no entre los fragmentos en movimiento.

En Evans y Hungr (1993) se pueden consultar ejemplos de caída de roca fragmentada (Anexo A y Figuras 1.1 y 1.2). Los acantilados de roca son usualmente la fuente de caídas de roca, sin embargo también puede presentarse el desprendimiento de bloques de laderas en suelo de pendiente alta.



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 1.1 Caída de rocas (a) Comunidad Chullpa Khasa, Provincia de Ayopaya, Departamento de Cochabamba, Bolivia (Fotografía G. Quenta) (b) Margen izquierda del río Huaura, provincia de Oyon, Lima, Perú (Fotografía L. Fidel) (c) Costa Patagónica, Comodoro Rivadavia, Argentina (d) Carretera Pativilca – Huaraz, Lima, Perú (Fotografía L. Fidel).

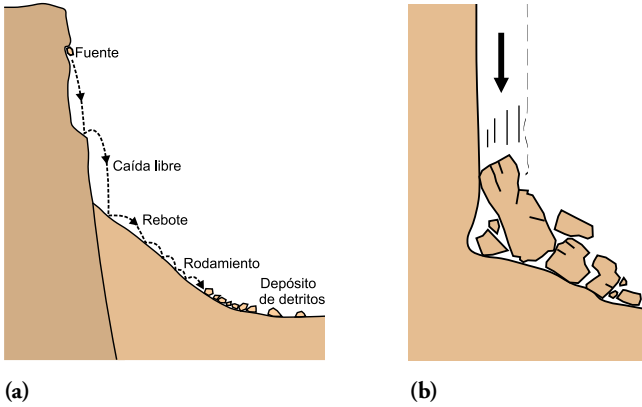


Figura 1.2 (a) Esquema de la caída de rocas (b) Corominas y Yagué (1997) denominan a este movimiento “colapso”.

1.2.2 Volcamiento (Toppling)

Se denomina así a un tipo de movimiento en masa en el cual hay una rotación generalmente hacia adelante de uno o varios bloques de roca o suelo, alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior. Este movimiento ocurre por acción de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en grietas (Varnes, 1978). El volcamiento puede ser en bloque, flexional (o flexural) y flexional del macizo rocoso como se describe a continuación.

Goodman y Bray (1976) diferencian el vuelco de bloques del vuelco flexural. El primero involucra roca relativamente competente, donde el fallamiento ocurre por pérdida de estabilidad y rotación de uno o varios bloques a partir de un punto en su base, semejante al vuelco de libros en un estante (Figura 1.3). El volcamiento de bloques es controlado por una orientación específica de discontinuidades y generalmente está asociado a velocidades altas. El vuelco flexural, en cambio, involucra roca más frágil y densamente diaclasada; el fallamiento ocurre por el doblamiento de columnas de rocas delgadas. Los movimientos en este caso pueden ser lentos y graduales (Figura 1.4).

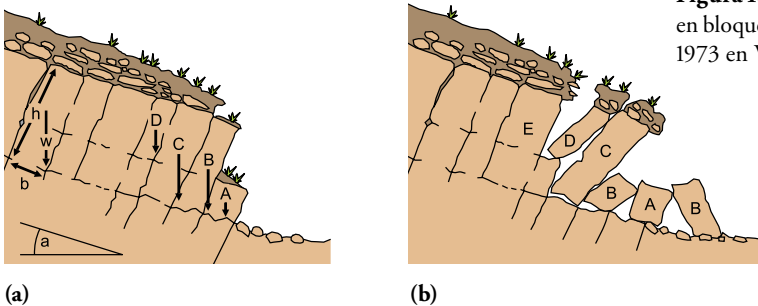


Figura 1.3 Esquema del vuelco en bloque (De Freitas y Waters, 1973 en Varnes, 1976).



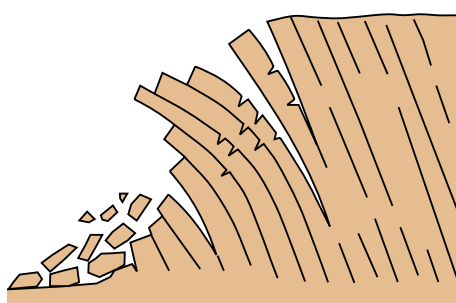
(a)



(a)



(b)



(c)

Figura 1.4 Vuelco de rocas (a) Vista general y detalle de volcamiento flexural en esquistos cuarzo micáceos. Urbanización Macaracuay, Caracas, Venezuela (Fotografía D. Salcedo) (b) Vuelco flexural carretera Bogotá – Villavicencio, Colombia (Fotografía M. García) (c) Esquema de vuelco por flexión según Corominas y Yagué (1997).

El vuelco flexural del macizo rocoso es un movimiento de una ladera a gran escala el cual involucra deformación flexural gradual de estratos densamente diaclasados, con buzamientos altos, usualmente en rocas metamórficas como esquistos o filitas (Nichol et al., 2002). Los vuelcos flexurales del macizo rocoso son con frecuencia dúctiles, el movimiento es evidente y se auto estabiliza, sin embargo, pueden conducir al desarrollo de un movimiento rotacional al formarse un plano de ruptura a lo largo de la superficie de bisagra del vuelco. Este último tipo es denominado por Corominas (1989), cabeceo (Figuras 1.5, 1.6 y 1.7).

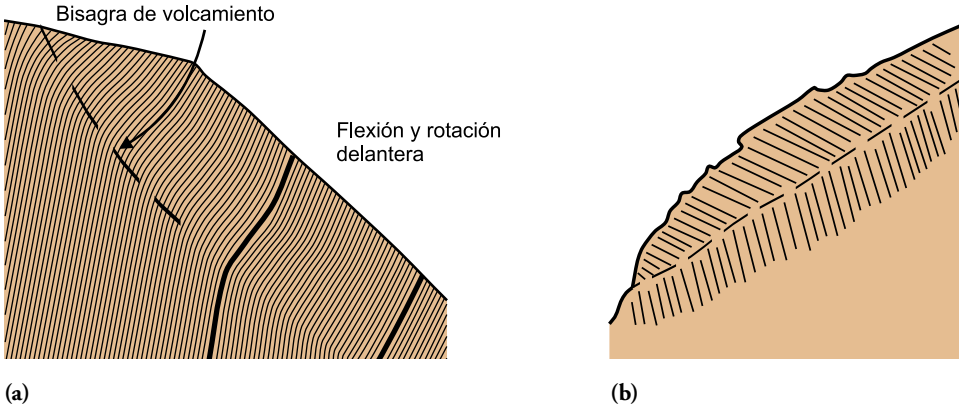


Figura 1.5 (a) Esquema de vuelco del macizo rocoso según Nichol et al. (2002) y (b) Esquema del movimiento denominado cabeceo por Corominas (1989).



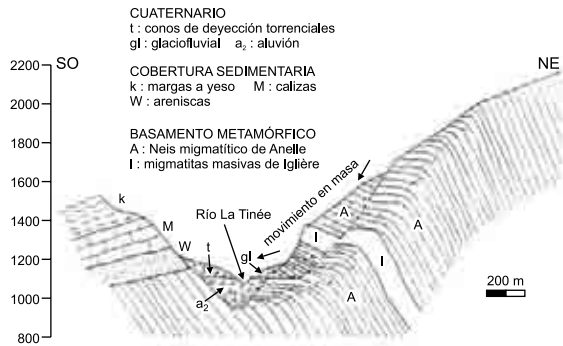
(a)



(b)

Figura 1.6 Volcamiento flexural que se convirtió en un deslizamiento de roca, La Clapière, Francia (a) 1982 y (b) 1987 (Fotografías O. Hungr).

Figura 1.7 Esquema del volcamiento flexural en La Clapière, Francia, ilustrado en la Figura 1.6 (Follacci, J.P, 1987).



1.2.3 Deslizamiento (Slide)

Es un movimiento ladera abajo de una masa de suelo o roca cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla, o de una delgada zona en donde ocurre una gran deformación cortante.

En el sistema de Varnes (1978), se clasifican los deslizamientos, según la forma de la superficie de falla por la cual se desplaza el material, en traslacionales y rotacionales. Los deslizamientos traslacionales a su vez pueden ser planares o en cuña. Sin embargo, las superficies de rotura de movimientos en masa son generalmente más complejas que las de los dos tipos anteriores, pues pueden consistir de varios segmentos planares y curvos, caso en el cual se hablará de *deslizamientos compuestos* (Hutchinson, 1988) (Ver el capítulo 5).

Deslizamiento traslacional (Translational slide)

Es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla plana u ondulada. En general, estos movimientos suelen ser más superficiales que los rotacionales y el desplazamiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto entre la roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella (Cruden y Varnes, 1996). En un macizo rocoso, este mecanismo de falla ocurre cuando una discontinuidad geológica tiene una dirección aproximadamente paralela a la de la cara del talud y buza hacia ésta con un ángulo mayor que el ángulo de fricción (Hoek y Bray, 1981).

En los casos en que la traslación se realiza a través de un sólo plano se denomina deslizamiento planar (Hoek y Bray, 1981) (Figuras 1.8, 1.9 y 1.10). El *deslizamiento en cuña* (wedge slide), es un tipo de movimiento en el cual el cuerpo del deslizamiento está delimitado por dos planos de discontinuidad que se intersectan entre si e intersectan la cara de la ladera o talud, por lo que el cuerpo se desplaza bien siguiendo la dirección de la línea de intersección de ambos planos, o el buzamiento de uno de ellos (Figuras 1.11, 1.12 y 1.13).

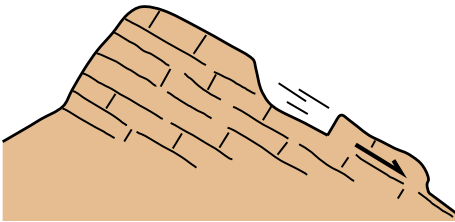
La velocidad de los movimientos traslacionales puede variar desde rápida a extremadamente rápida.



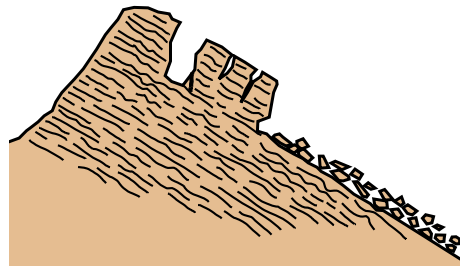
Figura 1.8 Deslizamiento planar según los planos de estratificación de capas de areniscas y lutitas, Estado Falcón, Venezuela (Fotografía D. Salcedo).



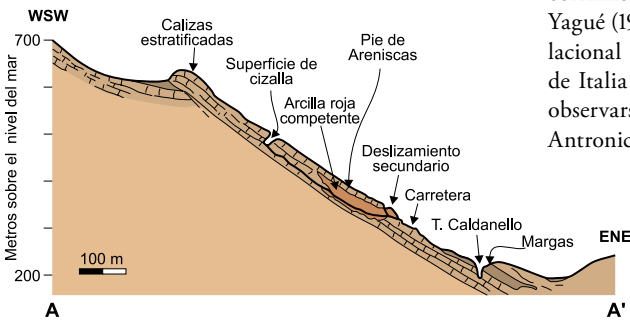
Figura 1.9 Quebrada la Troya, Argentina (Fotografía SEGEMAR).



(a)



(b)



(c)

Figura 1.10 (a) y (b) Esquema de un deslizamiento traslacional, llamado resbalamiento y corrimiento según Corominas Dulcet y García Yagué (1997) (c) Esquema de deslizamiento traslacional de roca en Cerchiaria di Calabria, sur de Italia (la disgregación del material no puede observarse debido a la escala de la figura). Según Antronico et al., 1993 en Dikau et al., (1996).

Figura 1.11 Detalle de la configuración de dos diaclasas que condicionan un deslizamiento en cuña (Fotografía D. Salcedo).





(a)



(b)

Figura 1.12 Deslizamiento en cuña (a) Cerro Partido, Lima, Perú (b) Carretera Loja-Zamora, sector San Francisco, Loja, Ecuador.

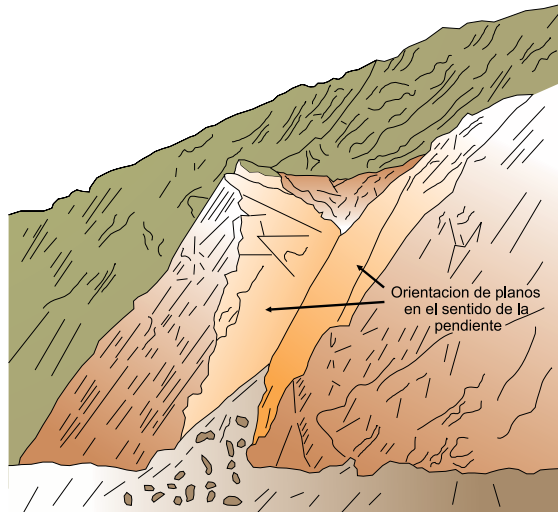


Figura 1.13 Esquema de un deslizamiento en cuña.

Deslizamiento rotacional (Rotational slide, Slump)

Es un tipo de deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla curva y cóncava. Los movimientos en masa rotacionales muestran una morfología distintiva caracterizada por un escarpe principal pronunciado y una contrapendiente de la superficie de la cabeza del deslizamiento hacia el escarpe principal. La deformación interna de la masa desplazada es usualmente muy poca. Debido a que el mecanismo rotacional es auto-estabilizante, y éste ocurre en rocas poco competentes, la tasa de movimiento es con frecuencia baja, excepto en presencia de materiales altamente frágiles como las arcillas sensitivas (Figuras 1.14 a 1.18).

Los deslizamientos rotacionales pueden ocurrir lenta a rápidamente, con velocidades menores a 1 m/s.



Figura 1.14 Deslizamiento rotacional ocurrido en la Provincia de Chimborazo, Paccha, Ecuador, 2004 (Fotografía Kashypa Yada).



(a)

Figura 1.15 (a) Deslizamiento rotacional, Caracas, Venezuela (Fotografía D. Salcedo) (b) Deslizamiento rotacional de Yauriquilla, margen izquierda del río del mismo nombre; en rocas intrusivas muy alteradas, Carretera Curasco – Progreso, Apurímac, Perú (Fotografía B. Zavala).



(b)



Figura 1.16 Deslizamiento rotacional, Cerro Mizhquiyacu, Ecuador, 1993.



Figura 1.17 (a) Fotografía del deslizamiento rotacional de Inti Huasi, Argentina (Tomado de Sales et al., 2002).

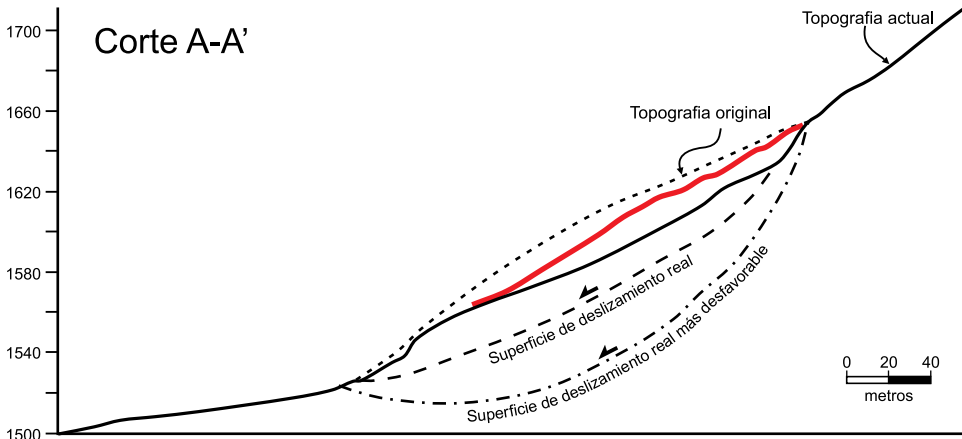
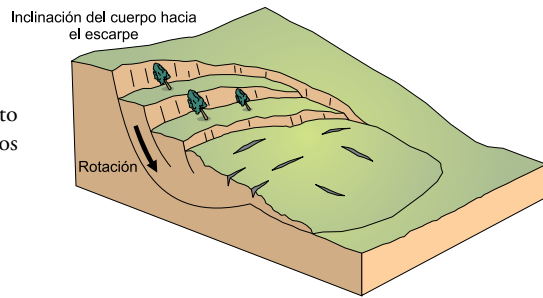


Figura 1.17 (b) Perfil del deslizamiento mostrado en la Figura 1.17(a) (Tomado de Sales et al., 2002).

Figura 1.18 Esquema de un deslizamiento rotacional mostrando los rasgos morfológicos característicos.



Como se mencionó antes, algunos deslizamientos tienen superficies de falla que no son ni rotacionales ni planares. Este tipo de deslizamiento es denominado por Hutchinson (1988) *deslizamiento compuesto*. La superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de planos de plegamiento, o por la intersección de varias discontinuidades planares o por la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca. El movimiento a lo largo de superficies de deslizamiento compuestas no es cinemáticamente posible sin que ocurra cizalla interna significativa en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988) (Figura 1.19).

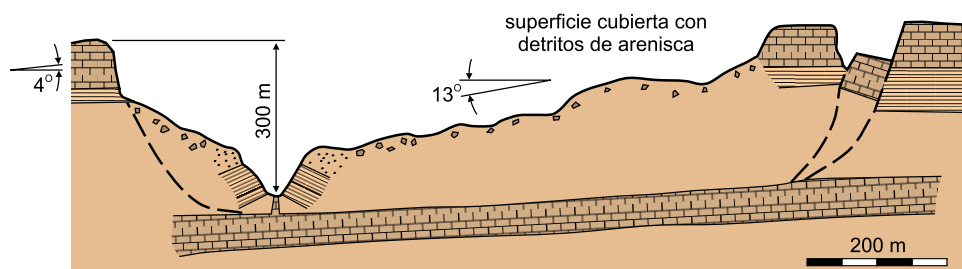
Los deslizamientos compuestos usualmente presentan un control estructural resultando en superficies de ruptura irregulares de complejidad variable. El tipo más común de deslizamiento compuesto incluye movimiento rotacional a lo largo de un escarpe principal seguido de un desplazamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal, usualmente paralela a la estratificación en rocas sedimentarias. Usualmente los deslizamientos compuestos se caracterizan por pequeños escarpes y la formación de estructuras de “graben” o fosa, lo cual los diferencia morfológicamente de los deslizamientos rotacionales (Figura 1.19).

En consecuencia, las propiedades mecánicas del cuerpo del deslizamiento juegan un papel importante en los deslizamientos compuestos, en contraste con los deslizamientos rotacionales o traslacionales, que no requieren deformación interna y en los cuales la resistencia al deslizamiento radica en las propiedades de la superficie de ruptura.

Se pueden dar muchas otras formas de movimientos en masa compuestos. Los deslizamientos que se presentan en laderas de alta pendiente en rocas competentes



(a)



(b)

Figura 1.19 (a) Deslizamiento compuesto, zona urbana de Caracas, Venezuela (Fotografía Daniel Salcedo) (b) Deslizamiento compuesto en rocas sedimentarias Cretáceas Valle Scatter, BC, Canadá (Hungre et al., 1984).

son usualmente compuestos, debido a que la superficie de ruptura debe desarrollarse siguiendo una serie de discontinuidades de orientaciones muy variadas. Dado que requieren desarrollar deformación interna para que ocurra el deslizamiento, se desintegran con rapidez tan pronto como se inicia el movimiento. Hungr y Evans (2004) proponen el término “colapso de roca” para este tipo de deslizamiento, evitándose la necesidad de especificar el mecanismo de ruptura. (Este corresponde al término francés “écroulement de roche”, o al alemán “Bergsturz”). Estos deslizamientos de roca ocurren a lo largo de una superficie irregular compuesta por numerosas discontinuidades orientadas al azar y separadas por segmentos de roca intacta (“puentes de roca”). Ocurren súbitamente y con velocidades altas, por lo cual están entre los deslizamientos más amenazantes y difíciles de analizar y predecir. Este tipo de movimiento usualmente se transforma en caída de roca, si son de magnitud pequeña, o en avalanchas de roca cuando son de gran magnitud.

1.2.4 Propagación Lateral (Lateral Spread)

La propagación o expansión lateral es un tipo de movimiento en masa cuyo desplazamiento ocurre predominantemente por deformación interna (expansión) del material. La mayoría de los *deslizamientos* y los *flujos* involucran algún grado de expansión. Las propagaciones laterales pueden considerarse como la etapa final en una serie de movimientos donde la deformación interna predomina decididamente sobre otros mecanismos de desplazamiento como los que imperan en el *deslizamiento* o el *flujo*.

Varnes (1978) distingue dos tipos de propagación, uno en que el movimiento afecta a todo el material sin distinguirse la zona basal de cizalla, típico de masas rocosas, y otro que ocurre en suelos cohesivos que sobreyacen a materiales que han sufrido licuefacción o a materiales en flujo plástico.

Las propagaciones laterales pueden desarrollarse y evidenciar deformación plástica de materiales frágiles bajo el peso de una unidad competente (Figuras 1.20 y 1.21). Algunos autores señalan que hay una relación continua entre deslizamientos y expansiones laterales, dependiendo de la importancia de la deformación interna. De esta



Figura 1.20 Propagación lateral, Comodoro Rivadavia, Argentina (Fotografía IGRM-SEGEMAR).

forma, muchos casos de propagación lateral podrían incluirse dentro de la categoría de *deslizamientos compuestos*, como lo propone Hutchinson (1988).

Debe hacerse una distinción importante entre las propagaciones laterales lentas como las que ocurren en estratos rocosos gruesos que sobreyacen a materiales blandos, y las que involucran licuación de materiales sensibles tales como arenas saturadas de densidad relativa baja a media o limos y arcillas sensitivas. En las primeras el estrato competente superior puede fracturarse y separarse en bloques o losas; el material blando inferior fluye hacia las grietas entre los bloques (Figuras 1.21 a y b) y así el movimiento de éstos es extremadamente lento. Las segundas, usualmente inducidas por terremotos, son extremadamente rápidas y peligrosas (Figura 1.21c). Algunos autores prefieren incluir este último tipo de movimiento en masa bajo la categoría de deslizamientos por flujo, los cuales se describen más adelante (Hungry et al., 2001) o en los flujos.

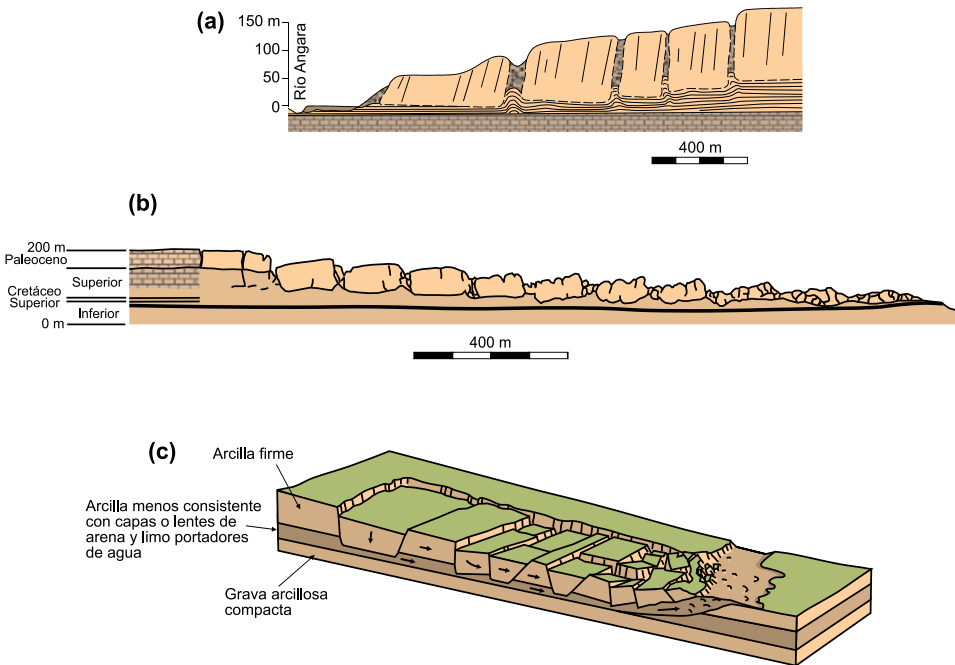


Figura 1.21 Esquema de expansiones laterales, según Varnes (1978).

1.2.5 Flujo (Flow)

Es un tipo de movimiento en masa que durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido; puede ser rápido o lento, saturado o seco. En muchos casos se originan a partir de otro tipo de movimiento, ya sea un deslizamiento o una caída (Varnes, 1978).

Hungry et al. (2001), clasifican los flujos de acuerdo con el tipo y propiedades del

material involucrado, la humedad, la velocidad, el confinamiento lateral y otras características que los hacen distinguibles; así mismo, aportan definiciones que enfatizan aspectos de uso práctico útiles para el estudio de amenazas.

Es importante hacer la distinción entre los diferentes tipos de flujos cuando se analiza la amenaza a que está sometida un área ya que, como se describe mas adelante, el potencial destructivo es característico de cada tipo. Por ejemplo, es importante establecer la diferencia entre *flujo de detritos* y *avalancha de detritos*. En el caso del flujo de detritos (movimiento en masa canalizado) el estudio de amenaza se deberá concentrar en una trayectoria pre-establecida o canal y en el área de depositación o abanico, áreas potencialmente afectadas. En cambio, una avalancha de detritos puede desplazarse sobre áreas abiertas en laderas de alta pendiente. Por supuesto las avalanchas de detritos con frecuencia encuentran un canal pre-existente y se convierten en flujos de detritos.

Otra distinción importante de uso práctico para el estudio de amenazas es aquella entre *flujos de detritos* y *crecidas de detritos* (inundaciones o avenidas de detritos). Las crecidas (debris flood) presentan un potencial destructivo relativamente bajo con respecto a los flujos de detritos (debris flow) (Hungr, 2005).

La descripción de los siguientes tipos de flujo se basa principalmente en los autores ya mencionados, Varnes (1978), Hungr et al. (2001), Hungr (2005).

Flujo secos

El término *flujo* trae naturalmente a la mente la idea de contenido de agua, y de hecho para la mayoría de los movimientos de este tipo se requiere cierto contenido de agua. Sin embargo, ocurren con alguna frecuencia pequeños flujos secos de material granular y se ha registrado un número considerable de flujos grandes y catastróficos en materiales secos (Varnes, 1978).

El flujo seco de arena es un proceso fundamental en la migración de dunas de arena (Figura 5.21). Los flujos secos de talud son importantes en la formación de conos de talud (Evans y Hungr, 1993) (Figura 1.22). Los de limo a veces son desencadenados por el fallamiento de escarpes empinados o barrancos de material limoso (Hungr et al., 2001).



Figura 1.22 Cono de detritos, quebrada Quiscas, Lima, Perú (Fotografía S. Núñez).

Flujo de detritos (Debris flows)

Es un flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos (Índice de plasticidad menor al 5%), que transcurre principalmente confinado a lo largo de un canal o cauce con pendiente pronunciada. Se inician como uno o varios deslizamientos superficiales de detritos en las cabeceras o por inestabilidad de segmentos del cauce en canales de pendientes fuertes. Los flujos de detritos incorporan gran cantidad de material saturado en su trayectoria al descender en el canal y finalmente los depositan en abanicos de detritos (Figuras 1.23 a 1.25). Sus depósitos tienen rasgos característicos como albardones o diques longitudinales, canales en forma de u, trenes de bloques rocosos y grandes bloques individuales. Los flujos de detritos desarrollan pulsos usualmente con acumulación de bloques en el frente de onda (Figura 1.26 a). Como resultado del desarrollo de pulsos, los caudales pico de los flujos de detritos pueden exceder en varios niveles de magnitud a los caudales pico de inundaciones grandes. Esta característica hace que los flujos de detritos tengan un alto potencial destructivo (Figuras 1.27 a 1.29).

La mayoría de los flujos de detritos alcanzan velocidades en el rango de movimiento extremadamente rápido descrito en la Tabla 1.2, y por naturaleza son capaces de producir la muerte de personas (Hungt, 2005). Las velocidades de los flujos se determinan generalmente en el campo por observación de las superelevaciones del flujo en las curvas del canal las cuales se reflejan en marcas de lodos o de vegetación afectada (Costa, 1984 en Hungt, 2005). Asimismo, dichas velocidades se pueden determinar con base en la diferencia en elevación de diques o albardones longitudinales formados al desbordarse el flujo en las márgenes de curvas del canal (Figura 1.26 b).

Hay un tipo de flujo de detritos de gran magnitud que ocurre en los volcanes, ya sea durante las erupciones o en el periodo entre éstas; por lo general movilizan depósitos de material volcánico no consolidado. Estos son denominados usualmente como *lahares*.

Muchos de los desastres más devastadores en el mundo, en términos de pérdidas económicas, han sido atribuidos a



Figura 1.23 Flujos de detritos, Cuenca del río Checras, Lima, Perú (Fotografía L. Fídel).



(a)



(b)

Figura 1.24 Flujos de detritos (a) Tambo de Viso, Departamento de Lima, Perú, enero 16 de 1998 y (b) Quebrada Tapaya, río Andahua, Laguna de Chachas, Arequipa, Perú (Fotografía B. Zavala).

flujos de detritos. Entre otros, se pueden mencionar los casos de Vargas en Venezuela (1999), Taiwán (1996) y el lahar detonado por el derretimiento de nieve del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia (1985). Además, una fracción significativa de muertes durante desastres regionales, causados por tormentas o terremotos, se debe a la ocurrencia de flujos y avalanchas de detritos en zonas de topografía abrupta (Jakob y Hungr, 2005).

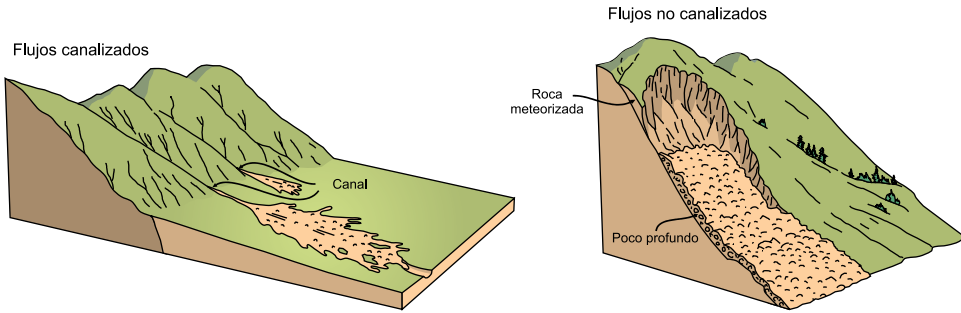
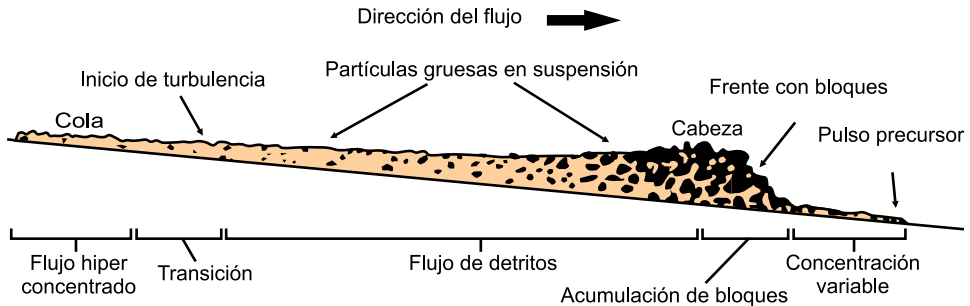


Figura 1.25 Esquema de flujos canalizados y no canalizados, según Cruden y Varnes (1996).

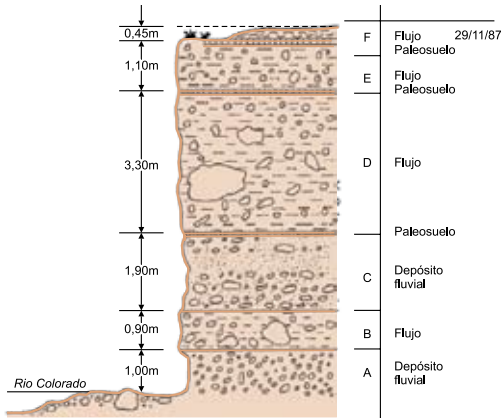


(a)



(b)

Figura 1.26 (a) Corte esquemático típico de un flujo de detritos. Frente con bloques de un pulso del flujo de detritos (diagrama de Pierson, 1986) (b) Super-elevaciones medidas en el campo para determinación de la velocidad del flujo de detritos (Hungr, 2005).



(a)

(b)

Figura 1.27 (a) Secuencia que muestra depósitos de antiguos flujos de detritos en el río Colorado, Chile (b) bloque de roca arrastrado 14 km por un flujo de detritos durante el evento de Parraguirre-Colorado, ocurrido el 29 de noviembre de 1987. El peso estimado es de 3.000 toneladas. El volumen de material involucrado en este evento se estimó en 20 millones de m³ (Hauser, 2002).

Figura 1.28 Flujos de detritos depositados en el abanico de Caraballeda, Estado Vargas, Venezuela durante el evento catastrófico de diciembre 15 /16 de 1999 (Fotografía L. Smith, US ACE).



Figura 1.29 Flujos de detritos y flujos de lodo catastróficos ocurridos durante una erupción del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia, 1985. Se estima que este evento dejó más de 23.000 muertes y destrucción física estimada en más de 218 millones de dólares (1985 US dólares) (Fotografía INGEOMINAS).



Crecida de detritos (Debris floods)

Flujo muy rápido de una crecida de agua que transporta una gran carga de detritos a lo largo de un canal, usualmente también llamados flujos hiperconcentrados (Hungry et al., 2001). Es difícil distinguir entre un flujo de detritos y una crecida de detritos con base en la concentración de sedimentos, por lo que deben diferenciarse según el caudal pico observado o potencial. Las crecidas de detritos se caracterizan por caudales pico 2 ó 3 veces mayores que el de una crecida de agua o inundación. De esta manera, la capacidad de daño de una crecida de detritos es similar a la de una inundación y los objetos impactados quedan enterrados o rodeados por los detritos, con frecuencia sin sufrir daño (Figura 1.30). Sin embargo, pueden ocurrir eventos excepcionales por descargas de agua inusualmente altas, tales como las producidas por el rompimiento de presas naturales o artificiales (outbursts), la liberación súbita de agua de lagos glaciales (GLOFs) o subglaciales (jökulhlaups) (Hungry, 2005). Estos son denominados *aluviones*, en Perú, Chile y Argentina.

Los depósitos de crecidas de detritos están compuestos comúnmente por mezclas de arena gruesa y grava pobremente estratificada. Se diferencian de los depósitos de flujos de detritos en que las gravas que los forman presentan una textura uniformemente gradada sin matriz en todo el depósito, e imbricación de clastos y bloques (Pierson, 2005).



Figura 1.30 Crecida de detritos en el valle del río Aconcagua, sector Puntilla del Viento, Chile, 1980 (Hauser, 2002).

Flujo de lodo (Mud flow)

Flujo canalizado muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados plásticos, cuyo contenido de agua es significativamente mayor al del material fuente (Índice de Plasticidad mayor al 5%). El carácter de este tipo de movimiento es similar al del flujo de detritos, pero la fracción arcillosa modifica la reología del material. También se distingue de los deslizamientos por flujo de arcilla (capítulo 5, Glosario), en que el flujo de lodo incorpora agua superficial durante el movimiento, mientras que el deslizamiento por flujo ocurre por licuación in situ, sin un incremento significativo del contenido de agua (Hungry et al., 2001). En algunos países de Sudamérica se denomina flujo o torrente de barro (Figuras 1.31 y 1.32).



(a)



(b)

Figura 1.31 Flujos de lodo (a) Carretera a Mendoza, Guardia Vieja, Chile, 1987 (Fotografía A. Hauser) (b) Allpacoma, Bolivia, 2004.

Figura 1.32 Flujo de lodo, Cerro Yantajirca, Yanahuanca, Pasco, Perú (Fotografía L. Fidel).



Flujo de tierra (Earth flow)

Es un movimiento intermitente, rápido o lento, de suelo arcilloso plástico (Hungry et al., 2001). Los flujos de tierra desarrollan velocidades moderadas, con frecuencia de centímetros por año, sin embargo, pueden alcanzar valores hasta de metros por minuto (Hutchinson, 1998). El volumen de los flujos de tierra puede llegar hasta cientos de millones de metros cúbicos (Figura 1.33).

Las velocidades medidas en flujos de tierra generalmente están en el intervalo de 10^{-5} a 10^{-8} mm/s, y por tanto son generalmente lentos o extremadamente lentos.



(a)

Figura 1.33 Flujos de tierra (a) Sector Chalhuhhuacho, Apurímac, Perú (Fotografía B. Zavala) (b) Flujos de detritos y flujos de tierra generados durante el sismo $M = 6,4$ de Páez en junio 6 de 1994, Páez, Huila, Colombia. El sismo desencadenó múltiples deslizamientos traslacionales planares que se transformaron en flujos de detritos y flujos de tierra causantes de las mayores pérdidas asociadas a este sismo (Schuster et al., 2002) (c) Flujo de tierra, Ecuador (Fotografía DINAGE).



(b)



(c)

Deslizamiento por flujo (deslizamiento por licuación) (Flow slide)

El término *flow slide* fue introducido por Casagrande (1936), para designar deslizamientos que en fases posteriores a su iniciación se comportan como un flujo, como resultado de licuación (Varnes, 1978). Hungr et al. (2001) lo definen como flujo muy rápido o extremadamente rápido de una masa de suelo con estructura granular ordenada o desordenada. Ocurre en taludes de pendiente moderada e involucra un exceso de presión de poros o licuación del material en la zona donde se origina el movimiento en masa (Figura 1.34). De acuerdo con el tipo de material, puede denominarse más específicamente como: deslizamiento por flujo de arena, deslizamiento por flujo de limo, deslizamiento por flujo de detritos o deslizamiento por flujo de roca débil (Hungr et al., 2001). Debe enfatizarse que este término implica la licuación del material que hace parte del movimiento en masa, aunque en general la licuación ocurre sólo después de un desplazamiento importante.

Los deslizamientos por flujo ocurren en cierto tipo de materiales como arenas o limos saturados no compactados o arcillas “extra-sensitivas” (quick clays). Varnes (1978) denomina a este tipo de movimiento en masa como “flujos de tierra rápidos”, sin embargo este nombre puede ser confundido con los “flujos de tierra” lentos como se definió antes. La definición de Varnes de velocidad *rápida* corresponde a un rango muy lento de velocidad para este tipo de movimientos (Tabla 1.2).

El término “deslizamiento por flujo” no tiene ninguna connotación morfológica o cinemática, es simplemente un término propuesto por los primeros investigadores del proceso de licuación, como Casagrande (1936). Este es un término muy importante desde el punto de vista práctico, ya que los deslizamientos por flujo, por sus características de ocurrencia súbita, altas velocidades y grandes distancias de viaje, representan



Figura 1.34 Deslizamiento por flujo en tilita glacial, desencadenado por alta presión de poros en enero de 2005. Cypress Road, West Vancouver, Canadá (Fotografía O. Hungr).

uno de los fenómenos más peligrosos. Por fortuna, su ocurrencia está limitada a ciertos materiales geológicos que son susceptibles de licuación durante su fallamiento. También son características de este tipo de materiales la tendencia a reducir su volumen, y la pérdida de la resistencia durante la falla (Figura 1.34).

El movimiento de algunos deslizamientos por flujo está dominado por deformación interna del material y aquellos podrían denominarse mejor propagaciones laterales extremadamente rápidas.

Avalancha de detritos (debris avalanches)

Flujo no canalizado de detritos saturados o parcialmente saturados, poco profundos, muy rápidos a extremadamente rápidos. Estos movimientos comienzan como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que al desplazarse sufre una considerable distorsión interna y toma la condición de flujo. Relacionado con la ausencia de canalización de estos movimientos, está el hecho de que presentan un menor grado de saturación que los flujos de detritos, y que no tienen un ordenamiento de la granulometría del material en sentido longitudinal, ni tampoco un frente de material grueso en la zona distal (Hungur et al., 2001).

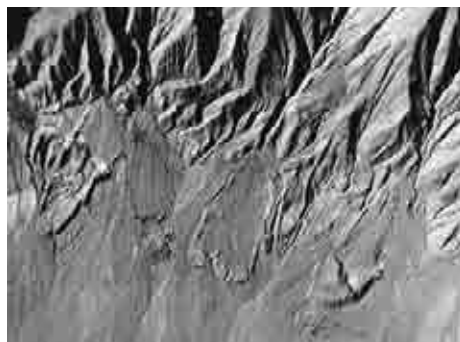
Las avalanchas, a diferencia de los deslizamientos, presentan un desarrollo más rápido de la rotura. Según el contenido de agua o por efecto de la pendiente, la totalidad de la masa puede licuarse, al menos en parte, fluir y depositarse mucho más allá del pie de la ladera (Varnes, 1978). Las avalanchas de detritos son morfológicamente similares a las avalanchas de rocas (Figura 1.35).

Figura 1.35 Avalanchas de detritos durante el evento catastrófico de Vargas, Galipán, Estado Vargas, Venezuela, 1999 (Fotografía Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar).



Avalancha de rocas (rock avalanches)

Las avalanchas de rocas son flujos de gran longitud extremadamente rápidos, de roca fracturada, que resultan de deslizamientos de roca de magnitud considerable (Hungry et al., 2001). Pueden ser extremadamente móviles y su movilidad parece que crece con el volumen. Sus depósitos están usualmente cubiertos por bloques grandes, aún cuando se puede encontrar bajo la superficie del depósito material fino derivado parcialmente de roca fragmentada e incorporada en la trayectoria. Algunos depósitos de avalanchas pueden alcanzar volúmenes del orden de kilómetros cúbicos y pueden desplazarse a grandes distancias; con frecuencia son confundidos con depósitos morrénicos. Las avalanchas de rocas pueden ser muy peligrosas, pero afortunadamente no son muy frecuentes incluso en zonas de alta montaña. Algunas avalanchas de roca represan ríos y pueden crear una amenaza secundaria asociada al rompimiento o colmatación de la presa (Figura 1.36). Las velocidades pico alcanzadas por las avalanchas de rocas son del orden de 100 m/s, y las velocidades medias pueden estar en el rango de 30–40 m/s.



(a)



(b)

Figura 1.36 Depósitos de avalanchas (a) Campo del arenal, Argentina (b) Depósito de avalancha de Tigre Dormido, Mendoza, Argentina (Fotografías IGRM-SEGEMAR).

1.2.6 Otros movimientos en masa***Deformaciones gravitacionales profundas***

Hay una variedad de procesos que podrían describirse como *deformaciones de laderas* (slope deformations) (Hutchinson, 1988) o deformaciones gravitacionales profundas. Estos tipos presentan rasgos de deformación, pero sin el desarrollo de una superficie de ruptura definida y usualmente con muy baja magnitud de velocidad y desplazamiento.

Algunas deformaciones de laderas deben ser consideradas como precursoras de deslizamientos en gran escala. Las mediciones de velocidades de este tipo de movimiento están en el rango de 10^{-8} a 10^{-9} mm/s, extremadamente lentas.

Otras deformaciones de ladera mencionadas en la literatura son: combadura (cambering) y pandeo de valles (bulging) (Hutchinson, 1988), roturas confinadas (confined failures) (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988), expansión de crestas (gravitational spreading of steep-sided ridges) (Selby, 1993), flujos de roca, asimilables a reptación profunda de macizos rocosos (deep seated creep) (Nemcok et al., 1972 en Corominas Dulcet y García Yagué (1997), expansión gravitacional (gravitational spreading), sackung y deformaciones gravitacionales profundas (deep seated gravitational deformation) (Crosta, 1996). Estas últimas son equiparables según Corominas Dulcet y García Yagué (1997) a los hundimientos gravitacionales (deep seated gravitational slides) o hundimientos de laderas (sagging of mountain slopes) (Hutchinson, 1988). Ver la Figura 1.37.

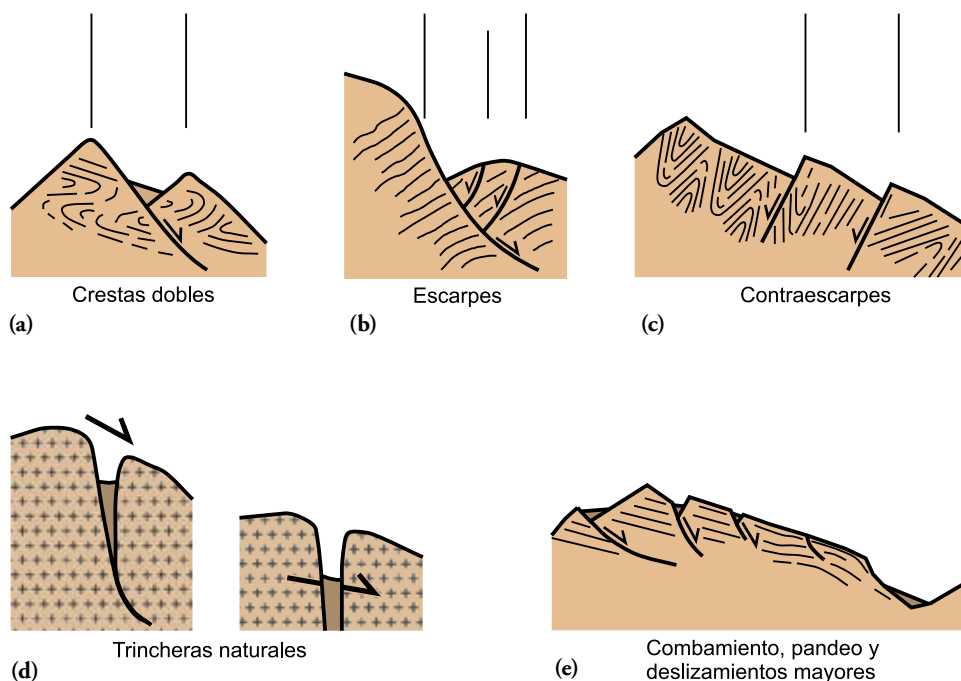


Figura 1.37 Esquemas de deformaciones gravitacionales profundas (Agliardi et al., 2001) (a) crestas dobles (b) escarpes (c) contra-escarpes (d) trincheras naturales (e) combadura y pandeo.

Reptación

La reptación se refiere a aquellos movimientos lentos del terreno en donde no se distingue una superficie de falla. La reptación puede ser de tipo estacional, cuando se asocia a cambios climáticos o de humedad del terreno, y verdadera cuando hay un desplazamiento relativamente continuo en el tiempo (Figura 1.38).

Dentro de este movimiento se incluyen la *solifluxión* y la *gelifluxión*, este último término reservado para ambientes periglaciales. Ambos procesos son causados por cambios de volumen de carácter estacional en capas superficiales del orden de 1 a 2 metros de profundidad, combinados con el movimiento lento del material ladera abajo.

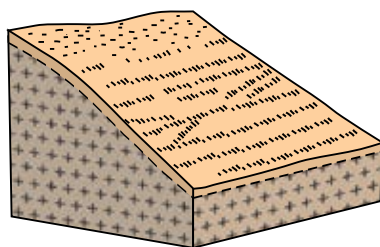
La reptación de suelos y la solifluxión son importantes en la contribución a la formación de delgadas capas de suelo coluvial a lo largo de laderas de alta pendiente. Estas capas pueden ser subsecuentemente la fuente de deslizamientos de detritos superficiales y de avalanchas de detritos.



(a)

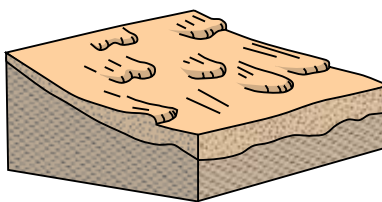


(b)



(c)

Reptación



(d)

Solifluxión

Figura 1.38 Procesos de reptación (a) Ladera en reptación, esquistos cloríticos meteorizados (Grupo Cajamarca) entre la carretera Ibagué – Armenia (esquina superior izquierda) y la quebrada Perales (esquina inferior derecha), Sector Cajamarca-La Línea, Tolima, Colombia (Fotografía M. García) (b) Reptación de suelos, margen derecha del río Nupe, Lauricocha, Huánuco, Perú (Fotografía L. Fídel) (c) y (d) Esquemas de reptación y solifluxión, según Corominas Dulcet y García Yagué, 1997.

REFERENCIAS

- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001, Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics: *Engineering Geology*, v. 59 1–2, p. 83–102.
- Brunsdon, D., 1984, Mudslides, *en* Brunsdon, D., y Prior, D.D, ed., *Slope instability*: New York, John Willey & Sons, p. 363–418.
- Casagrande, A., 1936, Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills, *Contributions to soil mechanics*: Boston Society of Civil Engineers, p. 1925–1940.
- Corominas, J., 1989, Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera, *en* Corominas, ed., *Estabilidad de taludes y laderas naturales*: Zaragoza, Sociedad Española de Geomorfología, p. 1–30.
- Corominas Dulcet, J., y García Yagué A., 1997, Terminología de los movimientos de laderas, *en* *Memorias, IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, Granada, España, p. 1051–1072.
- Crosta, G., 1996, Landslide spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals: *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, v.19, p. 297–313.
- Crozier, M.J., y Glade, T., 1999, Frequency and magnitude of landsliding: Fundamental research issues, *en* *Memorias, International Conference on Geomorphology*, Bologna, p. 141–155.
- Crozier, M.J., y Glade, T., 2005, Landslide hazard and risk: Issues, concepts and approach, *en* Glade, T., et al. ed., *Landslide hazard and risk*: Chichester, England, John Willey & Sons, p. 2–40.
- Cruden, D. M., 1991, A Simple definition of a landslide: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 43, p. 27–29.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation*: Washington D. C, National Academy Press, *Transportation Research Board Special Report 247*, p. 36–75.
- De Freitas, M.H., y Watters, R.J., 1973, Some field examples of toppling failure: *Geotechnique*, v. 23, p. 495–514.
- Dikau, R., Brunsdon, D., Schrott, L., y Ibsen, M. ed., 1996, *Landslide recognition, identification, movement and causes*: Chichester, Wiley & Sons, 251 p.
- Evans, S.G., y Hungr, O., 1993, The analysis of rock fall hazard at the base of talus slopes: *Canadian Geotechnical Journal*, v. 30, p. 620–636.
- García Yagué, A., 1966, Contribución para la clasificación de los movimientos de terreno: *Revista de Obras Públicas*, p. 995–1003.
- Glade, T y Crozier, M.J., 2005, The nature of landslide and hazard impact, *en* Glade,

- T., et al. ed., *Landslide hazard and risk*: Chichester, England, John Willey & Sons, p. 43–75.
- Goodman, R.E., y Bray, J.W., 1976, Toppling of rock slopes, *en* *Memorias, Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and slopes*, Boulder: Boulder, Colorado, p. 201–234.
- Hauser, A., 2002, Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguirre and río Colorado, Región Metropolitana, Chile, *en* Evans, S.G. y DeGraff, J.V. ed., *Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms*: Boulder, Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology*, v. 15, p. 135–148.
- Hoek, E., y Bray, J.W., 1981, *Rock slopes engineering*: Institution of Mining and Metallurgy, 358 p.
- Hungr, O., 2005, Classification and terminology, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., *Debris flow hazard and related phenomena*: Chichester, Springer-Praxis, p. 9–23.
- Hungr, O., Morgan, G.C., y Kellerhals, R., 1984, Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measure: *Canadian Geotechnical Journal*, v. 21, p. 663–667.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., y Hutchinson, J.N., 2001, Review of the classification of landslides of the flow type: *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 7, p. 22–238.
- Hungr, O., Rawlings, G., y Evans, S.G., 2004, The occurrence and classification of massive rock slope failure: *Felsbau*, Vienna, Austria, v. 22, p. 16–23.
- Hutchinson, J.N., 1968, Mass Movements, *en* Fairbridge, R.W., ed., 1968, *The Encyclopedia of Geomorphology*: New York, Reinhold Book Corporation, p. 688–695.
- Hutchinson, J. N., 1970, A coastal mudflow on the London clay cliffs at Beltingue, North Kent: *Geotechnique*, v. 20, p. 412–438.
- Hutchinson, J.N., 1988, Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, *en* *Memorias, 5th International Conference on Landslides*, Lausanne, p. 3–35.
- Jakob, M., 2005, Debris flow hazard analysis, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., *Debris flow hazard and related phenomena*: Chichester, Springer-Praxis, p. 413–443.
- Nichol, S., Hungr, O., y Evans S.G., 2002, Large scale brittle and ductile toppling of rock slopes: *Canadian Geotechnical Journal*, v. 39, p. 773–788
- Pierson, T.C., 1986, Flow behaviour of channelized debris flows, Mount St. Helen's, Washington, *en* Abrahams, A.D., ed., *Hillslope processes*: Boston, Allen and Unwin p. 269–296.
- Pierson, T.C., 2005, Hyperconcentrated flow – transitional process between water flow and debris flow, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., *Debris flow hazard and related phenomena*: Chichester, Springer-Praxis, p. 159–202.

- Sales, D., Origlia, D., Yenes Ortega, M., y Gardini, C., 2002, Deslizamiento rotacional en el Cerro Inti Huasi, Departamento Pringles, Provincia de San Luis: *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* v. 18, p. 106–112.
- Schuster, R.L., Salcedo, D.A., Valenzuela, L., 2002, Overview of catastrophic landslides of South America in the twentieth century, *en* Evans, S.G. y DeGraff, J.V. ed., *Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms*: Boulder, Geological Society of America *Reviews in Engineering Geology*, v. 15, p. 1–33.
- Selby, M. J., 1993, *Hillslope materials and processes*: Oxford University Press, 451 p.
- Varnes, D. J., 1958, Landslides types and processes, *en* Eckel, E.B., ed., *Landslides and engineering practice*, Special Report 28: Washington, DC, Highway Research Board, National Academy of Sciences, p. 20–47.
- Varnes, D. J., 1978, Slope movements types and processes, *en* Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, *Landslides analysis and control*: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176, p. 9–33.

2

Evaluación de Amenaza por Movimientos en Masa

2.1 INTRODUCCIÓN

Durante las últimas décadas se han implementado numerosas estrategias para la gestión de riesgos por movimientos en masa. La experiencia obtenida en muchos países estimula el uso de mapas de zonificación de amenaza y riesgo para el ordenamiento territorial y la gestión de emergencias (Cascini et al., 2005) y muestra que existe la necesidad de métodos estándares y reproducibles para evaluación y zonificación de amenaza, en particular en lo que respecta a la definición de clases de amenazas, de manera que tales zonificaciones puedan ser comparables.

Desafortunadamente existe poca consistencia entre los diferentes tipos de mapas producidos en diferentes países en el mundo, o por diferentes instituciones de un mismo país, e incluso dentro de una misma institución. Por lo general la terminología empleada no es uniforme y con frecuencia las leyendas no están acompañadas por definiciones que faciliten el uso de los mapas. Esta necesidad de métodos de evaluación y mapeo estándares se constituyó en el objetivo inicial de la conformación del grupo GEMMA, el cual preparó esta publicación como un aporte a los servicios geológicos de los países andinos y demás entidades interesadas.

Este capítulo tiene como objetivo ayudar en la selección de metodologías en el estudio y mapeo de amenazas por movimientos en masa. No se trata de presentar una guía metodológica detallada para cada tipo de estudio o de mapa por realizar, pues dicho objetivo está fuera del alcance de esta publicación. Así, esta publicación complementa otros esfuerzos que la comunidad internacional está adelantando con miras a satisfacer la necesidad tanto de análisis cada vez más cuantitativos, como de mapas que permitan comparaciones con otros mapas de amenazas y riesgo, o el análisis de criterios de riesgo tolerable. La publicación del JTC-1 (Comité Técnico Conjunto de las asociaciones ISSMGE, ISRM y IAEG), *Guía para la zonificación de amenazas, susceptibilidad y riesgo para planificación del uso del suelo*, complementa aspectos de la presente publicación e incluye elementos útiles, como por ejemplo, propuestas de clases para niveles de amenazas y riesgo, además, sugerencias de leyendas para clases.

Estructura de este capítulo

Teniendo en consideración aquellos métodos desarrollados más recientemente y su aplicabilidad en la región andina, se presenta un procedimiento que tiene como objetivo facilitar la planificación de estudios de amenaza por movimientos en masa, la definición del alcance y su desarrollo, así como la selección de la metodología por aplicar entre las ya existentes.

Se han agrupado en seis clases los casos que pueden presentarse para estudios de movimientos en masa. Estos seis tipos de casos se pueden abordar siguiendo una serie de etapas, algunas de las cuales son comunes y se describen en la sección 2.3 (Etapas Generales) de este capítulo, sin incluir una descripción detallada de cada una, lo cual está por fuera del alcance de la presente publicación. Cada una de las etapas y tareas requiere el conocimiento y la experiencia especializada en el área de ingeniería geológica o geotécnica.

En la sección 2.4 (Tipos de Casos) se describe cada uno de los 6 casos y se presenta una descripción del procedimiento recomendado en cada uno. Se indica en esta sección el tipo de metodología que se debe aplicar para el análisis del problema, el cual difiere de acuerdo con el caso. En la literatura que se referencia en cada sección se encuentran descripciones detalladas de cada una de estas etapas o de metodologías específicas para el análisis de la amenaza.

Para el uso de esta guía se sugiere primero definir el tipo de problema que se quiere abordar, ya sea Caso Tipo A, B, C, D, E o F, y luego ir a la sección correspondiente a dicho caso:

- CASOS TIPO A – Evaluación de la estabilidad de un talud o pendiente individual.
- CASOS TIPO B – Zonificación de amenaza por un movimiento en masa individual ya existente.
- CASOS TIPO C – Zonificación de la susceptibilidad a movimientos en masa.
- CASOS TIPO D – Zonificación de amenaza para la definición de líneas de retiro.
- CASOS TIPO E – Zonificación de amenazas en el área de propagación (alcance), basándose en el análisis de los depósitos.
- CASOS TIPO F – Zonificación de amenazas en el área de la propagación, basada en el análisis de la fuente de materiales.

Consideraciones espaciales y temporales

La complejidad de los procesos de movimientos en masa requiere que para su análisis y representación sea necesario considerar tanto sus características espaciales como las temporales, conservando en mente que el objetivo último de la evaluación y representación de la amenaza, es el análisis de riesgo para la gestión de emergencias o el ordenamiento territorial. En la Figura 2.1 se presenta esquemáticamente la relación

entre la ocurrencia espacial de los movimientos en masa, su ocurrencia temporal y su tipología, según Glade y Crozier (2005). Idealmente, los mapas de amenaza para una zona determinada deben incluir los resultados del análisis del comportamiento esperado (características) para cada uno de los tipos de movimiento en masa identificados en el área de interés (por ejemplo caída de rocas, deslizamientos, flujos, etc.), teniendo en cuenta tanto la zona de iniciación como la zona de propagación. Así mismo debe incluirse su frecuencia (probabilidad), la cual usualmente no es fácil obtener.

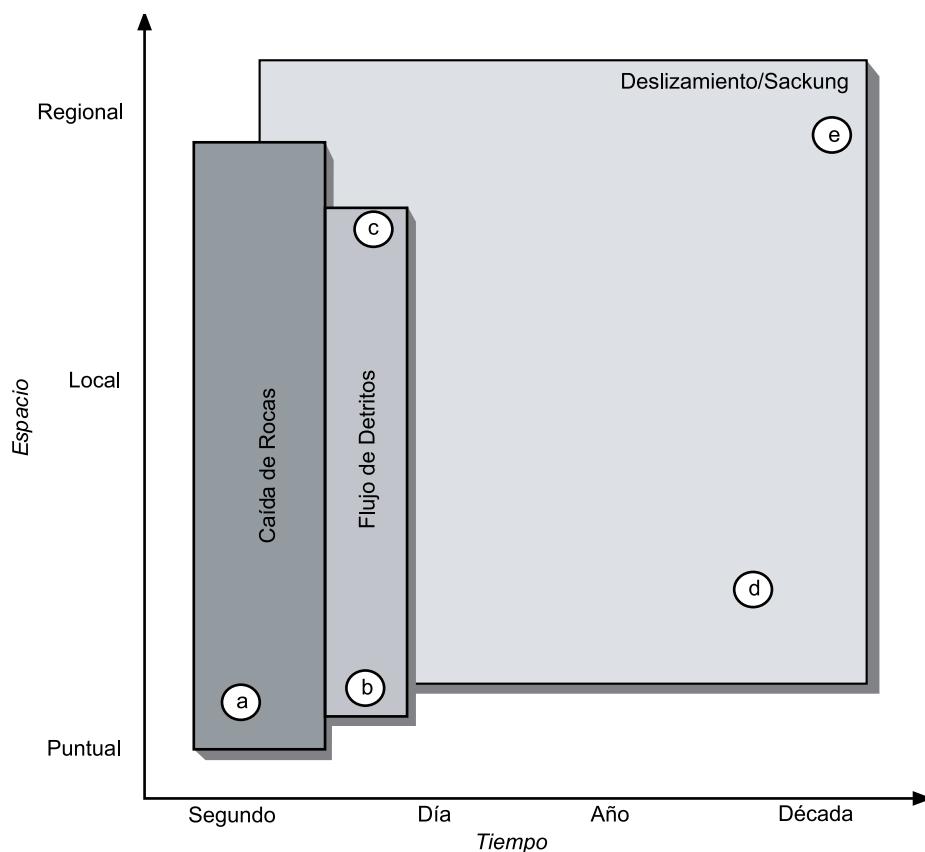


Figura 2.1 Diagrama que muestra las diferentes escalas espaciales y temporales relativas en que ocurren los movimientos en masa (Según, Glade y Crozier, 2005). Los siguientes ejemplos de los Andes están indicados con las letras a - e en el diagrama y se encuentran descritos en el Anexo B: a) Caída de rocas en Puente del Inca, Argentina b) Avalancha de detritos de Las Moras, Chimborazo, Ecuador c) Flujos de detritos, Estado Vargas, Venezuela; Eventos en Huascarán, Perú; Flujos de lodo y detritos, Volcán Nevado del Ruiz, Colombia d) Deslizamiento Viaducto, Caracas, Venezuela e) Deformación gravitacional profunda (Sackung) de Puente del Inca, Mendoza, Argentina. Puede apreciarse como los movimientos en masa que con frecuencia ocasionan catástrofes, como los flujos de detritos, se caracterizan por altas velocidades y ocurrencia desde local a regional.

Como un ejemplo de la importancia de considerar las características espaciales de los movimientos en masa, Cascini et al. (2005) describen el caso del valle del río Rimac en Perú, el cual tiene un área de 3.300 km² y desemboca en el Océano Pacífico, en las afueras de la ciudad de Lima. Aun cuando el clima en la parte baja de la cuenca es casi seco (precipitación de 2 mm/año), las intensas y súbitas precipitaciones en la parte alta de la cuenca (800 mm/año) originan flujos de detritos devastadores en zonas planas de la cuenca donde aparentemente pareciera no existir amenaza por movimientos en masa. Este ejemplo muestra como es deseable realizar el análisis a nivel de cuenca de drenaje. En este caso se requiere identificar y cartografiar en mapas a escala pequeña (1:100.000–1:50.000) la ocurrencia o no de la amenaza, los cuales son útiles para planificación territorial. Luego, para áreas densamente pobladas, se requiere la preparación de mapas de amenaza en escala intermedia (1:25.000) con el fin de delimitar las diferentes zonas de alcance y representar los niveles de intensidad del proceso con criterios más precisos. Finalmente, para el análisis de vulnerabilidad y riesgo, se requerirá la elaboración de mapas a gran escala (1:5.000 o mas detallada) en subcuencas. Fídel S. et al. (2005) y Fídel S. et al. (2006) presentan ejemplos de este último caso en la cuenca del río Rimac (Matucana).

Al analizar y representar el impacto de los movimientos en masa en un área determinada, debe hacerse una distinción cuidadosa entre los mapas de amenaza y los mapas de riesgo. El propósito de los mapas de zonificación de amenaza es dividir el área de interés en unidades homogéneas en las cuales el grado de amenaza es semejante. Estos mapas deben ser presentados en la escala y simbología adecuada con el fin de que sean aplicables para el ordenamiento territorial, la gestión de riesgos y la prevención de desastres. Por su parte, los mapas de riesgo, como lo describen Cascini et al. (2005), no tienen como objetivo su aplicación directa en planificación o desarrollo urbano ya que estos generalmente reflejan la situación actual respecto al potencial de daño pero no la distribución espacial de la amenaza, de manera que, por ejemplo, las zonas no urbanizadas con frecuencia se representan como de bajo riesgo, independiente del nivel de amenaza existente.

El estudio y mapeo de la amenaza por movimiento en masa es una ciencia que requiere la consideración de muchas variables. La metodología a emplear depende del tipo de problema y por lo tanto, con excepción de algunos aspectos, no es práctico establecer un procedimiento único o una metodología estándar que sea aplicable a todos los tipos de problemas (Hung, 2004). La experiencia y juicio del profesional son aspectos básicos en el momento de seleccionar y aplicar el método de análisis.

2.2 COMPONENTES DE UN MAPA DE AMENAZA

La caracterización y representación de los movimientos en masa implican la presentación de un escenario del comportamiento probable en un área determinada. Los parámetros más relevantes para dicha caracterización y mapeo, son aquellos que llevan a entender su potencial destructivo: la localización, el tamaño ya sea en volumen o área (denominada por la mayoría de los autores como magnitud), la velocidad, la profundidad de la superficie de falla, el espesor (generalmente denominado como la intensidad), la deformación pre y post fallamiento; así mismo debe incluir el análisis de la probabilidad de ocurrencia o las frecuencias.

La caracterización en sí de un movimiento en masa se verá matizada por el enfoque que se le de al estudio (Picarelli et al., 2005). Por ejemplo un enfoque determinístico responderá a preguntas como: ¿Cuál es el factor de seguridad? ¿La presión de poros? ¿La resistencia al corte? etc. Un enfoque orientado al riesgo, responderá a preguntas como: ¿Cuál es el mecanismo y probabilidad del evento? ¿Cuál es la distancia de viaje? ¿La velocidad? ¿Alcanzará una zona poblada? ¿Cuáles son las señales de alerta?

La investigación en el área de amenazas se ha desplazado del análisis y evaluación en sí de los procesos de estabilidad, hacia el análisis de consecuencias. De esta manera, la evaluación integrada de ambos, riesgo y amenaza, se acepta y se espera cada vez más en la práctica de gestión de riesgos (Glade et al., 2005). Estas perspectivas enfatizan que se debe tener siempre presente el riesgo, y que sus componentes (amenaza y vulnerabilidad) son mutuamente condicionantes y están interrelacionadas. Es importante tener en consideración lo anterior, ya que hay eventos o procesos que pueden significar alto riesgo aun cuando su potencial destructivo en un área determinada (amenaza) sea muy bajo, si es que existe una alta vulnerabilidad en los elementos expuestos.

En Hungr et al. (2005) puede consultarse una revisión de los métodos disponibles en la actualidad para la predicción del tipo de fallamiento y la estimación cuantitativa de mecanismos post falla, incluyendo distancia de viaje y velocidad. Picarelli et al. (2005), presentan una revisión de los métodos disponibles para el análisis de frecuencia de movimientos en masa.

2.2.1 Terminología

En las últimas décadas se han investigado por muchos autores y diferentes escuelas de pensamiento, conceptos como amenaza, vulnerabilidad y riesgo. Algunos autores se refieren a la amenaza como “la probabilidad de ocurrencia” de un fenómeno potencialmente dañino en un período de tiempo y área determinados (Varnes, 1984). Otros en cambio, emplean el término para referirse a un evento o proceso potencialmente dañino caracterizado por una probabilidad, intensidad, magnitud,

localización etc., (Glosario del libro *Viviendo con el riesgo*, ONU/EIRD, 2004). En este último sentido se emplea dicho término en esta publicación. En algunos países de la región andina, el término *peligro* se emplea también como sinónimo de *amenaza* (Ver el Glosario, capítulo 5).

Magnitud

La mayoría de los autores emplean el término magnitud de un movimiento en masa para referirse al tamaño, ya sea en volumen o en área (Ver el Glosario). En ambos casos debe indicarse cuando se trata de volumen (o área) del movimiento inicial, de la zona de depósito, o el total. Frecuentemente se emplea como medida de magnitud el área total, la cual se estima aproximadamente con base en el análisis de productos de sensores remotos. Para el cálculo de volumen, se estima el área y espesor de la zona de arranque o se emplean formulas empíricas que relacionan el área de la zona de arranque con el volumen, Picarelli et al. (2005).

Sin embargo, otros autores consideran que la magnitud en general debe involucrar otros parámetros que se refieren al tamaño y potencial destructivo de los movimientos en masa. Ojeda-Moncayo et al. (2004), presentan algunas consideraciones para el establecimiento de una escala de magnitudes para los movimientos en masa, teniendo en cuenta dichos parámetros.

Intensidad

Para referirse al potencial destructivo de un movimiento en masa, o intensidad, se emplean parámetros tales como la velocidad, las fuerzas de impacto, el espesor o la altura. La intensidad varía de acuerdo con la localización (Ver los Casos Tipo E – sección 2.4.5).

Cruden y Varnes (1996) establecen una escala de velocidades para movimientos en masa en 7 categorías, desde extremadamente lenta (5×10^{-10} mm/s) a extremadamente rápida (mayor a 5 m/s) (Ver la Tabla 1.2 en el capítulo 1). Sin embargo, algunos movimientos en masa importantes por su potencial destructivo, como son los flujos de detritos, se encuentran todos por encima de la categoría “extremadamente rápido”. A este tipo de movimiento en masa se le categoriza como catastrófico por su potencial de causar pérdida de vidas humanas.

Se han desarrollado varios métodos empíricos para el cálculo de velocidad y distancia de viaje, sobre la base de observaciones de campo y el análisis de características de los movimientos en masa tales como el volumen, y del recorrido y la distancia de viaje de fragmentos (Hungry et al., 2005).

Frecuencia o probabilidad de ocurrencia

Además de la caracterización del proceso, la estimación de la frecuencia es el segundo

componente en la evaluación de la amenaza por movimientos en masa. Picarelli et al. (2005) describen los métodos para la estimación de la frecuencia, su aplicabilidad y limitaciones. Entre ellos se mencionan los siguientes:

- Evaluación de registros históricos de movimientos en masa.
- Relación entre movimientos en masa y geología/geomorfología.
- Análisis multivariado entre la ocurrencia de movimientos en masa y parámetros tales como geología, geomorfología, geometría, etc.
- Relación entre la ocurrencia de movimientos en masa, geometría de la ladera y registros históricos de precipitación y su duración.
- Relación entre la ocurrencia de movimientos en masa, geometría de la ladera y registros históricos de precipitación y propiedades geotécnicas.
- Modelamiento de niveles piezométricos en la ladera versus precipitación, y su relación con ocurrencia de movimientos en masa o con el factor de seguridad.
- Empleo de métodos probabilísticos.

Los parámetros antes descritos caracterizan la amenaza que pueden representar los movimientos en masa. De esta manera un estudio y mapa de amenazas por movimientos en masa idealmente debería contener información sobre lo siguiente:

El tipo de proceso; localización; el potencial de daño que pueda causar, ya sea expresado en términos de su magnitud (volumen) o su intensidad; y la posibilidad de su ocurrencia, ya sea expresada cualitativamente en términos de posibilidad (alta, media o baja) o cuantitativamente en términos de frecuencia o probabilidad.

El Glosario relativo a movimientos en masa, así como una revisión de clasificaciones existentes que se incluyen en este libro, fueron desarrollados por PMA:GCA con el fin de aportar un marco conceptual para la preparación de esta guía. Se recomienda consultar otros glosarios de términos relativos a movimientos en masa, actualmente disponibles como el glosario (en inglés) de términos para Evaluación y Gestión de Riesgos desarrollado por el Comité Técnico de Evaluación y Gestión de Riesgos de la Sociedad Internacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica (ISSMEG, 2005).

2.3 ETAPAS GENERALES DE LA EVALUACIÓN DE AMENAZA

Algunas de las etapas que requiere un estudio de amenaza por movimientos en masa son comunes para todos los casos (Figura 2.2). En general los diferentes autores describen este procedimiento en etapas más o menos estándar, y es de consenso general que el procedimiento debe ser interactivo durante su aplicación.

2.3.1 Términos de referencia

En esta etapa se incluye la definición del objetivo de la investigación, la escala de trabajo, los requerimientos de la institución que la realiza, de los clientes y del público. La elaboración de los términos de referencia debe responder a preguntas como las siguientes: ¿Quiénes participan en el proyecto? ¿A quién le reportamos? ¿Cuáles son las preocupaciones acerca de amenazas por movimientos en masa en el área? ¿Qué cambios en el uso del territorio se pueden predecir? ¿Se trata de una evaluación preliminar/general o una final de detalle? ¿Se requiere solo una evaluación de amenazas o también una evaluación de riesgo? ¿Se requiere la recomendación y el diseño de las medidas de remediación? ¿Cuales son las limitaciones del cronograma y del costo?

2.3.2 Estudio básico (revisión y análisis de información temática existente)

Información temática

Esta etapa incluye la captura y análisis de la información existente del sitio de estudio. Esto incluye mapas topográficos, mapas y publicaciones geológicas, artículos en periódicos o en revistas y fotos que describan la historia del sitio, informes geotécnicos, geológicos o geomorfológicos, registros de perforaciones, bases de datos, registros de pozos de agua, precipitaciones, deshielos, etc.

Esta etapa es crucial para el buen desarrollo del proyecto. Se trata de una compilación de información multidisciplinaria y requiere por lo tanto interacción a nivel interinstitucional. Entre las instituciones que poseen información que se debe analizar, se encuentran gobiernos locales y regionales, oficinas de planificación y transporte, instituciones de protección civil, bomberos, institutos hidrológicos y meteorológicos, institutos sismológicos, universidades, archivos de periódicos, sociedades arqueológicas etc. (Figura 2.2).

Informe de testigos presenciales

En el caso de estudios locales se debe identificar e interrogar sistemáticamente a personas que viven cerca del sitio, con el fin de obtener información acerca de la estabilidad de las laderas en el área y las características de eventos pasados. Sus informes deben registrarse con detalle, fechas y cualquier dato cuantitativo que ellos puedan recordar.

Análisis de productos de sensores remotos

En el caso de estudios regionales de pequeña escala o de un gran deslizamiento individual, se pueden utilizar imágenes satelitales como ayuda para el mapeo e inventario de movimientos en masa. En algunos casos, se pueden compilar mapas topográficos o modelos del terreno mediante imágenes satelitales. Para cualquier proyecto siempre se debe realizar la interpretación multi-temporal de fotografías aéreas. El procedimiento recomendado es estudiar primero con fotos de vuelos a gran altura y luego continuar

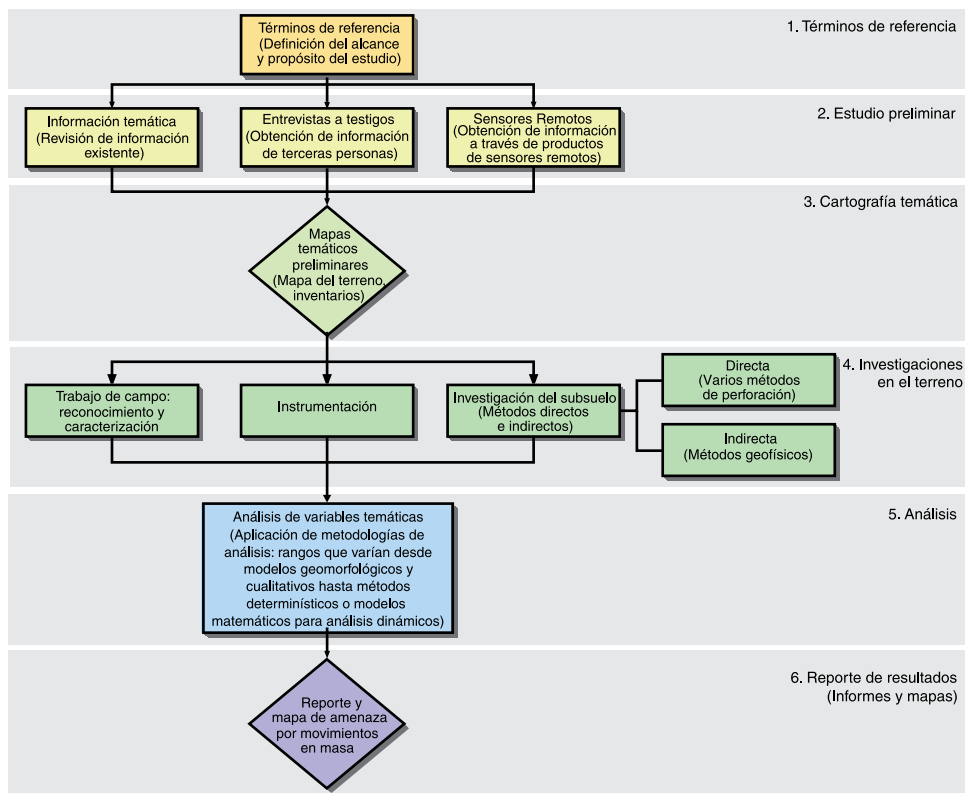


Figura 2.2 Procedimiento general para la realización de un estudio de amenaza por movimientos en masa.

con fotos de mayor detalle. Es deseable usar fotos de diferentes años, especialmente para identificar movimientos en masa ya ocurridos, lo cual permite tener una idea multitemporal de su ocurrencia y del grado de preservación de los depósitos asociados a estos para una zona determinada.

2.3.3 Análisis del terreno y cartografía preliminar

Es importante en cada caso establecer el marco geomorfológico de cada lugar, identificar las características y origen de las geoformas en el área, los tipos de materiales que se pueden esperar, y los procesos geomorfológicos que ocurran o puedan ocurrir. La escala del análisis dependerá de la escala del proyecto, pero los mapas del terreno no deben ser de escala menor a 1:25.000. Los mapas se elaboran primordialmente basándose en cartografía existente y fotografías aéreas, pero a continuación deben verificarse y actualizarse a través del trabajo preliminar en terreno.

En Sudamérica son muy empleados los métodos de mapeo de terreno desarrollados por el ITC (International Institute for Geo-Information Science and Earth

Observation) de Holanda. En el sitio web <http://www.agf.gov.bc.ca> está disponible libremente un Manual para Mapeo de Terreno elaborado en 1996 por el gobierno de la provincia de British Columbia, Canadá. Lamentablemente este documento está enfocado para las condiciones particulares de esa provincia, dominada por los efectos de la glaciación Pleistocena.

Inventario de movimientos en masa

Todas las ocurrencias de movimientos en masa próximas a la localidad deben registrarse en un mapa de inventario y en una base de datos que incluya: tipo de movimiento en masa, magnitud, tiempo de ocurrencia o de su reactivación y datos similares. En el capítulo 3 de este libro se presenta un formato que se sugiere para el inventario. No todo inventario necesita el detalle completo del formulario estándar, se deben realizar las simplificaciones adecuadas de acuerdo al caso; el grado de detalle requerido depende de la escala del estudio. El inventario debe incorporar inicialmente los datos obtenidos del desarrollo de las tareas 1 a 4, de la Figura 2.2. Luego, debe actualizarse con la información recogida durante el trabajo en terreno. Se ha desarrollado una base de datos para movimientos en masa en la región andina con ayuda de este formato, el cual se encuentra en el CD que acompaña este libro.

2.3.4 Investigaciones preliminares en terreno

Reconocimiento

La investigación de cada sitio debe comenzar por un trabajo de reconocimiento de sitio. Si el presupuesto lo permite, la observación aérea, así como las fotos tomadas desde un helicóptero o desde una cámara fija al ala de un avión, pueden ser muy útiles en terrenos inaccesibles. Es también útil tener una vista general del sitio desde un ángulo preferencial. Se deben realizar los recorridos de campo con el fin de cubrir los vacíos de información, reconocer en el terreno las unidades que se bosquejaron en las fotos aéreas, y comprobar los tipos de suelos y de rocas y los sitios con movimientos en masa.

Los afloramientos de suelo y roca deben registrarse con su localización y elevación altimétrica. En el levantamiento geológico se deben registrar cuidadosamente las características geológicas de los materiales aflorantes estrechamente relacionados con sus características físico mecánicas como unidades litológicas y límites estratigráficos, tipos de suelos y rocas, grado de meteorización, elementos estructurales (diaclasas, fallas, foliaciones, esquistosidad), evidencia de filtraciones y signos de inestabilidad (grietas, material triturado, flexiones, cambios en la vegetación, etc.). Ver el capítulo sobre Inventarios. Se deben tomar muestras representativas. En general, la observación de rocas o suelos debe tratarse con tanto cuidado como los datos de una perforación exploratoria.

En algunos casos, las calicatas o las trincheras pueden suplir la observación de uni-

dades subsuperficiales. Las calicatas se pueden excavar con equipo mecánico o a mano. Los registros de las calicatas deben ser tan detallados como los de las observaciones en superficie, y deben incluir fotografías. Todos los gráficos, secciones transversales y observaciones deben registrarse en el mapa y en libretas de campo, con el fin de documentar el trabajo que se ha realizado en el terreno.

Investigación de subsuelo

La investigación del subsuelo se requiere sólo en casos donde pueden ocurrir movimientos en masa profundos. En general no es necesaria en la evaluación de movimientos en masa de detritos como los flujos y avalanchas de detritos, ni en estudios regionales que cubran áreas de gran extensión.

Métodos directos. Entre los métodos de perforación disponibles se incluyen los siguientes: perforación por percusión (lento, pero económico en términos de equipo y confiable); perforación con barreno (rápido pero solo es apropiado en suelos arcillosos o arenosos o rocas muy débiles. No funciona en grava); perforación rotatoria con lodo de perforación (muy confiable, moderadamente rápida, no proporciona buen registro de la estratigrafía); perforación rotatoria con aire comprimido (equipos costosos, pesados que a menudo se utilizan para la instalación de pozos); perforación por percusión Becker (equipos costosos, pesados, muy buenos y rápidos en grava, proporciona un índice de penetración); perforación para obtención de núcleos en roca densa y suelos cohesivos (proporciona excelentes muestras, puede alcanzar grandes profundidades usando métodos adecuados); perforador acústico (invención canadiense, es costoso pero confiable, proporciona excelentes muestras).

La perforación debe ser supervisada por un inspector calificado, que obtenga muestras y registre la información del subsuelo. Siempre que sea posible deben realizarse ensayos in situ, tales como el de penetración estándar o la prueba dinámica con conos en suelos granulares, o el ensayo de veleta de campo (vane test) en suelos cohesivos. Deben instalarse piezómetros y tomar datos de éstos.

Geofísica. La geofísica puede suplir la falta de información subsuperficial directa; sin embargo, es peligroso confiar en los perfiles geofísicos sin una verificación del terreno. La aplicación de métodos geofísicos está orientada a identificar contactos, tener una idea de las condiciones del macizo rocoso, distinguir unidades arcillosas o arenosas y localizar el nivel freático.

Instrumentación

Se deben instalar instrumentos de monitoreo de acuerdo con la necesidad, aprovechando adecuadamente las perforaciones realizadas. Alrededor de los piezómetros se

debe colocar un relleno de arena sellando arriba y abajo de éste con bentonita, para cerciorarse que la presión de poros leída corresponda a una profundidad específica. Los piezómetros del tipo Casagrande, no son costosos, y consiste de un elemento poroso unido a un tubo que va hasta la superficie del terreno. Se deben instalar inclinómetros en sitios donde puedan ocurrir movimientos en masa. Para identificar movimientos también se pueden realizar monitoreos de puntos o de líneas de referencia en la superficie, empleando por ejemplo un sistema de posicionamiento global diferencial.

2.3.5 Análisis

Esta actividad se realiza una vez compilada toda la información citada en las etapas anteriores. Como el tipo de análisis que se realice y la metodología que se aplique dependen del tipo de estudio, se describen más adelante en este capítulo los diferentes métodos que se pueden aplicar en cada caso.

De acuerdo con el tipo de caso se podrán realizar análisis para determinar factores de seguridad, curvas de magnitud versus frecuencia, mapas de susceptibilidad a movimientos en masa, mapas de intensidad de amenazas, zonas de amenazas y retiros, como se describe más adelante para cada tipo de evaluación. Es importante seleccionar el método de análisis más apropiado, según el alcance y propósito de la investigación, y a la disponibilidad de los datos. Si se emplean programas de computador, deben ser seleccionados cuidadosamente y tener en cuenta que muchos modelos modernos de programas de computador requieren datos detallados, que no están disponibles comúnmente en investigaciones de rutina. Los resultados del análisis mediante el software pueden depender totalmente de la calidad de los datos proporcionados por el usuario. Quienes usen el software deben estar familiarizados con su función y deben por lo menos comprender la teoría básica que hay detrás de su uso. Hay que recordar que ningún programa de computador existente substituirá a un analista con experiencia y bien informado. Si los resultados de una evaluación parecen estar en contra de lo que se intuye, se deben cuestionar y buscar un método de verificación alternativo, incluso así sea solo una evaluación basada en el criterio. No debe asumirse que un programa de computador costoso y sofisticado puede sustituir el conocimiento y análisis del experto.

2.3.6 Informes

Es importante distinguir entre los informes de carácter científico o ingenieril o de carácter interno, de aquellos informativos y para uso externo por el público. El contenido de ambos es similar pero los segundos deben ser más generales, explicativos y orientados hacia el usuario. Asimismo, deben explicarse conceptos que un usuario no técnico podría ignorar, tales como terminología, métodos, etc. Los informes de evaluación de amenazas deben tener como mínimo el siguiente contenido:

- Título: debe ser breve y sintetizar claramente el tipo de estudio y el lugar donde se realizó.
- Resumen: en menos de 500 palabras sintetizar el estudio realizado, los métodos empleados y los resultados encontrados, ordenados de mayor a menor importancia. Debe dar una idea clara y completa del estudio.
- Introducción: debe enunciar el propósito del trabajo, las partes interesadas, quienes participan en el proyecto y los términos de referencia.
- Descripción general del sitio: debe incluir topografía, fisiografía, geología del sustrato rocoso y de las formaciones superficiales, clima y uso del territorio.
- Resultados obtenidos del trabajo: se debe presentar detalladamente todo lo que se ha hecho, describiendo los métodos y una lista de los datos obtenidos. Es importante enfocarse en los datos compilados y evitar la interpretación de éstos. La interpretación se presenta separadamente en la siguiente sección del informe. Se debe hacer una descripción detallada de los datos obtenidos, propiedades del material, infiltraciones de agua y drenaje, historia del sitio y mecanismos de ruptura o colapso, etc. Se debe incluir un mapa sintético, donde se ubiquen todas las estaciones y trazado de secciones en el terreno. Se pueden sintetizar los datos en tablas, figuras y mapas. Se debe incluir un listado de fotos y documentos consultados y de los testigos presenciales entrevistados.
- Análisis o discusión: aquí se hace una discusión de los resultados obtenidos, el conocimiento alcanzado sobre el área o tópico, así como las limitaciones del estudio. En los informes dirigidos hacia usuarios no expertos en el tema, es muy importante explicar las implicaciones de los resultados, por ejemplo, que significa una zona de amenaza alta o que significa una probabilidad de ocurrencia determinada; se pueden discutir medidas de mitigación o prevención de desastres, etc.
- Conclusiones y recomendaciones: se deben presentar brevemente todas las conclusiones y proporcionar una evaluación crítica de la confiabilidad de éstas y sus limitaciones. Si es necesario, se deben emitir recomendaciones sobre trabajos adicionales. En los informes no científicos es importante explicar la importancia de realizar trabajos o estudios detallados, y de implementar medidas tendientes a la prevención o mitigación de efectos.
- Agradecimientos: aquí se incluye quien financió el estudio o lo apoyó de alguna manera sin ser coautor.
- Referencias: se deben incluir todos los trabajos citados en el desarrollo del estudio. En los informes no científicos se pueden citar trabajos no publicados de uso local.

2.4 TIPOS DE CASOS

A continuación se describen las etapas o tareas por realizar en cada uno de los 6 tipos de casos que se pueden presentar en la evaluación de amenazas por movimientos en masa, según Hungr (2004). Al final de este capítulo se presenta una síntesis del procedimiento para las seis clases de casos.

2.4.1 CASOS TIPO A – Estabilidad individual de una ladera o talud

Este problema está enfocado en el estudio de una ladera natural o un talud artificial, en el cual es necesario evaluar su estabilidad futura, considerando una variedad de posibles condiciones cambiantes que incluyen clima extremo, movimientos sísmicos, cambios en el uso del territorio o actividades de construcción. Éste es el problema típico sobre “estabilidad de taludes” que se encuentra en los textos de geotecnia. La solución a este problema se encuentra aplicando métodos determinísticos (equilibrio límite o análisis numérico) o probabilísticos. El modelo probabilístico empleado para cada caso específico depende del mecanismo de falla (caída, deslizamientos, flujo), y del material involucrado, sea suelo o roca. En este caso se encuentra un factor de seguridad, un índice de confiabilidad o una predicción de la deformación. A partir de tales índices se puede estimar la probabilidad de ocurrencia del fallamiento o ruptura del talud, y con base en ésta, calcular el riesgo considerando otros factores adicionales como el carácter y dimensiones de la ruptura, y las distancia de recorrido del movimiento en masa.

Las tareas que se incluyen son:

Términos de referencia

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Información básica

Generalmente, será necesario un mapa con curvas de nivel a escala 1:1.000 o mayor. En el caso del diseño de un talud, se pueden dar dimensiones y diseños gráficos. Se debe recoger la información básica no sólo para el talud en cuestión, sino también para otros taludes en la vecindad, con el fin de observar especialmente cualquier historia de movimientos en masa.

Informes de testigos oculares

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales)

Sensores Remotos

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales)

Análisis del terreno

Debe realizarse en el sitio y sus alrededores inmediatos.

Inventario de movimientos en masa

Es útil realizar un inventario de movimientos en masa en áreas aledañas con características semejantes a la zona de estudio. Se deben determinar los tipos de inestabilidad que ocurren en el área y sus mecanismos, e intentar la compilación de un diagrama de las laderas o “cartas de taludes” que consiste en un gráfico del ángulo de la pendiente versus la altura del talud, indicando las zonas estables y aquellas que no lo son. Este gráfico se puede utilizar para diseño preliminar o simplificado de un talud estable en la zona de estudio.

Trabajo preliminar en el terreno

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales)

Investigación de subsuelo

Donde es posible que ocurra un deslizamiento profundo, por lo general será necesario obtener alguna información de perforaciones, para establecer la estratigrafía de la ladera, las características de los materiales y la presión del agua subterránea. Se deben realizar ensayos en el terreno. Se deben excavar calicatas o trincheras si se sospecha la existencia de estructuras individuales críticas (tales como planos de falla). Se deben tomar muestras para ensayos de propiedades índice, de resistencia al corte y compresibilidad, dependiendo de los materiales encontrados y del tipo de obra que se requiera.

Geofísica

Puede utilizarse para investigar áreas localizadas entre los sitios de perforaciones.

Instrumentación

Los piezómetros son esenciales. Si se sospecha que están ocurriendo movimientos, utilizar inclinómetros y dispositivos superficiales (elementos de referencia para levantamientos topográficos).

Análisis

Para casos del Tipo A, es usual el análisis de Equilibrio Límite de la estabilidad de la ladera. Por lo general se necesita una evaluación por separado de las condiciones de estabilidad a corto y largo plazo. Para el corto plazo, se pueden realizar análisis en términos de resistencia no drenada con base en ensayos de compresión simple, o ensayos de campo. Para el largo plazo se deben realizar análisis en términos de esfuerzos

efectivos; al respecto se requiere conocer la presión de poros, hallada a partir de la posición del nivel freático, el uso de la red de flujo o de observaciones piezométricas. La cohesión del suelo a menudo se desprecia en el análisis a largo plazo.

En el análisis se debe tener en cuenta el tipo de deslizamiento, como se estudio en el capítulo 1; puede tratarse de deslizamientos rotacionales (con superficies de falla circulares) los cuales ocurren por lo general en materiales cohesivos homogéneos, tales como los suelos arcillosos, bajo condiciones no drenadas, o los deslizamientos traslacionales (cuando existe un control estructural en el talud), o los deslizamientos compuestos (superficie de ruptura formada por segmentos circulares y planares).

Se debe tener en cuenta que actualmente no existe ningún método analítico que pueda predecir la probabilidad temporal de ocurrencia de un futuro movimiento en masa. Incluso, los programas de computador que producen “análisis probabilísticos de la estabilidad de taludes” proporcionan solamente un índice que indica la probabilidad general de ruptura. Pueden obtenerse estimaciones absolutas de la probabilidad de falla sólo con base en un inventario de movimientos en masa o aplicando criterios propios.

Informe

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

2.4.2 CASOS TIPO B – Movimiento en masa individual preexistente

En donde ya se ha iniciado un movimiento en masa, es necesario hacer predicciones sobre futuros movimientos, retrogresión o ampliación del volumen de material involucrado, cambio en la velocidad del movimiento y posible dinámica de su recorrido. El resultado de este tipo de estudio puede tomar diferentes formas, tales como recomendación sobre el cambio a futuro del factor de seguridad, predicción de movimientos totales o diferenciales, predicción del mecanismo de movimiento, predicción del tipo o magnitud de la retrogresión, probabilidad de deslizamiento general e incremento en la aceleración (ruptura), velocidad y longitud del recorrido. Un tipo especial de caracterización es el “mapeo de actividades” (VanWesten, 1993), en el cual se dividen en zonas las áreas que presentan alta actividad (terrenos con movimientos en masa), basándose en observaciones del movimiento, y el estado de actividad actual. En las Figuras 2.3 y 2.4 se describe un ejemplo de este tipo de problema.

Términos de referencia

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Estudio básico (información existente)

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Informes de testigos oculares

Estos son muy importantes a fin de establecer la historia del movimiento en masa considerado. En zonas urbanizadas, las encuestas de viviendas afectadas e inventario de daños, pueden aportar información importante sobre las características del movimiento.

Análisis de productos de sensores remotos

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Análisis del terreno

El análisis del terreno se debe realizar en el área de deslizamiento así como en el terreno circundante. A menudo es útil preparar un mapa detallado de la morfología del deslizamiento, mostrando características tales como escarpes, grietas de tensión, bloques basculados, zonas de encharcamiento (sag ponds), vertientes de agua, zanjas de erosión, flexiones, marcas de presión y características similares. Se debe analizar la relación con la infraestructura urbana y el uso del suelo.

Inventario de movimientos en masa

Es útil compilar la información referente a otros movimientos en masa similares en la región.

Trabajo preliminar en el terreno

A menudo el deslizamiento proporciona muchas exposiciones de su propia superficie de ruptura, las cuales pueden mapearse y muestrearse. Desafortunadamente, la superficie de ruptura se encuentra con frecuencia totalmente cubierta, y para estudiarla se requiere excavar trincheras y/o realizar perforaciones para la obtención de muestras. Ver una descripción adicional en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Investigación subsuperficial

En este caso las perforaciones pueden ser necesarias para examinar y hacer un muestreo de la superficie de ruptura. Con base en los resultados de las etapas anteriores, se debe diseñar una red de monitoreo. Se deben instalar equipos para monitoreo de movimientos del terreno (inclinómetros) y de niveles piezométricos (piezómetros).

Geofísica

Para definir la forma de la superficie de ruptura y el mecanismo de colapso, se pueden utilizar métodos de sísmica, resistividad o radar de penetración. Ver descripción adicional en la sección anterior (Ver una descripción adicional en la sección 2.3, Etapas generales).

Instrumentación

Para monitoreo de movimientos con base en el desplazamiento superficial se podrían emplear levantamientos convencionales, interferometría de radar (InSAR) o GPS diferencial, entre otros. Para estudios subsuperficiales existe una variedad de piezómetros e inclinómetros.

Análisis

Para analizar la estabilidad del material, generalmente se comienza con el análisis de equilibrio límite, basándose en la forma estimada o conocida de la superficie de ruptura. Se pueden utilizar análisis múltiples para examinar las consecuencias de cambios en la estabilidad del deslizamiento. Para el análisis de la distancia de recorrido, se pueden usar métodos empíricos o programas de computadora, en cuyo caso los modelos se deben calibrar con casos de movimientos en masa similares disponibles en la literatura y preferentemente próximos al área de estudio.

Informe

Ver su descripción en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Un ejemplo de este tipo de problema se describe brevemente en el siguiente caso de estudio en el sector de El Espino y Cerro El Diamante en la Ciudad de Bogotá, Colombia. Este sector, ubicado al sur de la ciudad, está afectado por deslizamientos traslacionales retrogresivos y otros movimientos en masa asociados a éstos, como caída de detritos y flujos (Figura 2.3). La información que sigue es tomada de un reporte interno de INGEOMINAS (2002).

Mediante perforaciones, monitoreo superficial y subsuperficial, análisis de parámetros de resistencia y mecanismos de falla, fue posible la identificación del plano de falla y un mecanismo de falla de tipo traslacional con una inclinación promedio de los estratos de 13°. Las velocidades de desplazamiento encontradas (INGEOMINAS, 2002) fueron en promedio de 7 cm/mes y 10 cm/mes. Estas velocidades permiten a los pobladores evacuar sus viviendas antes de que colapsen por el efecto de la presión de los materiales deslizados, o por el hundimiento del terreno.

La zonificación de la amenaza, en escala 1:1.000, partió del análisis de los procesos y mecanismos que dan lugar al evento amenazante, e involucró propiedades como: tipo, actividad, velocidad, área de afectación, volumen, mecanismos de falla, trayectoria, y probabilidad de ocurrencia, entre otros. Se zonificó el área en 11 clases (con subclases), algunas de las cuales se sintetizan en la Tabla 2.1 y se observan en la Figura 2.4. Además de siete clases inicialmente definidas, se analizaron escenarios en caso de eventos sísmicos, avance del deslizamiento principal (zona 1), e impacto de la actividad antrópica en zonas aledañas. Sobre la base de la información anterior, se definieron otras 4 zonas.

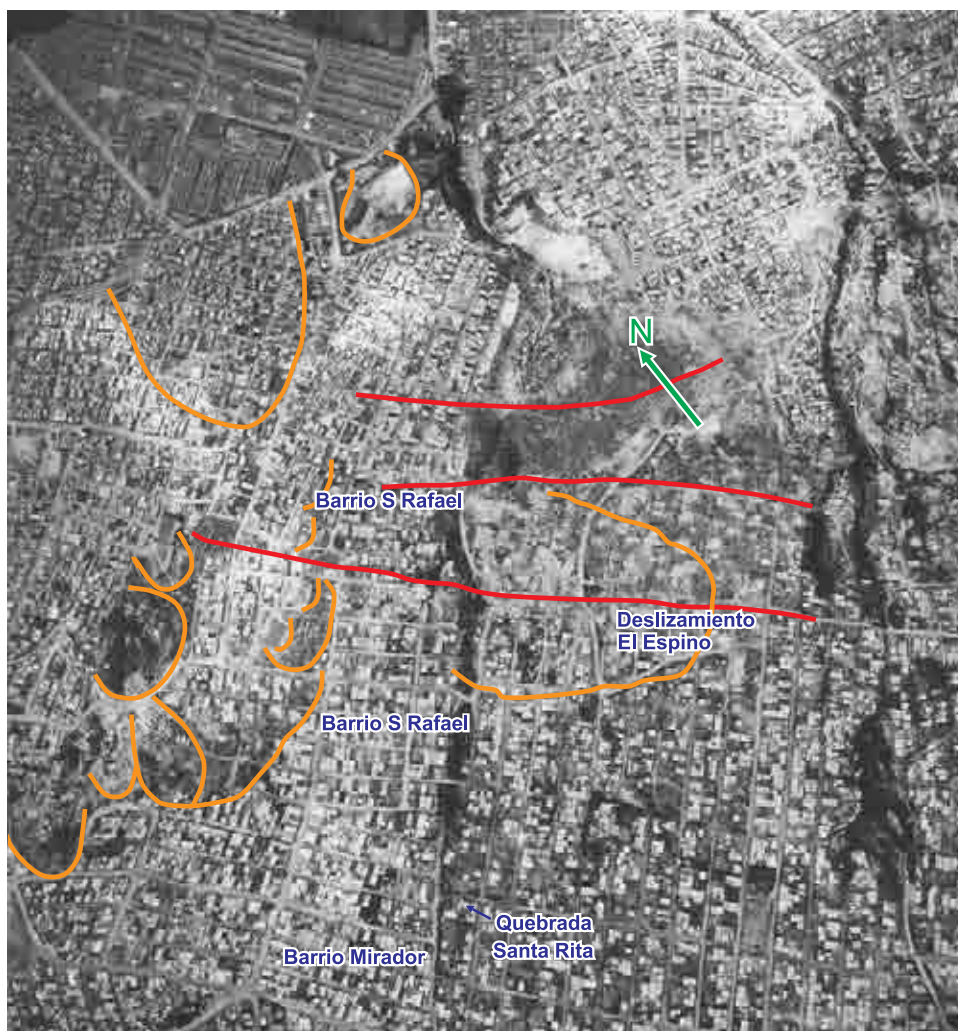


Figura 2.3 Fotografía aérea de la zona de El Espino y San Rafael, Bogotá, Colombia, mostrando en color naranja las coronas de antiguos deslizamientos y de canteras. En color rojo las fallas geológicas y lineamientos. Fotografía aérea 242, tomada el 24 de julio de 2002.

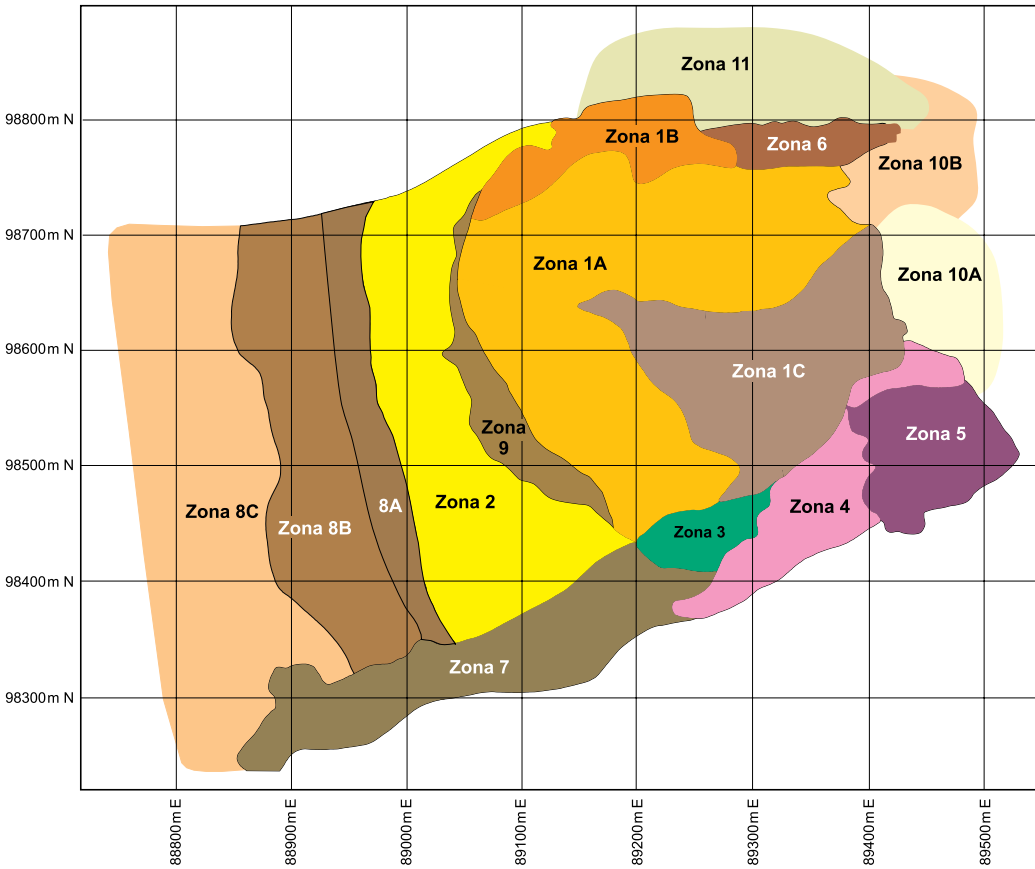


Figura 2.4 Mapa de amenazas por movimientos en masa del sector El Espino y Cerro el Diamante, Bogotá, Colombia. Convenio de Cooperación entre INGEOMINAS, Bogotá y el Fondo de Prevención y Atención a Emergencias de Bogotá, DEPAE. Mapa realizado a escala 1:2.000, febrero de 2003.

Tabla 2.1 Leyenda del mapa de zonificación de la amenaza en el sector El Espino y Cerro el Diamante, Bogotá, Colombia.

Zona		Características de la amenaza según la génesis del movimiento en masa
1A 1B 1C	Deslizamiento del Espino y Cerro del Diamante	Suelo y Roca desplazados. Corresponde al movimiento principal de la zona de estudio, es de carácter traslacional retrogresivo e involucra aproximadamente 1.750.000 m ³ de areniscas muy fracturadas con intercalaciones de arcillolitas, y algunos suelos residuales que las sobreyacen. Presenta un escarpe de aproximadamente 450 m de longitud y altura entre 8 y 10 m. Su desplazamiento horizontal ha sido de 20 a 30 m entre mayo de 2002 y marzo de 2003 (Zona 1A). Se han presentado levantamientos del orden de 7 a 8 m en el sector sur del barrio San Rafael y en los alrededores de la quebrada Santa Rita (Zona 1B). En el sector del Rodeo, al costado occidental del paradero de buses, se presentan levantamientos del terreno de aproximadamente 2 m.
		Levantamiento de suelo y roca. El movimiento ha registrado velocidades entre 2 y 14 cm/día para el período mayo 2002 – marzo 2003, reportando las mayores velocidades arriba del escarpe de la Cantera Santa Rita, y las menores en la parte sur del escarpe principal. La dirección del movimiento varía entre 30 y 40° NE.
		Roca fracturada desplazada. Este deslizamiento afectó 12 manzanas de los barrios Cerro El Diamante y El Espino Sector I, así como en el sector sur de los barrios San Rafael y El Rodeo. Por las características del movimiento, este representa una amenaza muy alta para cualquier construcción ubicada dentro del fenómeno.
2	Bloque desplazado detrás del Escarpe Principal	Movimiento de carácter traslacional que involucra areniscas fracturadas con intercalaciones de arcillolitas, producto de la regresión del deslizamiento principal y de la intervención antrópica. La grieta del bloque fallado se encuentra aproximadamente 100 m ladera arriba del escarpe principal y ha registrado desplazamientos desde 4 hasta 32 cm en el período de julio de 2002 a marzo de 2003, con tasas de movimiento entre 0,02 a 0,14 cm/día. La dirección del movimiento está entre 30 y 40° NE. Este movimiento afectó las viviendas, así como la infraestructura vial y redes de acueducto y aguas servidas. Por las características del movimiento, este representa una amenaza muy alta para cualquier construcción ubicada dentro del fenómeno.
3	Deslizamiento quebrada Santo Domingo	Este movimiento se encuentra en el costado sur del deslizamiento del Espino. El desplazamiento va en dirección occidente-oriental sobre la vertiente de la quebrada Santo Domingo. Este deslizamiento ejerce presión sobre el flujo de detritos antiguo y ahora activado. Presentó una tasa de movimiento de 11 mm/día para el período abril 2002 – marzo 2003. Representa una amenaza muy alta para cualquier construcción ubicada dentro de la zona.

Zona		Características de la amenaza según la génesis del movimiento en masa
4	Flujo de Detritos Quebrada Santo Domingo	<p>Ocurren típicamente al suroriente de la zona, sobre la margen izquierda de la quebrada Santo Domingo. Se diferenciaron dos tipos de flujos:</p> <p>Flujo antiguo reactivado posiblemente como consecuencia del empuje de los materiales del deslizamiento de la zona 3 y de otros fenómenos ubicados en la margen derecha de la quebrada Santo Domingo – Deslizamiento de La Carbonera. Su longitud es inferior a los 200 metros y el ancho en sus partes media e inferior es de 100 metros; el espesor del material no sobrepasa los 8 m. Presentó una tasa de movimiento de 0,4 mm/día para el período diciembre 2002 – marzo 2003.</p> <p>Flujo activo de pequeñas dimensiones: 100 m de longitud, y aproximadamente 3 m de espesor. Se ubica al nororiente del anterior. Su forma es estrecha y alargada. Presentó una tasa de desplazamiento de 0,1 mm/día en el período diciembre 2002 – marzo 2003. Su desplazamiento está ejerciendo presión sobre algunas viviendas que ya han sido demolidas, y representa una amenaza muy alta para las demás casas de los alrededores.</p> <p>Estos flujos imponen una amenaza muy alta a cualquier construcción en la zona.</p>
5	Caída de Rocas del Espino	<p>Zona que presenta caídas de bloques de roca provenientes del material fracturado que está sometido a empujes del deslizamiento de La Carbonera y del flujo de detritos arriba de esta zona.</p> <p>Representa una amenaza muy alta para cualquier construcción ubicada dentro de este sector.</p>
6	Escarpe y Depósitos de Talus	<p>En esta zona se desarrollan talus o depósitos de talud a partir del desprendimiento por gravedad de rocas, cuyos materiales se depositan en el cambio de pendiente. Estos materiales representan gran amenaza por su ubicación debajo de zonas escarpadas además de ser muy inestables ya que han empezado a sufrir el efecto de la presión y empuje de los materiales del deslizamiento de El Espino por lo cual se están deformando.</p>
7	Parte Alta Quebrada Santo Domingo	<p>Comprende la zona desde los escarpes de roca arriba en la quebrada Santo Domingo, hasta la zona del flujo antiguo depositado en la margen izquierda de la quebrada. En la actualidad no tienen mayores problemas por movimientos en masa, sin embargo los problemas de inestabilidad de las laderas vecinas –Espino y Carbonera- pueden llegar a afectar su estabilidad.</p>

Zona		Características de la amenaza según la génesis del movimiento en masa
8A	Ladera arriba del deslizamiento de El Espino y Cerro del Diamante. Escenario de Amenaza por Sismo	Efecto sísmico de 0,05 g de aceleración horizontal Esta zona puede inestabilizarse presentando un movimiento de carácter traslacional. De no tomarse medidas que estabilicen el movimiento principal, puede verse gravemente afectada cualquier construcción ubicada dentro de la zona.
8B		Efecto sísmico de 0,15 g de aceleración horizontal Este sector junto con la zona 8A puede inestabilizarse presentando un movimiento de carácter traslacional. De no tomarse medidas que estabilicen el movimiento principal, puede verse gravemente afectada cualquier construcción ubicada dentro de la zona.
8C		Efecto sísmico de 0,24 g de aceleración horizontal Este sector junto con las zonas 8A y 8B puede inestabilizarse presentando un movimiento de carácter traslacional. De no tomarse medidas que estabilicen el movimiento principal, puede verse gravemente afectada cualquier construcción ubicada dentro de la zona.
9	Ladera arriba del deslizamiento de El Espino y Cerro del Diamante. Escenario de amenaza por intervención antrópica	Esta zona puede inestabilizarse presentando un movimiento de carácter traslacional, considerando una intervención antrópica que provoque la infiltración de aguas y alteración de las propiedades de los materiales del subsuelo. De no tomarse medidas que estabilicen el movimiento principal, puede verse gravemente afectada cualquier construcción ubicada dentro de la zona.
10A	Ladera arriba del deslizamiento de El Espino y Cerro del Diamante. Escenario de amenaza por avance del movimiento	Zona de avance del movimiento de la zona 1C. Este movimiento podría afectar en gran parte a la zona destinada al parqueadero de los buses del sector. De no tomarse medidas que estabilicen el movimiento principal, puede verse gravemente afectada cualquier construcción ubicada dentro de la zona.
10B		Zona de avance del movimiento de la zona 1A. Este movimiento podría afectar el cauce de la quebrada Santa Rita pudiendo represarla. De no tomarse medidas que estabilicen el movimiento principal, puede verse gravemente afectada cualquier construcción ubicada dentro de la zona.
11	Influencia en San Rafael	Este sector se puede ver afectado por caídas de rocas, y agrietamiento del terreno debido al empuje del deslizamiento del Espino y Cerro del Diamante, por lo que la zona se encuentra en amenaza alta. Esta zona puede ampliarse si el monitoreo de la instrumentación instalada registra movimientos de consideración.

2.4.3 CASOS TIPO C – Zonificación de susceptibilidad a movimientos en masa

En este caso, un área dada se subdivide en sectores de acuerdo a su susceptibilidad a generar movimientos en masa. En su concepto ideal, la susceptibilidad a movimiento en masa se puede considerar como una función distribuida espacialmente, definida como “la densidad de movimiento en masa esperada”, la cual es medida en términos de ocurrencias anuales por km^2 (o por unidad de área) para movimientos pequeños. Un ejemplo de cómo la densidad podría expresarse es: “25 deslizamientos/ km^2 en 1997”. Puede expresarse también en m^2 de terreno potencialmente inestable por km^2 de área anual; un ejemplo sería: “1.000 m^2/km^2 de áreas inestables en 1997”.

Los mapas cualitativos de susceptibilidad (por ejemplo, susceptibilidad alta, media y baja) son probablemente los más comunes, pero son útiles solo para tomar decisiones relativas tales como una selección aproximada de sitios. El mapa se puede utilizar para controlar el desarrollo de un área, es decir para evitar la construcción directa sobre las zonas potencialmente inestables, o puede servir como indicador de zonas de inestabilidad que pueden extenderse y crear zonas de amenaza pendiente abajo (Ver el Tipo F, más adelante).

Para cada tipo de movimiento en masa, se debe preparar un mapa de susceptibilidad en forma separada (Ver el capítulo 1, sobre tipos de movimiento), ya que por la naturaleza de cada tipo de proceso, la amenaza que estos representan es diferente. Por ejemplo, se deben preparar por separado los mapas de susceptibilidad a caídas de roca y los de deslizamientos. Al finalizar cada mapa, y sólo si es posible, se podrían combinar en un solo mapa de amenazas, dependiendo de los fines del estudio y de la complejidad de la zona. El análisis de probabilidades puede requerir la consideración de aspectos como cambios en el uso de la tierra, especialmente deforestación, incendios o terremotos. A menudo, estos mapas se utilizan para movimientos en masa superficiales aunque también se han empleado los mapas detallados de susceptibilidad en áreas de frecuentes movimientos en masa profundos. Soeters y VanWesten (1996), publicaron una revisión muy completa de métodos cualitativos y cuantitativos para elaborar mapas de susceptibilidad.

Términos de referencia

Se describieron en la sección anterior (Sección 2.3, Etapas generales).

Estudio básico (información existente)

La compilación de información básica para la elaboración de mapas de susceptibilidad, debe concentrarse en la geología del basamento y los depósitos superficiales, información sobre movimientos en masa antiguos, actividades antrópicas y cambios en el uso del suelo.

Informes de testigos presenciales

En una base regional, se debe recolectar información local sobre los movimientos en masa ocurridos en el pasado.

Sensores remotos

Ver su descripción en la sección 2.3. Las imágenes satelitales pueden ser útiles para efectuar, en pequeña escala, un mapeo preliminar de susceptibilidad o un mapeo de los grandes movimientos en masa. No obstante, generalmente las fotografías aéreas son la principal fuente de información.

Análisis del terreno

En cada estudio de susceptibilidad a movimientos en masa, es elemento clave un análisis detallado del terreno a una escala 1:20.000 ó mayor. Este análisis debe basarse en la interpretación de fotografías aéreas apoyada en trabajo de campo con un detalle adecuado. El resultado del análisis debe representarse en un mapa con polígonos georeferenciados, que muestre las unidades del terreno clasificadas por génesis, morfología, tipos de materiales y procesos geomorfológicos característicos, activos o latentes. A veces se incorpora la pendiente de la ladera como una clase de forma del terreno. Lo más común es producir un mapa de pendientes por separado.

Inventario de movimientos en masa

Este es el segundo elemento más importante en el mapeo de susceptibilidad. El inventario debe compilarse combinando el análisis multitemporal de fotografías aéreas, trabajo de campo y entrevistas a testigos. Se deben idear símbolos adecuados para el mapa de inventario. En general, deben representarse por polígonos aquellos sitios con movimientos en masa que sean mayores a 5 mm en la escala del mapa o en caso contrario, por puntos. Ver el capítulo 4, Simbología Cartográfica. En el mapa se deben incluir las referencias de la base de datos de información relevante, tipos de movimientos en masa, tiempo de ocurrencia de éstos, área, espesor promedio, volumen, material y otros parámetros.

Es muy importante que el mapa de inventario indique claramente los diferentes tipos de movimientos en masa. También, se debe establecer para cada tipo, el límite mínimo de magnitud, puesto que los movimientos en masa pequeños son en general difíciles de reconocer y esto puede distorsionar los estimativos de densidad de movimientos en masa. Hay algunos tipos de movimientos en masa (por ejemplo, la caída de rocas) que deben cartografiarse preferentemente como grupo (clusters) y no como casos individuales (por ejemplo, un escarpe con frecuente caída de rocas).

En el capítulo 3 de la presente guía se encuentra un formato para captura de información para inventarios de movimientos en masa, preparado por el PMA:GCA.

Trabajo preliminar en el terreno

El trabajo de campo debe orientarse de manera que facilite la elaboración del mapa en el terreno y el inventario de movimientos en masa, así como la planificación de los trabajos de campo posteriores, que se describen en los numerales siguientes. La fotointerpretación es útil para estos propósitos. El método que se debe seguir consiste en combinar la fotointerpretación y la comprobación de campo. Por ejemplo, se identifica una característica del terreno mediante fotointerpretación, se confirma y describe en el campo, y luego se corrige por fotointerpretación, para obtener una forma final de entrada en el mapa de inventario y en la base de datos.

Investigación del subsuelo

La investigación del subsuelo tiende a ser muy limitada cuando el objetivo es elaborar mapas de susceptibilidad. En algunos casos puede ser útil excavar calicatas para confirmar la profundidad y características del suelo o para investigar casos de movimientos en masa individuales.

Geofísica

Con el fin de cartografiar el espesor de la cubierta vegetal, se pueden utilizar en algunos casos los perfiles de resistividad eléctrica.

Instrumentación

En general, no se utiliza la instrumentación para la elaboración de mapas de susceptibilidad a movimientos en masa.

Análisis

La descripción de los métodos de preparación de mapas de susceptibilidad a movimientos en masa que se presenta a continuación, se basa en la revisión de métodos presentados por Soeters y VanWesten (1996). La mayoría de estas metodologías se han aplicado en zonas tropicales (VanWesten, 1993).

Método de inventario de movimientos en masa. Los mapas de inventario requieren la preparación de mapas de ocurrencia de movimientos en masa, los cuales deben hacerse por separado para cada tipo de movimiento (caída de rocas, deslizamientos, flujos de detritos, etc.). Los mapas de inventario de movimientos en masa se emplean con frecuencia como mapas de amenazas, ya que muestran la distribución y magnitud de eventos recientes. Sin embargo, debe aclararse que su uso es limitado, pues la información contenida corresponde sólo a un determinado período de tiempo, y no dice nada sobre las áreas que no presentaron eventos durante dicho período. Este método permite hacer análisis de distribución, actividad (eventos ocurridos en cierto período) y densidad (porcentaje por área total o número de deslizamientos por área total).

Un mapa de inventario no muestra en si la susceptibilidad a movimientos en masa y por lo tanto se debe ser cuidadoso al utilizarlo como mapa de amenaza. Por ejemplo, no se recomienda en zonas donde ha habido cambios en el uso del suelo (como la construcción de una carretera) y se requiere un análisis de la susceptibilidad a movimientos en masa. En este caso es más recomendable emplear otros métodos de análisis como los que se describen a continuación, incorporando observaciones de áreas que han sido sometidas en el pasado a cambios del uso del suelo similares. En el capítulo 3, (sobre Inventarios) se presenta un formato junto con un instructivo, que resume los parámetros principales que se deben capturar para la realización de inventarios de movimientos en masa.

Método geomorfológico subjetivo. Este se basa en la interpretación subjetiva del mapa por un geocientífico experimentado. Este método requiere la preparación de un mapa de terreno que incluye procesos. Se deben identificar los tipos de unidades del terreno que son proclives a desarrollar movimientos en masa. La escala de susceptibilidad siempre es subjetiva y se debe indicar en una leyenda especial en el mapa de terreno. En este método es clave la experiencia del geomorfólogo.

Ponderación de parámetros. En este caso se identifican algunos parámetros relevantes para la generación de movimientos en masa en la zona de estudio (variables de predicción), se les asignan valores en forma subjetiva, acordes a que tan relevante se consideren y se combinan utilizando un algoritmo diseñado al respecto. Se obtiene así un número subjetivo para cada unidad del terreno, mediante la combinación de los valores de diferentes variables de predicción. Finalmente los resultados se pueden agrupar en clases. Este método requiere un experto familiarizado con el área de estudio quien debe seleccionar los parámetros a ponderar y asignarles el peso. Así mismo requiere, verificación en el terreno con un mapa de ocurrencia de movimientos en masa. En la Tabla 2.2 se presenta un listado de parámetros de uso común.

En la Figura 2.5 se muestra el mapa de amenazas de Colombia elaborado por INGEOMINAS, con base en una serie de parámetros geológicos como elementos detonantes, que se aprecian en las Tablas 2.3 y 2.4.

En este mapa, la mayor concentración y frecuencia de movimientos en masa se presenta en las zonas agrupadas en la categoría de *amenaza muy alta*. En estas zonas, que representan el 21,7% del territorio montañoso del país, se concentra el 51% de los movimientos más grandes y recurrentes y el 37% de los movimientos menores. En las zonas consideradas como de *amenaza alta*, los movimientos son también muy frecuentes y recurrentes, pero menos que en la categoría anterior; las zonas de amenaza alta corresponden al 9,5 % de la zona montañoso, concentran entre el 20% y el 25% de los movimientos mayores y el 10% de los movimientos menores. En las zonas de *amenaza media* la densidad y recurrencia de los movimientos es menor que en las

categorías anteriores; corresponden al 20,7% de la zona montañosa y concentran entre el 15% y 20% de los movimientos más grandes. El 32% de los movimientos menores se presentan en las zonas de amenaza media. Las zonas de amenaza baja cubren el 48,1% del territorio montañoso y concentran cerca del 10% de los movimientos mayores (INGEOMINAS, 2001).

Tabla 2.2 Listado de variables típicas de predicción para la aplicación del método de ponderación de parámetros.

Variables
Angulo de la pendiente
Materiales superficiales
Geoforma
Unidad Litológica
Orientación de la pendiente
Forma de la pendiente
Condiciones del drenaje
Profundidad del suelo
Presencia de erosión, o movimientos en masa ya existentes
Distancia a una vía
Distancia a una falla

Tabla 2.3 Factores geológicos.

Factor	Descripción
Litología	Asociación con la estratigrafía
Condiciones de los materiales	Meteorización y fracturamiento de rocas, consolidación y contenido de agua en los suelos
Rasgos morfoestructurales	Patrones regionales asociados a fallas y buzamiento local de estructuras que favorece deslizamientos

Tabla 2.4 Factores detonantes.

Factor	Descripción
Lluvia	Tomando en cuenta pisos climáticos y zonas de vida
Sismicidad	Corredores de fallas tectónicas
Actividad volcánica	
Actividad humana	Deforestación, uso del suelo y conflicto de uso del suelo

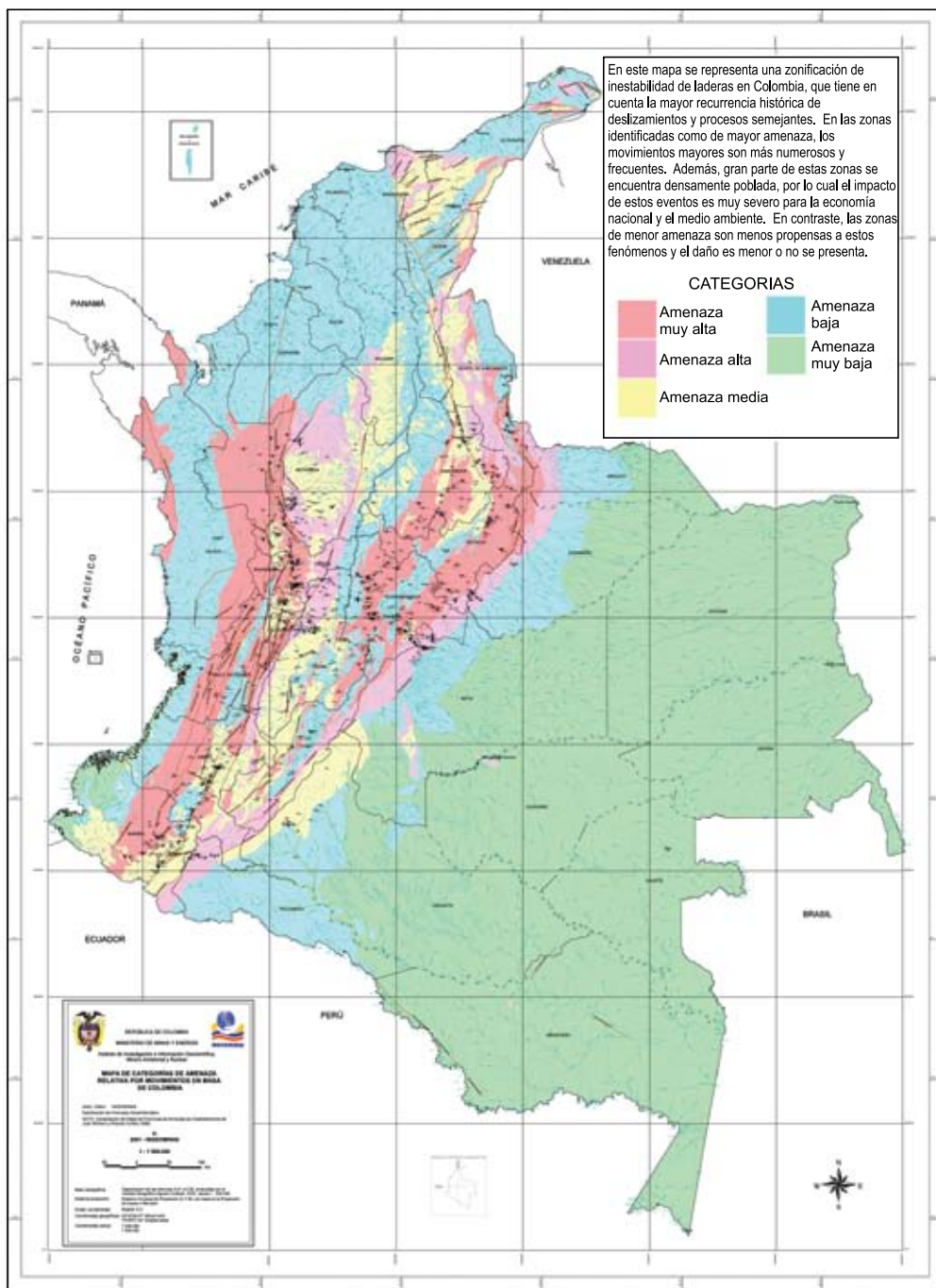


Figura 2.5 Mapa de amenazas de Colombia elaborado con base en ponderación de parámetros geológicos (INGEOMINAS, 2001).

Método estadístico divariado. Este es el método más común para obtener una estimación cuantitativa y objetiva de la susceptibilidad a movimientos en masa. Nuevamente se basa en asignar valores por parte de un especialista, a las distintas variables de predicción y combinarlos en una clasificación de susceptibilidad. Para esto, se obtienen las densidades reales de cada clase de movimientos en masa a partir de cada mapa de inventario. Se obtiene una correlación divariada entre las variables de predicción y la densidad del movimiento en masa. El mapa de susceptibilidad resultante puede utilizarse para estimar la ocurrencia de futuros movimientos en masa. Se recomienda probar y calibrar diversas formas de combinación y compilación de los valores de susceptibilidad, a fin de obtener la mejor correlación. Esto se puede realizar fácilmente en un SIG. En INGEOMINAS (2001) se presenta una descripción detallada de este método.

Un ejemplo de la aplicación de esta metodología es el caso de la zonificación realizada por INGEOMINAS (2003) en la ciudad de Villavicencio, Colombia (Figura 2.6). Se empleó como base de zonificación la metodología del Sistema de Evaluación Semicuantitativo de Estabilidad, SES, propuesta por Ramírez (1989), y adaptada por González (1998), la cual sigue los siguientes pasos para su análisis:

- (a) Selección de las unidades básicas de estudio.
- (b) Evaluación de la susceptibilidad de la zona a los movimientos en masa (análisis de materiales, geomorfología, drenaje, cobertura vegetal).
 - (b1) Evaluación y cuantificación de los parámetros intrínsecos.
 - (b2) Mapa de susceptibilidad a los movimientos en masa.
- (c) Evaluación y cuantificación de los parámetros detonantes de los movimientos en masa.
- (d) Mapa preliminar de zonificación de amenaza por movimientos en masa.
- (e) Evaluación de los procesos actuales de movimientos en masa.
- (f) Calibración del mapa de zonificación de amenaza por movimientos en masa.

Método estadístico multivariado. En este tipo de metodología se establece una correlación entre un grupo de variables de predicción y la densidad de movimientos en masa de las unidades de terreno. Este método no es comúnmente utilizado en la práctica y es difícil de calibrar.

Método determinístico. Este método se basa en la aplicación de la ecuación de Talud Infinito en la cual se determina el equilibrio de una sección superficial de ladera o talud en la que se asumen unas propiedades uniformes. Para esto se determina el factor de seguridad el cual es el cociente entre las fuerzas de resistencia y las fuerzas de empuje. Un factor de seguridad menor de 1.0 indica que el movimiento es inminente.

La puesta en práctica es difícil, puesto que no siempre se conocen bien los parámetros de entrada.

No es posible recomendar algún método específico de mapeo de susceptibilidad. La persona que desarrolle el trabajo debe necesariamente contar con suficiente experiencia y conocimiento del tema, para seleccionar el método y las variables de predicción que sean más adecuadas para su área de estudio. Se recomienda el uso de múltiples métodos en paralelo. Se debe enfatizar el uso de ambos tipos de métodos, los teóricos y los empíricos.

La validación es un aspecto importante en el mapeo de susceptibilidad a movimientos en masa. Es importante separar el mapa de inventarios del de calibración. Chung y Fabbri (2003) precisan que, cuando el mapa de inventario usado en el procedimiento anterior es el mismo mapa que fue utilizado para calibrar el modelo resultante de susceptibilidad, el resultado obtenido es simplemente la medida de la “tasa de éxito”. Es decir, mide que tanto se adapta el modelo a los datos dados. La verdadera tasa de predicción es validada sólo si el mapa de inventario utilizado es diferente del mapa de calibración, originado éste a partir de una zona diferente del área del estudio o de un período de tiempo diferente. La desventaja de tal procedimiento es una reducción en el tamaño de la base de datos disponible para la calibración.

El concepto de validación se puede utilizar para elegir sistemáticamente el mejor algoritmo de susceptibilidad. Se pueden utilizar las combinaciones de diferentes pronósticos para producir “bosquejos” de mapas de susceptibilidad. Cada mapa se valida mediante la comparación con un inventario y se acepta aquella combinación que resulta más adecuada.

Existen aún serios problemas potenciales al derivar susceptibilidades a movimientos en masa con base en las metodologías existentes al presente. Uno de ellos es el supuesto de que los procesos ocurren a velocidad constante, lo que sería la aplicación simplista del Principio de Uniformitarismo. De hecho, muchos movimientos en masa tienden a ocurrir en grupos, a veces con un amplio espaciado temporal. Existe además una cuestión de estacionalidad: cuando un denso grupo de movimientos en masa remueve gran cantidad de la cubierta del suelo en un área de laderas empinadas, como fue el caso de Vargas en Venezuela en 1999 o Páez en Colombia en 1997, la posible ocurrencia de otro evento semejante dependerá de cuando haya nuevamente disponibilidad de materiales en el área.

Para ilustrar esto, tomemos como ejemplo extremo la inestabilidad superficial de pendientes abruptas de la Región de Campaña en Italia, conformada por un nivel de depósitos piroclásticos sobre calizas. Una vez deslizado el nivel de depósitos, la ladera afectada ya no representará amenaza, mientras que las laderas adyacentes “intactas” siguen representando amenaza continua. Sin embargo, un análisis de frecuencia aplicado en forma mecánica a esta situación produciría resultados opuestos: identificaría

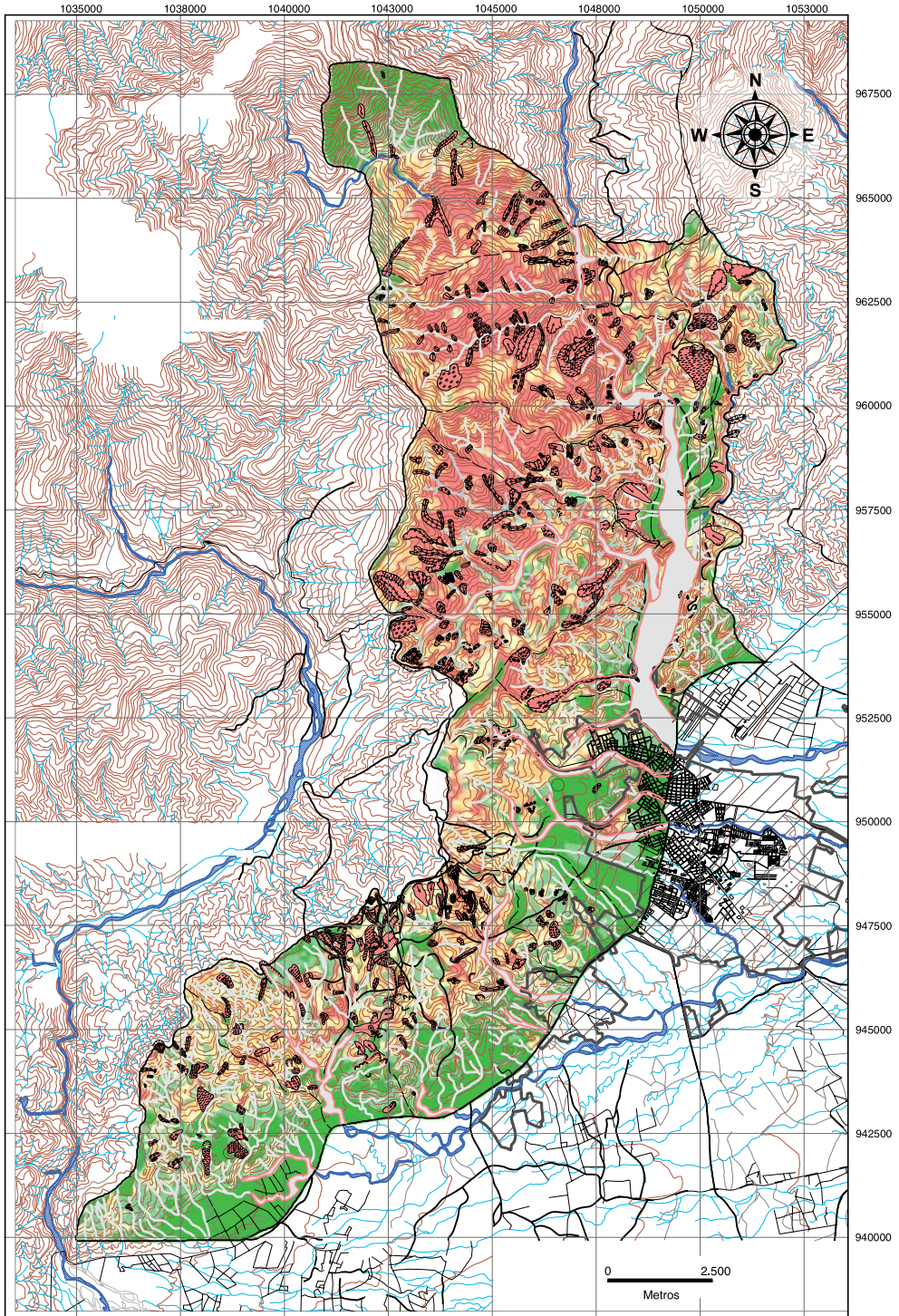
























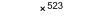
Figura 2.6(a) Mapa de zonificación de amenazas empleando SIG y el método estadístico divariado, para la ciudad de Villavicencio, Colombia por INGEOMINAS (2003).

La Zonificación de Amenaza por Movimientos en Masa presentada en este estudio, es el resultado del análisis semicuantitativo de distintas variables, con el fin de identificar la amenaza en el área de interés. Representa las áreas que potencialmente pueden ser afectadas por movimientos en masa, dentro del área de estudio y son una herramienta para la planificación territorial. La amenaza es cambiante y debe ser actualizada conforme a las variaciones que se presenten en la región.

Categorías de Estabilidad de Laderas y Amenaza Relativa por Movimientos en Masa

	Categoría de Estabilidad	Amenaza Relativa por Frecuencia de Ocurrencia de Movimientos en Masa	Condición de Estabilidad del Terreno
	I	Muy Baja	Zonas relativamente estables donde no se observan procesos de inestabilidad recientes y donde predominan las áreas de baja pendiente. Corresponde a la zona aproximadamente plana de los Llanos Orientales. Se debe tener especial cuidado con las zonas adyacentes a los ríos y quebradas, donde por efecto de socavación lateral se pueden llegar a inestabilizar las laderas adyacentes.
	II	Baja	Zonas relativamente estables en donde no se observan procesos denudacionales severos, pero su estabilidad depende del manejo que se les dé a las mismas y de la estabilidad de las laderas adyacentes. Corresponden en general a los lomos de las divisorias de aguas con pendientes bajas a moderadas. En estas zonas se requiere tener mucha precaución con el manejo de aguas superficiales, las excavaciones, los rellenos y el control de los procesos de inestabilidad y focos erosivos que se puedan generar en las laderas adyacentes.
	III	Media	Zonas de estabilidad marginal susceptibles a procesos denudacionales por el mal manejo del terreno y de las aguas superficiales. En caso de lluvias extraordinarias o efectos sísmicos superficiales fuertes, en ellas podrían generarse deslizamientos que eventualmente afectarían áreas mayores. El mantenimiento o construcción de cualquier estructura dentro de estas zonas requiere el diseño detallado de medidas preventivas, correctivas o del control de deslizamientos.
	IV	Alta	Zonas inestables afectadas por procesos denudativos como carcavamiento profundo en caños y quebradas, en donde es común encontrar cicatrices de antiguos deslizamientos. El mal manejo de aguas superficiales y en general del suelo pueden acelerar la profundización y extensión de las cárcavas y deslizamientos. La construcción y mantenimiento de obras requieren el diseño detallado de medidas preventivas, correctivas o de control de deslizamientos y resultan costosas.
	V	Muy Alta	Zonas muy inestables, afectadas por procesos de inestabilidad activos, que involucran al macizo rocoso y que abarcan gran extensión. En algunas zonas corresponden a sectores con frecuentes procesos erosivos de tipo carcavamiento extenso y profundo. Debido a las altas pendientes y susceptibilidad a la falla de los terrenos de estas zonas, garantizar la estabilidad por medio de cualquier obra es bastante difícil y requiere de medidas especiales y muy costosas para lograr estabilizar las zonas críticas.
	Morfología plana a ligeramente inclinada correspondiente a los lechos actuales de los ríos y quebradas. Incluye vegas y barras torrenciales. Estas zonas se inundan con las crecientes torrenciales interanuales. Conos de deyección en proceso de formación cuyas pendientes son suaves a moderadas. Las zonas atravesadas por las corrientes que forman, están expuestas a socavación y desprendimientos, zona de Rondas de Cañadas.		

Convenciones

-  Limite actual del casco urbano de Villavicencio según información entregada por la secretaría
-  Curva de nivel cada 100 m.
-  Curva de nivel cada 50 m.
-  Quebradas, cañadas
-  Carretera pavimentada
-  Carretera sin pavimentar
-  Carretera transitable en tiempo seco
-  Carretera transitable en tiempo seco en vehículos de doble tracción o carreta
-  Camino de herradura, sendero
-  Limite area de estudio
-  Arenal, isla, laguna
-  Rio
-  Laguna, puente
-  Casa, escuela, mina
-  Cota fotogramétrica
-  523
-  Bocatoma del acueducto (Quebrada Honda)

Convenciones Morfodinámicas









MOVIMIENTOS EN MASA	PROCESOS EROSIVOS	PROCESOS ANTRÓPICOS
Deslizamiento 	Carcavamiento 	Canteras 
Reptación 	Escurrimiento de suelo 	Coronas Antiguas de Deslizamiento 
Flujo de Tierras o Detritos 	Socavación Lateral 	

Figura 2.6(b) Leyenda del mapa de zonificación de amenazas empleando SIG y el método estadístico divariado realizada para la ciudad de Villavicencio, Colombia por INGEOMINAS (2003).

a la ladera intacta como “segura”, produciendo de esta manera un resultado completamente erróneo. Este es un tema que es prioritario investigar a fin de hallar las metodologías que integren este aspecto en el análisis de susceptibilidad. La Tabla 2.5 lista las técnicas de análisis mencionadas y su uso recomendado, de acuerdo a Soeters y VanWesten (1996).

Informe

Ver la descripción en la sección 2.3, Etapas generales.

Tabla 2.5 Cuadro resumen de técnicas de análisis de mapas de susceptibilidad, modificado de Soeters y VanWesten (1996).

Tipo de análisis	Técnicas	Uso recomendado de acuerdo a la escala		
		Regional 1:100.000	Media 1:25.000	Detallada 1:10.000
Inventarios	Análisis de distribución	Si	Si	Si
	Análisis de actividad	No	Si	Si
	Análisis de densidad	Si	No	No
Métodos heurísticos	Análisis geomorfológico Subjetivo	Si	Si	Si
	Ponderación de parámetros	Si	Si	No
Métodos estadísticos	Análisis estadístico divariado	No	Si	No
	Análisis estadísticos multivariados	No	Si	No
Métodos determinísticos	Aplicación de análisis de talud infinito (factor de seguridad)	No	No	Si

2.4.4 CASOS TIPO D – Zonificación de amenaza para la definición de líneas de retiro

Un caso especial de la zonificación de la susceptibilidad a movimientos en masa se aplica a la distancia de retiro requerida para la construcción sobre las crestas o márgenes de terrazas, o de taludes potencialmente inestables (Cruden et al., 1989). La distancia se puede definir determinísticamente, con un factor de seguridad adecuado, o probabilísticamente como la distancia de retroceso versus la probabilidad de ocurrencia durante el tiempo de vida de la estructura. La manera de abordar este problema es similar a la de estabilidad de una pendiente individual del Tipo A, con mayor énfasis en observaciones en el terreno.

La técnica más importante se apoya en la relación entre la distancia de retiro y la altura y condiciones de la pendiente, establecidas empíricamente observando laderas semejantes en las cercanías. Se debe prestar atención a pendientes que han sido socavadas por erosión en la base o cargadas en la cresta por rellenos artificiales mal diseñados.

2.4.5 CASOS TIPO E – Zonificación de amenazas en el área de propagación (alcance), basándose en el análisis de los depósitos

Los movimientos en masa rápidos, tales como flujos de detritos, avalanchas de detritos o caídas de rocas alcanzan a ser una amenaza en áreas lejanas de la zona de arranque del movimiento en masa. Idealmente, se deben mapear en las zonas de propagación la distribución tanto de la intensidad del movimiento en masa como la probabilidad del evento, con el fin de guiar decisiones relacionadas con el desarrollo y proporcionar los parámetros para el diseño de medidas de protección. En esta sección se presenta un ejemplo de la metodología para la elaboración de mapas de amenaza empleando modelos matemáticos (FLO-2D), combinados con la aplicación de sistemas de información geográfica.

En este caso, la historia de la zona de depositación en sí misma proporciona datos de los movimientos en masa que periódicamente la han alcanzado. Por ejemplo, a partir de registros históricos o de una evaluación de la estratigrafía de un abanico aluvial, se puede establecer una base de datos de los flujos de detritos que se han depositado en el abanico (Hungry y Rawlings, 1995). Así, las hidrógrafas de flujos de detritos en el ápice del abanico servirán como condiciones iniciales para los análisis de propagación, sin necesidad de estudiar las zonas de arranque de movimientos en masa que ocurran aguas arriba en la cuenca de drenaje.

Otro caso especial de este tipo de análisis es el mapeo de las áreas de “sombra” debidas a la caída de rocas desde los acantilados (Evans y Hungry, 1993), o la estimación de riesgos en un corredor vial confinado por escarpes basándose en el análisis estadístico de ocurrencias anteriores (Bunce et al., 1997).

Términos de Referencia

Ver la descripción en la sección 2.3.

Información básica

La información de base que se requiere en este caso incluye mapas del abanico o cono aluvial (derrubios), informes y artículos referidos a movimientos en masa ocurridos en el pasado e informes hidrológicos que incluyan datos de precipitación y aforo de caudales.

Informes de testigos presenciales

Estos pueden ser muy importantes, dado que permiten identificar movimientos en masa ocurridos en el pasado, que formarán parte de los datos de frecuencia, magnitud e intensidad.

Sensores Remotos

La interpretación de fotografías aéreas de diferentes fechas, tanto de las zonas de arranque como de la zona de depósito, contribuirá a identificar importantes eventos ocurridos en el pasado y a estimar las áreas de depósitos, a partir de las cuales pueden hallarse los volúmenes de los depósitos asumiendo espesores promedios típicos.

Análisis del terreno

Deben delimitarse con precisión los límites de las geoformas deposicionales (abanicos, conos aluviales) y canales ya existentes.

Inventario de movimientos en masa

Con base en los resultados de las etapas anteriores, se debe iniciar un inventario con fecha de los movimientos en masa que alcanzaron o llegaron hasta el sitio. Se deben distinguir los distintos tipos de movimientos en masa, por ejemplo, caídas de rocas, deslizamientos de rocas, flujos de detritos o inundaciones, avalanchas de detritos, ya que pueden superponerse en la misma área deposicional eventos de los distintos tipos. Por ejemplo, un abanico puede recibir flujos de detritos provenientes de la corriente principal, como también avalanchas de detritos de los valles adyacentes o de pendientes aterrazadas. El inventario debe entonces ser más extenso y complementado con los datos de campo.

Trabajo preliminar en el terreno

Se deben mapear sistemáticamente las áreas de depósito, concentrándose en las evidencias de movimientos en masa ocurridos en el pasado, con la ayuda de interpretación de fotografías aéreas y la recolección de evidencias tales como albardones de flujos de detritos, canales abandonados, pedregales o acumulación de cantos rodados, grandes bloques, depósitos lobulados antiguos y similares. Se debe tomar nota de la edad de la vegetación que cubre los depósitos o que se encuentre perturbada por éstos. Si es posible, se debe datar la edad de los árboles por el tamaño de sus troncos o contando sus anillos de crecimiento o usando técnicas de perforación en ellos. Hay que buscar en los árboles señales o marcas que evidencien daños originados por movimientos en masa y tratar de agrupar las distintas características de los depósitos de un determinado evento. También se deben realizar estimaciones de campo del espesor de los depósitos, comparando la superficie del depósito con las del terreno vecino. El

objetivo es contar con evidencias del área de depósito, alcance y magnitud (volumen) de eventos de diferentes edades.

Investigación de subsuelo

Las calicatas o trincheras son por lo general muy útiles para determinar el espesor de los depósitos individuales y para hallar material orgánico enterrado, el cual es muy adecuado para dataciones por el método de carbono catorce.

Geofísica

Mediante Radar de Penetración en el suelo (GPR) se puede obtener información del espesor de los depósitos de abanicos de grava. Este método, sin embargo, no es adecuado en depósitos arcillosos.

Instrumentos

Las estaciones hidrometeorológicas y de aforo de caudales son útiles en la generalidad de los casos para obtener, completar o mejorar los datos hidrológicos de la zona de estudio.

Análisis

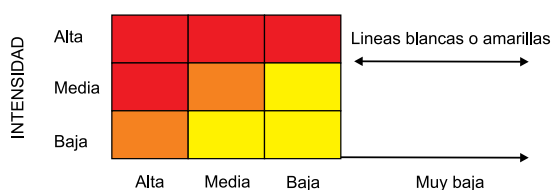
A partir del inventario de movimientos en masa obtenido con base en el análisis de depósitos, debe generarse una curva de distribución de Frecuencia Acumulada – Magnitud (CFM). El método para compilar la curva CFM es similar al utilizado para elaborar las curvas de frecuencia de inundaciones o terremotos. Dicha curva dará información de la frecuencia de los movimientos en masa de diferentes rangos de magnitud (volumen).

El paso siguiente consiste en modelar el alcance para eventos de distintas magnitudes. Esto puede lograrse utilizando métodos empíricos, tales como las distribuciones área/volumen y los gráficos de distancia/volúmenes, o los modelos de predicción calibrados, tales como el FLO-2D. El resultado será un mapa de amenazas que mostrará las intensidades esperadas (profundidades pronosticadas, velocidades o tamaño de los bloques en diversas áreas para diferentes períodos de recurrencia). En caso necesario, este mapa puede analizarse después de examinar los elementos en riesgo (personas, edificios) con el fin de determinar su vulnerabilidad a las diferentes amenazas y estimar los riesgos resultantes.

Como se mencionó antes, la evaluación de amenaza por flujos de detritos en abanicos aluviales es un caso del Tipo E. El ejemplo siguiente se toma de García y López (2005) quienes describen la metodología para la elaboración de mapas de amenaza empleando modelos matemáticos (FLO-2D), combinados con la aplicación de sistemas de información geográfica. Esta metodología fue aplicada por la Universidad Central de Venezuela a 23 sitios en la región del Estado Vargas, Venezuela.

El criterio para delimitar las diferentes zonas de amenaza, se basa en los estándares suizos y austriacos y fue propuesto inicialmente en Venezuela por el proyecto Prevención de Desastres Naturales en Venezuela (PREVENE, 2001). Siguiendo este método, se delimitan tres zonas o niveles de amenaza en un área. El nivel de amenaza se determina por medio de la combinación de la *intensidad* y de la *frecuencia* (probabilidad) de ocurrencia de un evento. La intensidad es función de la profundidad y la velocidad del flujo. En este caso, los límites de probabilidades se definieron tanto para inundaciones como para flujos de detritos y de lodos, con períodos de retorno de 10, 100 y 500 años, considerando que estos eventos tienen una probabilidad de ocurrencia alta, media y baja respectivamente. A cada uno de estos niveles se le asigna un color como se muestra en la Figura 2.7 y Tabla 2.6.

Figura 2.7 Colores empleados en el mapeo de la amenaza. Cada nivel de amenaza está definido por la intensidad y la probabilidad (García y López, 2005).



PROBABILIDAD				
Periodo de retorno	10	100	500	>>500
Probabilidad de Excedencia	10%	1%	0.2%	<<0.2%

- Amenaza Alta (rojo)
- Amenaza Media (naranja)
- Amenaza Baja (amarillo)

Tabla 2.6 Leyenda de los niveles de amenaza.

Nivel de amenaza	Color	Leyenda
Alto	Rojo	Las personas están en peligro tanto dentro como fuera de sus casas. Las edificaciones están en peligro de ser destruidas.
Medio	Naranja	Las personas están en peligro fuera de sus casas. Pueden presentarse daños y posible destrucción de las viviendas, dependiendo de sus características constructivas.
Bajo	Amarillo	El grado de peligro al que están expuestas las personas es bajo o no existe. Los edificios pueden sufrir pequeños daños y las inundaciones o la sedimentación pueden afectar el interior de las casas.

En este caso se discrimina entre las inundaciones y los flujos de detritos y de lodo. Las intensidades se definen de acuerdo con la máxima profundidad alcanzada por el evento y el producto de la máxima velocidad y la máxima profundidad. La Tabla 2.7 muestra como se definen las intensidades para el caso de inundaciones.

Tabla 2.7 Intensidades para inundaciones.

Intensidad	Máxima profundidad h (m)	Producto de la máxima profundidad h por la velocidad v (m²/s)
Alta	$h > 1,5 \text{ m}$	o $v h > 1,5 \text{ m}^2/\text{s}$
Media	$0,5 \text{ m} < h < 1,5 \text{ m}$	o $0,5 \text{ m}^2/\text{s} < v h < 1,5 \text{ m}^2/\text{s}$
Baja	$0,1 \text{ m} < h < 0,5 \text{ m}$	y $0,1 \text{ m}^2/\text{s} < v h < 0,5 \text{ m}^2/\text{s}$

Los criterios son más conservadores para el caso de flujos de detritos y de lodos, como se muestra en la Tabla 2.8, ya que estos son más destructivos que las inundaciones.

Tabla 2.8 Intensidades para flujos de detritos y lodos.

Intensidad	Máxima profundidad h (m)	Producto de la máxima profundidad h por la velocidad v (m²/s)
Alta	$h > 1,0 \text{ m}$	o $v h > 1,0 \text{ m}^2/\text{s}$
Medio	$0,2 \text{ m} < h < 1,0 \text{ m}$	o $0,2 < v h < 1,0 \text{ m}^2/\text{s}$
Bajo	$0,2 \text{ m} < h < 1,0 \text{ m}$	y $v h < 0,2 \text{ m}^2/\text{s}$

Empleando el modelado con el FLO-2D se obtienen las profundidades máximas y las velocidades en el abanico aluvial. Se obtiene la hidrógrafa en el ápice del abanico, mediante la aplicación de modelos hidrológicos en la cuenca. El esfuerzo de corte y la viscosidad dependen de la concentración por volumen para lo cual se emplean correlaciones desarrolladas por O'Brien (2003) y García y López (2005). Para cada escenario se corre el modelo y se ajusta por comparaciones entre el volumen total de sedimentos calculado por el modelo y los datos estimados de material disponible para ser movilizado en la cuenca. El nivel de amenaza en un lugar determinado en el abanico está dado por la intensidad del evento para cierto período de retorno (Ver la Figura 2.8).

Las estrategias de mitigación para flujos de detritos en áreas urbanas, pueden requerir medidas estructurales y no estructurales. Las primeras incluyen cubetas o fosas de sedimentación, diques y barreras deflectoras, etc. Las no estructurales abarcan el monitoreo de variables meteorológicas, hidrológicas y geomorfológicas en las cuencas, elaboración de mapas de amenaza y riesgo, implementación de sistemas de alerta temprana, planes de ordenamiento territorial y de contingencia (García y

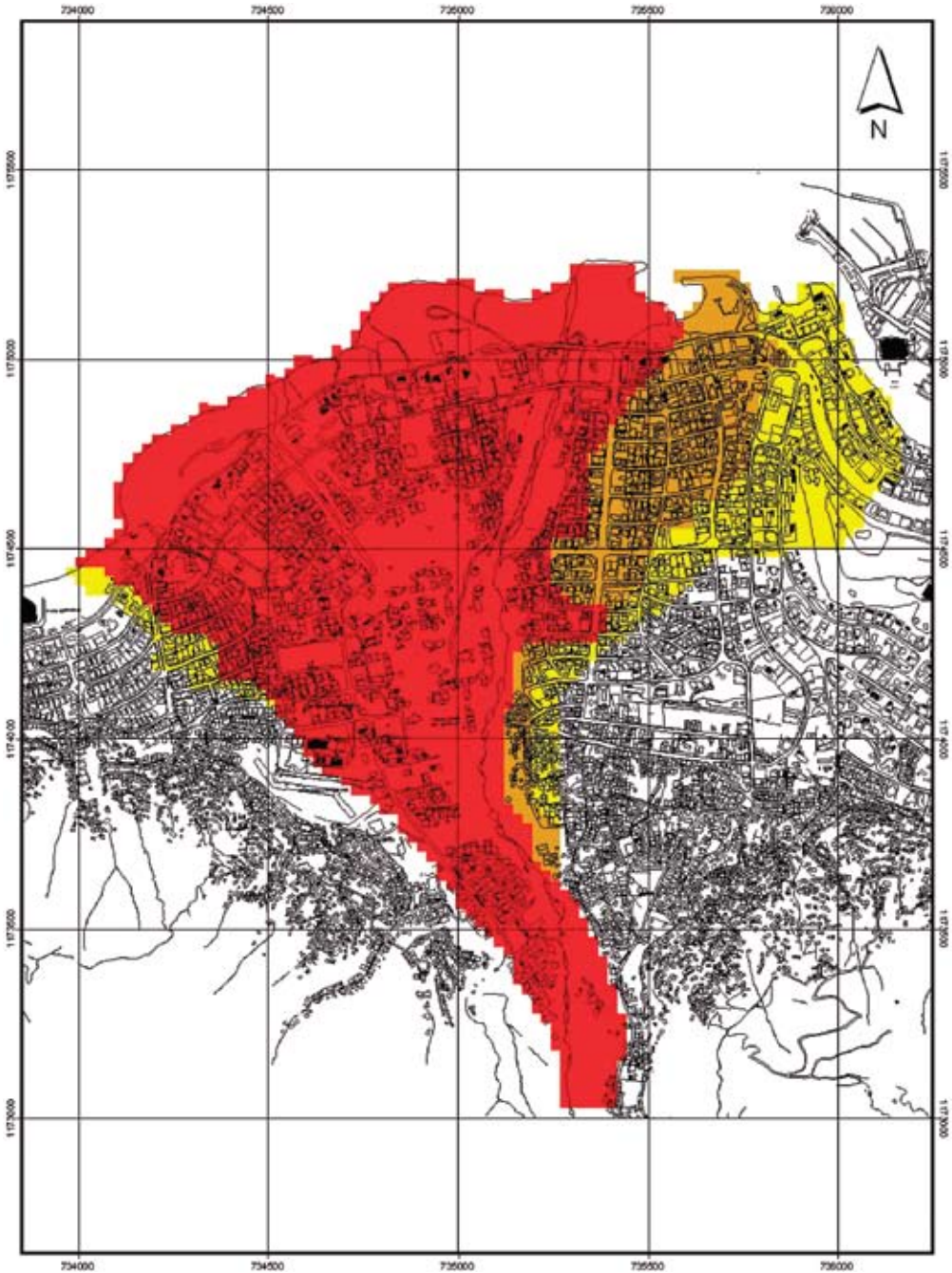


Figura 2.8 Mapa de amenaza para el abanico de la quebrada San Julián y niveles de amenaza de acuerdo al proyecto PREVENE, 2001 (García y López, 2005).

López, 2005). Una metodología similar para los mapas de amenaza y vulnerabilidad se desarrolló y aplicó en el proyecto PRECUPA en Cuenca, Ecuador, adelantado por la Ayuda Humanitaria Suiza e instituciones ecuatorianas en la cuenca del río Paute, en periodo 1994–1998 (Basabe, 2004).

Otro ejemplo de problema del Tipo E son las caídas de rocas. Éstas constituyen probablemente uno de los principales mecanismos de erosión y transporte en las laderas de Puente del Inca, Mendoza, Argentina. Las caídas se producen a partir de las cornisas ubicadas en las laderas del valle (Figura 2.9). La alta frecuencia de caídas forma potentes acumulaciones al pie de las laderas, que dan origen a conos de talud o bajadas. Baumann et al. (2005) estimaron la sombra de caídas de rocas en esta localidad y la intensidad en términos de energía cinética (Tablas 2.9 y 2.10).

Tabla 2.9 Medidas de volumen, altura de caída y energía cinética para bloques que pasaron el límite del talud. Número de identificación (Id.)

E_c = Energía cinética; $m = v * 2,5 \text{ g/cm}^3$; $a = 9,8 \text{ m/s}^2$.

Id.	Volumen m^3 (v)	Altura de caída en m (d)	E_c $E = m * a * d$ KJ
1	0,5	83	1018
2	3	213	15671
3	90	345	761501
4	75	274	503989
5	60	250	367875

Tabla 2.10 Definición de niveles de intensidad para caídas de roca. Los criterios de intensidad adoptados para este estudio fueron definidos por un grupo de trabajo interdisciplinario dirigido por el Servicio Hidrológico y Geológico Suizo (OFEFP-SHGN), para el análisis de amenazas causados por los movimientos en masa en el contexto de las actividades del ordenamiento del territorio (Lateltin, 1997, en Baumann et al., 2005).

PROCESO	INTENSIDAD DÉBIL	INTENSIDAD MEDIA	INTENSIDAD FUERTE
Caídas de rocas	$E < 30 \text{ kJ}$	$30 < E < 300 \text{ kJ}$	$E > 300 \text{ kJ}$

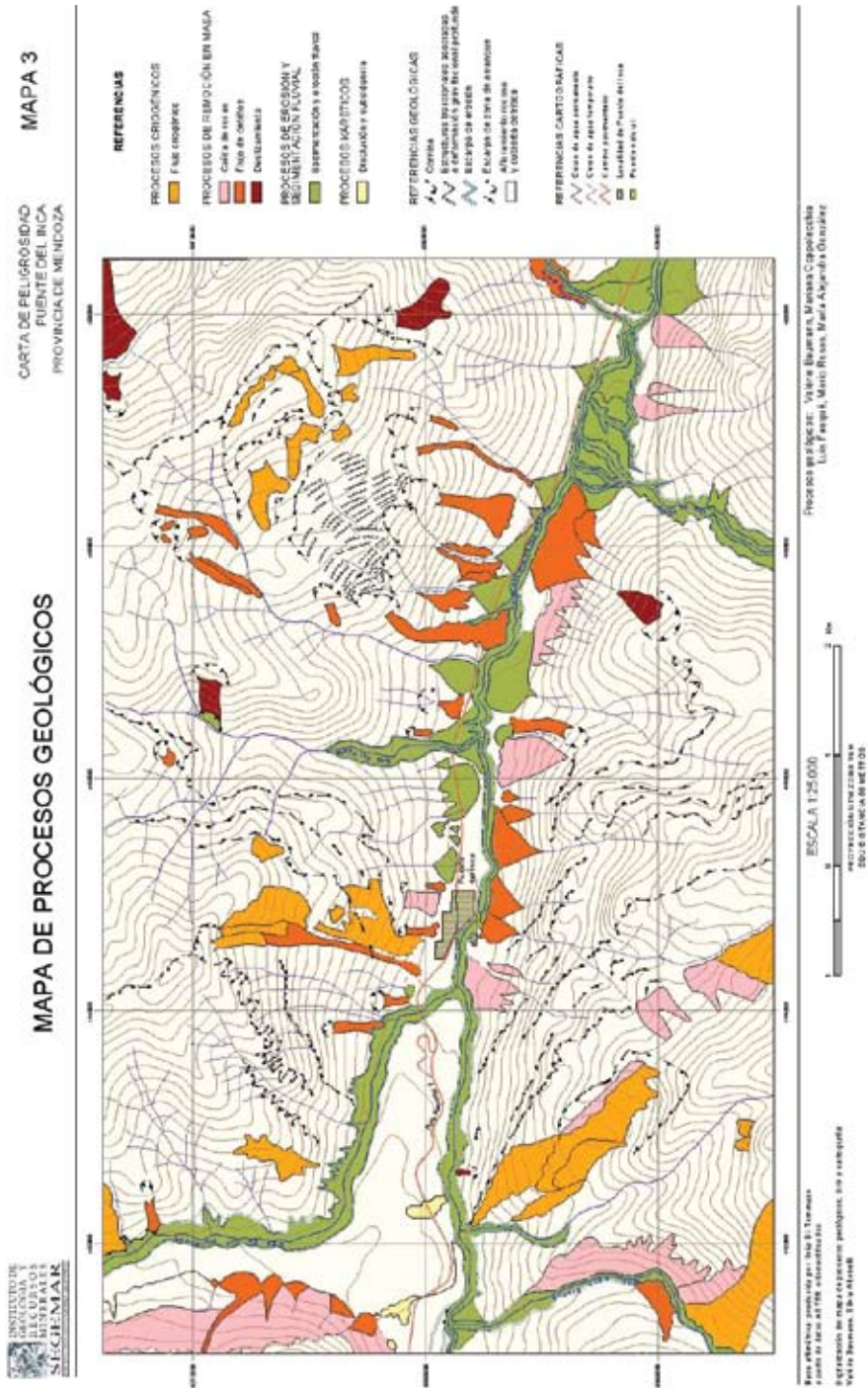


Figura 2.9 Puente del Inca, Mendoza, Argentina. Sombra de caída de rocas (en color rosado) e intensidad con base en la energía cinética.

El límite de 300 kJ en la Tabla 2.10 corresponde aproximadamente a la energía de impacto que puede ser soportada por una pared de hormigón armado, y el límite de 30 kJ corresponde a la energía máxima absorbida por barreras rígidas de madera de roble (durmiertes de ferrocarril) (Baumann et al., 2005).

Informe

El informe debe incluir el mapa de intensidad de amenazas y si es posible un mapa de riesgo, dividido en diferentes categorías de riesgo.

2.4.6 CASOS TIPO F – Zonificación de amenazas en el área de la propagación, basada en el análisis de la fuente de materiales

Este método utiliza el análisis de las trayectorias completas del movimiento en masa en las laderas, es decir, desde la zona de arranque hasta la zona de depósito más abajo. El primer paso consiste en la preparación de un mapa de susceptibilidad a movimientos en masa sobre la ladera, como se describió arriba en el Caso Tipo C. Se compila el rango de magnitudes y probabilidades de los diferentes movimientos en masa pronosticados por los análisis de susceptibilidad. Esta compilación se incluye en una base de datos “sintética” que puede utilizarse para derivar una distribución de Frecuencia Acumulada – Magnitud para el área de estudio.

El segundo paso en el análisis es la estimación del alcance de cada movimiento en masa potencial, desde el área de arranque hasta el área de depósito, usando un método adecuado para la predicción del alcance. Los métodos disponibles para esta predicción incluyen técnicas empíricas basadas en el ángulo de transporte (o viaje) o en correlaciones entre el volumen del movimiento en masa y el área, o modelos analíticos tales como el DAN-W.

En términos cuantitativos, lo anterior puede ser un proceso complicado, ya que la probabilidad del origen de los diversos movimientos en masa debe multiplicarse por la probabilidad condicional del alcance que afecta cierto punto en la zona. Ambas probabilidades dependen en alto grado del tipo y magnitud de cada movimiento en masa. Por lo tanto, debe producirse un mapa de amenazas por separado para cada clase diferente de movimiento en masa. Puede elaborarse también un mapa combinado de amenazas, superponiendo los mapas individuales. El resultado es nuevamente, una distribución de intensidad y probabilidad con superposición en los polígonos de amenaza, los cuales pueden utilizarse para estimar la amenaza total.

En muchos casos, es útil combinar los Casos Tipo E y F; por ejemplo, se podría determinar la distribución de la intensidad de amenaza en las áreas de depósito por medio del análisis de las áreas de arranque y un análisis del alcance, comprobando los resultados con la información reunida en el área de depósito. La metodología detallada para desarrollar este trabajo combina las etapas recomendadas anteriormente para los Tipos C y E.

Tabla 2.11 Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos por considerar en el análisis de movimientos en masa.

TIPO A	
Estabilidad individual de una ladera o talud	
Términos de referencia	Descrito en la sección 2.3
Estudio básico (información existente)	Mapas topográficos y otros a escala 1:10.000 o mas detallada
Informe de testigos presenciales	No es prioritario
Sensores remotos	Descrito en la sección 2.3
Análisis del terreno	Descrito en la sección 2.3
Inventario de movimientos en masa	Inventario y análisis de áreas aledañas
Trabajo preliminar en terreno	Descrito en la sección 2.3
Investigación del subsuelo	Puede ser necesaria
Geofísica	Puede ser útil
Instrumentación	Superficial y subsuperficial
Análisis	Análisis determinísticos (equilibrio límite de análisis numérico), o probabilísticos
Informes	Descrito en la sección 2.3

Tabla 2.11 (Continuación) Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos por considerar en el análisis de movimientos en masa.

TIPO B	
Movimiento en masa individual preexistente	
Términos de referencia	Descrito en la sección 2.3
Estudio básico (información existente)	Descrito en la sección 2.3
Informe de testigos presenciales	Muy importante
Sensores remotos	Descrito en la sección 2.3
Análisis del terreno	Mapa geomorfológico detallado
Inventario de movimientos en masa	Inventario y análisis de áreas aledañas
Trabajo preliminar en terreno	Descrito en la sección 2.3
Investigación del subsuelo	Muy apropiada
Geofísica	Métodos de resistividad, sísmica, radar de penetración
Instrumentación	InSar, DGPS, instrumentación superficial y subsuperficial.
Análisis	Análisis de equilibrio límite para zona de arranque Métodos empíricos o modelos dinámicos para la zona de alcance
Informes	Descrito en la sección 2.3

Tabla 2.11 (Continuación) Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos por considerar en el análisis de movimientos en masa.

TIPO C	
Zonificación de susceptibilidad a movimientos en masa	
Términos de referencia	Descrito en la sección 2.3
Estudio básico (información existente)	Debe concentrarse en la geología del basamento y depósitos superficiales, información sobre antiguos movimientos en masa, actividades antrópicas y cambios en el uso del suelo
Informe de testigos presenciales	Muy importante
Sensores remotos	Descrito en la sección 2.3.2 Las imágenes satelitales pueden ser útiles
Análisis del terreno	Escala 1:20.000 ó mas detallada. El resultado del análisis debe ser un mapa con polígonos georeferenciados, que muestre las unidades del terreno clasificadas por génesis, morfologías, tipo de material(es) y procesos geomorfológicos característicos, activos o latentes
Inventario de movimientos en masa	El mapa de inventario debe indicar claramente los diferentes tipos de movimientos en masa. También, se debe establecer para cada tipo, el límite mínimo de magnitud
Trabajo preliminar en terreno	Descrito en la sección 2.3
Investigación del subsuelo	Su uso es limitado
Geofísica	Puede ser útil, pero es limitado
Instrumentación	Generalmente no se usa
Análisis	Se debe seleccionar el método más apropiado, sea de inventario, heurístico, estadístico (Tabla 2.5)
Informes	Descrito en la sección 2.3

Tabla 2.11 (Continuación) Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos por considerar en el análisis de movimientos en masa.

TIPO D	
Líneas de Retiro	
Términos de referencia	Descrito en la sección 2.3
Estudio básico (información existente)	Descrito en la sección 2.3
Informe de testigos presenciales	No se aplica
Sensores remotos	Descrito en la sección 2.3
Análisis del terreno	Descrito en la sección 2.3
Inventario de movimientos en masa	Inventario y análisis de áreas aledañas
Trabajo preliminar en terreno	Descrito en sección 2.3
Investigación del subsuelo	Puede ser necesaria
Geofísica	Puede ser útil
Instrumentación	Generalmente no se usa
Análisis	Análisis de equilibrio límite. Semejante al caso A
Informes	Descrito en la sección 2.3

Tabla 2.11 (Continuación) Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos por considerar en el análisis de movimientos en masa.

TIPO E	
Mapas de amenazas en el área de propagación (alcance), basándose en el análisis de los depósitos	
Términos de referencia	Descrito en la sección 2.3
Estudio básico (información existente)	Incluye mapas del abanico o cono aluvial (derrumbios), informes y artículos referidos a movimientos en masa ocurridos en el pasado, e informes hidrológicos que incluyan datos de precipitación y aforo de caudales.
Informe de testigos presenciales	Muy importante
Sensores remotos	Interpretación de fotos aéreas de diferentes fechas, tanto de las zonas de arranque como de la zona de depósito, para identificar eventos importantes ocurridos y estimar las áreas y volúmenes de depósitos
Análisis del terreno	Deben delimitarse a conciencia los límites de las geoformas deposicionales (abanicos, conos aluviales) y canales ya existentes.
Inventario de movimientos en masa	Debe ser detallado y discriminar los diferentes tipos de movimientos que han alcanzado determinado sitio
Trabajo preliminar en terreno	Ver descripción en la sección 2.4.5
Investigación de subsuelo	Calicatas o trincheras muy útiles
Geofísica	Radar de penetración muy útil
Instrumentación	
Análisis	Análisis de distribución de Frecuencia – Magnitud Modelado por métodos empíricos o modelos de predicción
Informes	Descrito en la sección 2.3

Tabla 2.11 (Continuación) Resumen de tipos de casos que se presentan y de los aspectos por considerar en el análisis de movimientos en masa.

TIPO F	
Mapas de amenazas en el área de la propagación, basados en el análisis de fuente de materiales	
Términos de referencia	Descrito en la sección 2.3
Estudio básico (información existente)	Incluye la elaboración de mapas de susceptibilidad (Tipo C)
Informe de testigos presenciales	Muy importante
Sensores remotos	Semejante a Tipo E
Análisis del terreno	Semejante a Tipo E
Inventario de movimientos en masa	Semejante al Tipo E
Trabajo preliminar en terreno	Ver la descripción en la sección 2.4.6
Investigación del subsuelo	Calicatas o trincheras, muy útiles
Geofísica	Descrito en la sección 2.3
Instrumentación	Descrito en la sección 2.3
Análisis	Análisis del alcance empleando desde métodos empíricos (ángulo de viaje) hasta modelos analíticos de computadores
Informes	Descrito en la sección 2.3

REFERENCIAS

- Basabe, P., 2004, Landslide risk reduction in Ecuador: from policy to practice, *en* Bonnard, Ch., et al. ed., Identification and mitigation of large landslide risks in Europe: advances in risk assessment: London, A. A. Balkema, p. 279–288.
- Baumann, V., Coppolecchia, M., González, M.A., Fauqué, L.E., Rosas, M., Hermanns, R.L., Altobelli, S., y Wilson, C. J., 2005, Movimientos en masa en la región del Puente del Inca, Mendoza, Argentina, *en* Memorias, Congreso Geológico Argentino, La Plata: Universidad de La Plata, p. 599–606.
- Bunce, C. M., Cruden, D.M., y Morgenstern, N.R., 1997, Assessment of hazard from rock fall on a highway: Canadian Geotechnical Journal, v. 34, p. 344–356.
- Cascini, L., Bonnard, Ch., Corominas, J., Jibson, R., y Montero-Olarte, J., 2005, Landslide hazard and risk zoning for urban planning and development, *en* Memorias, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada: London, Balkema, 199–235
- Cruden, D.M, Tedder, K.H., y Thomson, S., 1989, Set backs from the crest of slopes along the North Saskatchewan River, Alberta: Canadian Geotechnical Journal, v. 26, p. 67–70
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., Landslides investigation and mitigation: Washington D. C., National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247, p. 36-75.
- Chung, C.F. y Fabbri, A.G., 2003, Validation of spatial prediction models for landslide hazard mapping: Natural Hazards, v. 30, p. 451–472.
- Evans, S. G., y Hungr, O, 1993, The analysis of rock fall hazard at the base of talus slopes: Canadian Geotechnical Journal, v. 30, p. 620–636.
- Fidel Smoll, L., Guzman Martinez, A., Zegarra L.J., Vilchez Mata M., Colque Tula, J., y Jackson, L.E., 2005, Investigation of the origen and magnitud of debris flow in the Payhua creek basin, Matucana, Peru *en* Memorias, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada: London, Balkema, p. 467–475.
- Fidel Smoll, L., Zegarra Loo J., Vilchez Mata M., Trujillo, L., y Jackson, L.E., 2006, (en imprenta) Evolution of landslide activity, and the origin of debris flows in the El Niño affected Payhua creek Basin, Matucana area, Huarochiri, Peru, *en* Memorias, 10th International Conference of IAEG, Nottingham, UK: London, The Geological Society of London.
- García, R., y López, J.L, 2005, Debris flow of December 1999 en Venezuela, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., Debris flow hazard and related phenomena: Chichester, Springer-Praxis, p. 519–538.

- Glade, T y Crozier, M. J., 2005, A review of scale dependency in Landslide hazard and risk analysis, *en* Glade, T., et al. ed., *Landslide hazard and risk*: Chichester, England, John Willey & Sons, p. 75–139.
- Hungr, O., 2004, Geotechnique and the management of landslide hazard, *en* *Memorias*, 57th Canadian Geotechnical Conference: Quebec, Canadá.
- Hungr, O., 2005, Classification and terminology, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., *Debris flow hazard and related phenomena*: Chichester, Springer-Praxis, p. 9–23.
- Hungr, O., y Rawlings, G., 1995, Assessment of terrain hazards for planning purposes, Cheeky fan, British Columbia, *en* *Memorias*, 48th Canadian Geotechnical Conference, Vancouver, p. 509–517.
- Hungr, O., Corominas, J., y Eherhard, E., 2005, Estimating landslide motion mechanism, travel distance and velocity, *en* *Memorias*, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada: London, Balkema, p. 27–63.
- INGEOMINAS, 2001, Evaluación del riesgo por movimientos en masa: Guía metodológica: Bogotá, Escuela Colombiana de Ingeniería, p. 22-49.
- INGEOMINAS, 2001, Mapa de Categorías de Amenaza Relativa por Movimientos en Masa de Colombia. Escala 1:1'500.000.
- INGEOMINAS, 2002, Estudio de evaluación de amenaza por deslizamiento de los barrios El Espino y Cerros del Diamante, Ciudad Bolívar-Bogotá D.C, reporte interno.
- INGEOMINAS, 2003, Zonificación de amenaza por movimientos en masa en Villavicencio, Informe inédito.
- ISSMGE TC32 – Technical Committee on Risk Assessment and Management, 2005, Glossary of risk assessment terms, *en* *Memorias*, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada: London, Balkema.
- JTC-1, Joint Technical Committee on Landslides and Engineered Slopes, 2007, Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning engineering geology (in press).
- O'Brien, J.C., 2003, FLO-2D User's manual, version, 2003.06, FLO-2D, Nutrioso, AZ.
- Ojeda-Moncayo., J., Locat, J., Couture, R., y Leroueil, S., 2004, The magnitude of landslides: an overview, *en* *Memorias*, 9th International Symposium on Landslides, London: London, Taylor and Francis Group, p. 379–384.
- ONU/EIRD, 2004, Vivir con el Riesgo, Informe mundial sobre iniciativas para la reducción de desastres, Versión en español 2004 en CD.
- Picarelli, L., Oboni, F., Evans, S.G., Mostyn, G., y Fell, R., 2005, Hazard characterization and quantification, *en* *Memorias*, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada: London, Balkema, p. 27–63.

- PREVENE, 2001, Contribution to natural disaster prevention in Venezuela, Technical report Project VE/00/005, Cooperation Venezuela - Switzerland - PNUD.
- Soeters, R., y VanWesten, C.J., 1996, Slope instability recognition, analysis and zonation, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report, p. 129–177.
- Varnes, D. J., 1984, Landslide Hazard Zonation: A review of principles and practice: UNESCO, 63 p.
- VanWesten, C., 1993, Geographic information systems in slope stability zonation, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Publication 15, Enschede, Netherlands, 245 p.

3

Inventario de Movimientos en Masa

3.1 INTRODUCCIÓN

Un inventario de movimientos en masa es un registro ordenado de la localización y las características individuales de una serie de movimientos ocurridos en un área dada. Sin embargo, las características a registrar en el inventario dependen del interés para el cual este se realice y hasta el momento no se cuenta con un esquema unificado del mismo, a pesar de varias propuestas realizadas en este sentido como es por ejemplo la del Grupo de Trabajo para el Inventario Mundial de Deslizamientos (WP/WLI, 1991). De ahí que considerando los objetivos del Proyecto Multinacional Andino PMA:GCA, el Grupo de Estándares para Movimientos en Masa GEMMA, proponga el formulario para inventario cuyo modelo se presenta al final del capítulo.

El formulario que se propone es un instrumento para la recolección sistemática de información básica de un movimiento en masa, parte de la cual se debe recopilar en campo y otra posiblemente requiera trabajo de oficina. En ocasiones, sin embargo, todo el formulario podría completarse a partir de información documental disponible.

No obstante la ambición de contar con una información completa y precisa sobre todos los aspectos involucrados en un movimiento en masa, es de advertir que el modelo de inventario propuesto no es en sí mismo un estudio detallado de estos aspectos, sino la compilación de datos básicos para localizar en el espacio y el tiempo un conjunto de movimiento en masa y sintetizar sus rasgos más característicos de acuerdo con atributos de tipo geológico, geomorfológico, geotécnico y de efectos causados. Con ello se pretende contribuir a la construcción de una base de datos confiable para la evaluación de la amenaza y riesgo, ya que usualmente la ausencia de estos datos suele ser crítica, particularmente cuando la intención es zonificar la amenaza y riesgo por movimientos en masa.

La utilidad de un inventario es variada y vale la pena referirse a ella aunque sea brevemente. Varios autores manifiestan, por ejemplo, que un inventario es la aproximación más directa a una zonificación de la amenaza por movimientos en masa (ver por ejemplo: Soeters y Van Westen, 1996, Lee y Jones, 2004). Cascini et al. (2005),

por otra parte, destacan no solamente el rol que juega un inventario de deslizamientos como elemento para la zonificación de la amenaza, sino como herramienta necesaria para validar zonificaciones de amenaza realizadas por otros métodos. Los inventarios también pueden emplearse para análisis de sensibilidad o importancia de un cierto factor en la condición de estabilidad de una ladera: por ejemplo qué unidad geológica es más susceptible a los deslizamientos, o qué altura y pendiente de ladera puede ser crítica en cierta unidad geológica. Otra utilidad de los inventarios también se encuentra en los análisis de frecuencia de deslizamientos, en los cuales se basan algunos métodos de evaluación de la amenaza. Igualmente, los inventarios son necesarios para establecer correlaciones tales como lluvia-deslizamiento, o sismo-deslizamiento. En general y como lo manifiestan Soeters y Van Westen (1996), un inventario confiable de deslizamientos es esencial para cualquier análisis de ocurrencia de deslizamientos y el establecimiento de la relación entre estos y sus condiciones ambientales.

Bajo estas consideraciones, enseguida se describe a manera de guía el contenido del formulario de captura de datos para un movimiento en masa, cuyo conjunto servirá para construir el inventario. Como se podrá advertir, ciertos campos del formulario solicitan información de mucho detalle que eventualmente no se logre conseguir, o que como se indica en el capítulo 2 de esta guía no se requieran por el tipo de problema a evaluar. Aunque lo ideal es caracterizar de la manera más completa posible cada movimiento, finalmente serán los objetivos, alcance y recursos disponibles los que determinen el detalle de la información.

3.2 INSTRUCTIVO PARA EL DILIGENCIAMIENTO DEL FORMATO DE CAPTURA DE DATOS

El formato para la captura de datos que se presenta en este capítulo se divide en catorce grandes temas de información sobre el movimiento en masa, que a su vez agrupan aspectos particulares de cada uno de ellos. En el formato modelo que se encuentra al final del capítulo, estos grandes temas se distinguen por un renglón sombreado. Ellos son:

1. Localización geográfica y documental del evento
2. Actividad del movimiento
3. Litología y estratigrafía
4. Clasificación del movimiento
5. Morfometría
6. Causas del movimiento
7. Cobertura y uso del suelo
8. Documentos de referencia
9. Efectos secundarios
10. Importancia del evento
11. Daños
12. Notas y apreciación del riesgo
13. Esquema
14. Registro fotográfico

La mayor parte de los campos que se requiere completar se explican por el título del mismo y no es necesaria una explicación adicional. Otros por el contrario, podrían conducir a dudas y por ello en este instructivo se hace un mayor énfasis en la descripción de estos aspectos. Así mismo, algunos campos requieren escribir un texto o número y otros únicamente indicar con una X aquello que corresponda.

Por otra parte, los datos que se requieren pueden ser el fruto de una compilación de información documental secundaria, de levantamiento directo en campo o de ambas. Lo ideal, por supuesto es este último caso.

3.2.1 Encabezado

Aparte del título del formulario, en el encabezado se solicita la siguiente información:

Nombre del encuestador

Nombre (s) de la persona (s) que recopila los datos bien sea en campo, oficina o en ambos.

Fecha

Corresponde a la fecha en que se diligencia el formulario y no se debe confundir con la fecha de ocurrencia del evento que se solicita en el campo indicado de actividad del movimiento.

Institución

En este caso se debe escribir el nombre de la Institución que va a administrar los datos recopilados.

Código del evento

Este corresponde a un campo que servirá como Número de Identificación del evento dentro de la base de datos sobre movimientos en masa en la región Andina. Eventualmente, sin embargo, puede utilizarse para una codificación particular de la institución usuaria de la base de datos, por ejemplo: PERÚ – 0001.

3.2.2 Localización geográfica y documental del evento

Con este campo se pretende tener la localización general y detallada del lugar de ocurrencia del evento desde un punto de vista geográfico y de documentos en donde éste se pueda localizar. Para ello, el formulario solicita información en los siguientes cuatro aspectos:

División política

Se debe completar la información del nombre del país, continuando con las divisiones políticas menores hasta la más pequeña indicada como Localidad, la cual puede corresponder a un barrio en el caso de una ciudad o de una vereda en el caso de una zona rural.

Coordenadas

Sitio. En este campo se debe indicar el sitio del movimiento en masa al cual corresponden las coordenadas solicitadas. Por ejemplo: Corona, Cabeza, Pie.

Las coordenadas del sitio deben darse en términos de *grados, minutos y segundos* (°, ', ") indicando el tipo de proyección geográfica empleada. Sin embargo, ya que en ciertos países se utilizan coordenadas planas con orígenes arbitrarios, se ha dejado la opción *norte* y *este*. En estos casos debe indicarse el origen arbitrario.

Referentes geográficos

En el espacio en blanco se debe indicar algún accidente geográfico cercano o del mismo lugar de ocurrencia del evento, que permita localizar el movimiento con respecto él. Para ello se pueden utilizar por ejemplo, la distancia a un cruce de ríos o el abscisado de una vía.

Documentación

La información solicitada en este caso, corresponde a mapas, planchas y fotografías aéreas en donde se pueda localizar el evento.

3.2.3 Actividad del movimiento

Este campo permite registrar la historia de ocurrencia del movimiento bien sea para el caso de un movimiento único en el tiempo o para eventos de reactivación o de recurrencia del mismo tipo de movimiento en el mismo sitio. En el campo *Primer Movimiento* se debe registrar la fecha conocida (o estimada) del primer movimiento y continuar hasta la fecha más reciente para el caso de reactivaciones o de eventos recurrentes. La fecha a registrar debe ser la más precisa que se logre conocer en términos del día (DD), mes (MM) o año (AA), siendo lo ideal los tres datos. En el caso de movimientos antiguos o relictos, donde ni siquiera es posible establecer el año de ocurrencia, se debe procurar dar un estimativo de la edad del mismo en términos de años o de rango de años.

Los siguientes campos de *Actividad* corresponden al *Estado, Estilo y Distribución* del movimiento. El sentido de estos términos corresponde al dado por WP/WLI (1993) y su significado se puede consultar en el Glosario de Términos Relacionados con Movimientos en Masa de esta publicación. Sin embargo, dentro del Estilo se

incluye una categoría llamada *Enjambre* la cual no está dentro de lo propuesto por WP/WLI (1993), ni corresponde propiamente con la definición de Estilo dada por estos autores. La razón de este campo obedece a que en ocasiones el movimiento que se está inventariando hace parte de un conjunto de movimientos en masa que ocurrieron simultáneamente en una región dada y fueron detonados por un mismo evento (ver definición de Enjambre en el Glosario). Ejemplos de este caso son los movimientos en masa ocurridos en noviembre de 1999 en el Estado Vargas, Venezuela y los de la cuenca del río Páez de junio de 1994 en el Departamento del Cauca, Colombia. En estos casos, dentro del Estilo se debe señalar tanto la casilla correspondiente a Enjambre como a la otra categoría que corresponda.

3.2.4 Litología y estratigrafía

Descripción

En el campo disponible se debe hacer una breve descripción de la litología y estratigrafía del área que conforma la ladera sobre la que ocurrió el movimiento. Ésta debe incluir al menos la siguiente información: origen de la roca (sedimentaria, ígnea, metamórfica), edad, formación, descripción litológica y estratigráfica. A manera de ejemplo de este tipo de descripción, se tiene el siguiente:

Roca metasedimentaria del Cretáceo de la Formación Quebrada Grande (Kgd) compuesta por esquistos silíceos negros, filitas grafitosas, liditas y algunas cuarcitas. Sobre la roca yacen depósitos cuaternarios volcanoclásticos (Qcv)

Estructura, Orientación y Espaciamiento

En las líneas correspondientes se debe escribir el tipo de estructura (plano de discontinuidad o de debilidad) que caracterizan la ladera. Entre ellos están, por ejemplo, los planos estratigráficos, las diaclasas, los planos de foliación y los planos de falla. Al frente de cada estructura se debe escribir la orientación de la misma en términos de dirección de buzamiento (DB) y buzamiento (BZ). Igualmente, para cada estructura se debe señalar con una X el rango de espaciamiento de los planos que la constituyan de acuerdo con los valores en metros dados en la tabla.

3.2.5 Clasificación del movimiento

Se estima que la información solicitada bajo este tema, más aquella de otros temas del formulario, puede ser suficiente para clasificar el tipo de movimiento en masa de acuerdo con alguno de los varios sistemas de clasificación propuestos por diferentes autores. De manera que antes de darle nombre al movimiento de acuerdo con la clasificación que se escoja, es recomendable que el encuestador analice cuidadosamente toda la información del formulario. Es decir que, aunque la clasificación ocupe este

lugar dentro del formulario, el espacio correspondiente a la Clasificación del Movimiento, se complete al final, una vez se hayan llenado todos los demás espacios con la información disponible y se haya realizado el esquema del movimiento junto con las fotos del mismo.

Tipo de movimiento

En este espacio se propone una lista de ocho (8) tipos de movimientos con dos opciones para marcar en cada uno, ya que usualmente un evento de movimiento en masa suele involucrar más de un tipo de mecanismo. En las casillas bajo el número 1 se debe indicar el primer tipo de movimiento que ocurrió y en las que están bajo el número 2, el movimiento que siguió a éste. Así, por ejemplo, el caso de una caída seguida por un flujo se marcaría de la siguiente manera:

1	2	
X		Caída
		Volcamiento
		Deslizamiento rotacional
		Deslizamiento traslacional
		Propagación lateral
		Reptación
	X	Flujo
	X	Deformaciones gravitacionales

Material

Para la caracterización y clasificación del material se solicita información sobre el tipo, humedad, plasticidad y origen del mismo. Para el tipo de material se presentan dos alternativas que el encuestador debe completar de acuerdo con la información disponible. La primera está dada en términos de Roca, Detritos y Tierra de acuerdo con la propuesta de Varnes (1978) (ver definiciones en el Glosario). La otra aplicaría únicamente para suelos para ingeniería y se solicita la información necesaria para su clasificación de acuerdo al Sistema de Clasificación Unificada de Suelos (USCS). En ambos casos se presenta un par de casillas a la izquierda y otras dos a la derecha. Las primeras bajo los números 1 y 2 tienen un significado similar al del tipo de movimiento, esto es 1 para el material involucrado en el primer movimiento pero antes de que este ocurriera y 2 para el material involucrado en el segundo movimiento si éste se llegó a presentar. En las casillas de la derecha se debe indicar igualmente el porcentaje de cada material antes del movimiento (1%) y después de que este ocurrió (2%). A manera de ejemplo, para el caso de una caída de roca seguida por un flujo de detritos y tierra, los campos se indicarían como sigue:

1	2		% 1	%2
X		Roca	100	
	X	Detritos		80
	X	Tierra		20

De igual manera se procedería para las casillas bajo el título Suelos Ingeniería. Se debe tener en cuenta que la suma total de porcentajes de las columnas 1% o 2% debe necesariamente ser igual a 100 en cada una.

La *humedad* del material hace referencia a la masa total de material involucrado en el movimiento, pero únicamente aplicaría para aquella parte que corresponde a los suelos para ingeniería. Tal como se muestra en el formulario, la humedad está subdivida en cinco categorías, de las cuales el encuestador debe elegir una para el primer movimiento (1) y otra para el segundo (2). A menos que se tengan datos de ensayos de humedad en laboratorio, la elección del grado cualitativo de humedad se debe estimar sobre la base de observaciones de campo y/o en lo que se pueda inferir a partir de testimonios y documentación disponible. Como guía general para estimar el grado de humedad de la masa se sugieren los siguientes criterios (Tabla 3.1):

Tabla 3.1 Criterios para estimar cualitativamente el grado de humedad de un material.

Humedad	Criterio	Equivalencias con ensayos de laboratorio	
		Humedad con relación a los límites de consistencia	Saturación S (%)
Seco	Material sin rastros agua	Humedad por debajo del Límite de Contracción	0%
Ligeramente húmedo	Material con rastros de agua pero difícil de visualizar o sentir al tacto	Humedad por encima del Límite de Contracción y por debajo o igual al Límite Plástico	$0 < S < 80$
Húmedo	Material húmedo al tacto	Humedad entre el Límite Plástico y el Límite Líquido	$80 < S \leq 100$
Muy húmedo	El agua aflora en superficie cuando una muestra del material se exprime con una ligera presión de las manos, o se pisa fuertemente sobre el terreno	Humedad en el Límite Líquido o ligeramente mayor	$S = 100$
Mojado	Material lodoso con comportamiento como el de un líquido.	Humedad mucho mayor al Límite Líquido	$S = 100$

La *plasticidad* igualmente, debe estimarse a partir de observaciones o pruebas sencillas de campo, a menos que se tengan valores cuantitativos de ensayos de laboratorio. Esta apreciación es válida únicamente para los suelos denominados “finos”, es decir aquellos con partículas menores 0,074 mm (limos y arcillas). La estimación cualitativa de la plasticidad se puede realizar a partir de la composición del material, como se sugiere en la Tabla 3.2. Es recomendable también emplear los estándares ASTM (American Society for Testing and Materials) para la descripción e identificación de suelos (procedimiento manual y visual). Según éstos, la plasticidad se define de acuerdo al comportamiento de una muestra del material al tratar de moldearla manualmente.

Tabla 3.2 Criterios para estimar cualitativamente la plasticidad de un material.

Plasticidad	Descripción del material	Equivalencia con ensayos de laboratorio
Alta	Arcillas inorgánicas de apariencia grasosa, limos inorgánicos	LL > 50
Media	Arcillas magras, limos	35 < LL < 50
Baja	Arcillas inorgánicas, arcillas gravosas, arcillas arenosas, arcillas limosas, limos inorgánicos, arenas muy finas, polvo de roca con algún contenido de arcillas o limos, arenas finas arcillosas o limosas, limos arcillosos	LL < 35
No plástico	Gravas, Arenas, polvo de roca, suelos gravosos o arenosos con muy bajo contenido de finos	No es posible realizar el ensayo

Debe indicarse el *Origen del suelo* donde ocurrió la falla, en caso de que se tengan suelos de diferentes orígenes. Este aspecto debería indicarse gráficamente en el esquema del movimiento. En el caso de suelos sedimentarios, indicar el tipo de depósito (aluvial, lacustre, marino, eólico, glacial, etc.).

En caso de contar con información de ensayos de clasificación de suelos, en el campo respectivo se debe consignar las iniciales correspondientes de la clasificación de acuerdo con el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS). Por ejemplo: CH, CL, GW, GP, SW, SP.

Otras características

En este campo se deben señalar otras características de interés del movimiento algunas de las cuales se indican en el campo respectivo. El encuestador puede adicionar otras que considere de interés.

Velocidad

Indicar la velocidad estimada de acuerdo con los valores dados entre paréntesis. En caso de tener un valor de velocidad máxima y/o media, éste se debe escribir en la línea correspondiente, indicando en los cuadros a la derecha: M si es medida por ejemplo con algún tipo de instrumento, C si fue obtenida a partir de cálculos basados en mediciones indirectas y E si fue estimada sobre la base, por ejemplo, de testimonios de alguna persona. Los rangos de velocidades empleadas en esta sección corresponden a los propuestos por Cruden y Varnes (1996).

Clasificación del movimiento

Como se mencionó anteriormente, este campo debería llenarse una vez se haya completado toda la demás información del formulario. En *Sistema de Clasificación* se escribe el nombre del sistema, por ejemplo: Varnes (1978). En el *Nombre del Movimiento* se escribe el nombre de acuerdo a ese sistema de clasificación, por ejemplo: flujo de tierra.

3.2.6 Morfometría

Este tema se divide en el formulario en cuatro grandes aspectos:

General

Se refiere a las características geométricas generales de la ladera una vez ocurrida la falla. Para la definición de estos elementos geométricos ver el Glosario. La dirección del movimiento y el azimut del talud deben seguir la misma convención establecida para la dirección de buzamiento de las estructuras.

Dimensiones

La definición de las dimensiones lineales del movimiento se encuentra en el glosario.

Deformación del terreno

Este aspecto aplicaría únicamente para movimientos tipo deslizamientos rotacionales, deslizamientos traslacionales, propagación lateral, reptación y deformaciones gravitacionales profundas. Para estos casos, la deformación se refiere a los cambios de forma del terreno afectado por el movimiento que se pueden apreciar en superficie. En el formulario se sugieren dos tipos de deformación: Ondulación y Escalonamiento, pero

bien puede darse otro tipo, caso en el cual se debe escribir el nombre enseguida de estos dos. La calificación del grado de severidad de cualquiera de los casos que se escoja tiene tres niveles:

Leve. Cuando la deformación es apenas perceptible a simple vista o al caminar.

Media. Cuando la deformación es evidente con ondulaciones o escalonamientos apreciables al caminar. Árboles, cercas y postes inclinados, estructuras afectadas por agrietamientos o inclinaciones.

Severa. Cuando el terreno se encuentra fuertemente afectado por múltiples desniveles, formando en ocasiones grandes bloques separados por grietas y escarpes secundarios. Cualquier estructura sobre este terreno está severamente afectada o destruida.

Geoforma

Este campo debe completarse con el nombre de la geoforma que mejor represente el lugar en donde se originó el movimiento, de acuerdo con los estándares de la Geomorfología.

3.2.7 Causas del Movimiento

El formulario presenta un extenso listado de las posibles causas del movimiento. Ya que varias de ellas pueden actuar bien como Condicionante o como Detonante del movimiento (ver el glosario para las definiciones de cada una), se requiere indicar en los cuadros correspondientes todas aquellas que correspondan según el caso. En algunas como el sismo o las lluvias, se requiere la información adicional que se indica al frente de ellas.

3.2.8 Cobertura y uso del suelo

En este caso se debe indicar el *tipo de cobertura* y *tipo de uso* en el cuadro a la izquierda del nombre y el porcentaje de esa cobertura en el cuadro al frente del mismo. Se han dejado espacios con cuadros adicionales para otros tipos.

3.2.9 Documentos de referencia

Para este tema se debe completar la información sobre los documentos consultados para completar el formulario, o que el encuestador determine que es de interés. En Autores se debe seguir la convención: PRIMER APELLIDO, SEGUNDO APELLIDO O INICIAL (para el caso de los autores hispanos), NOMBRE O INICIALES.

3.2.10 Efectos Secundarios

Represamiento

Este aspecto se refiere a represamientos de cursos de agua. Para este tipo de efecto se requieren cuatro tipos de información:

(1) El *tipo* de represamiento, según la clasificación de Costa y Schuster (1988) que se ilustra en la Figura 3.1.

(2) La *morfometría* o forma de la presa puede ser bastante irregular como se observa en los distintos tipos de la figura anterior y por lo tanto las dimensiones se deben adaptar con el mejor criterio, siguiendo las siguientes definiciones:

Longitud (en metros). Distancia horizontal entre el pie del talud aguas arriba y el pie del talud aguas abajo de la presa.

Altura (en metros). Distancia vertical en el centro de la corona de la presa, medida desde el nivel natural del cauce hasta la superficie de la corona.

Ancho (en metros). Distancia horizontal transversal al curso de las aguas, medida a lo largo de la corona de la presa.

(3) *Condición de la presa*. Para completar estos campos se dan las siguientes indicaciones:

Corona rebosada por el caudal. Un caudal de agua sale de la represa y fluye superficialmente sobre la presa.

Filtración. Al pie de la presa hay nacientes que indican que hay infiltración de agua.

Tubificación natural. En el caso en que por infiltración se produce erosión de la presa, drenando la represa.

Obstrucción parcial. La presa no obstruye totalmente el cauce y por lo tanto el agua fluye por el costado no obstruido.

Erosión de la pata. La base de la presa ha sido o está siendo socavada por la corriente de agua.

Estabilización artificial. Sobre la presa se han realizado obras que han aumentado la condición inicial de estabilidad de la presa.

Tubificación artificial. Se ha construido un túnel para el drenado artificial del agua represada.

Ligeramente socavada. El caudal que drena la represa y que cruza a través de la presa ha erosionado la presa en algunos sectores.

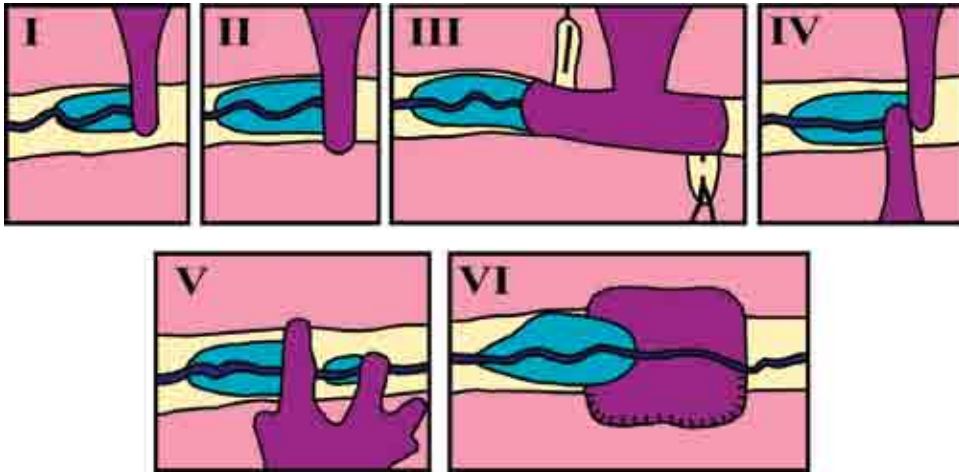


Figura 3.1 Tipos de represamiento según la clasificación de Costa y Schuster (1988).

Moderadamente socavada. El agua drena la represa y es visible la erosión de la presa en todo su ancho.

Fuertemente socavada. El agua que drena la represa ha erosionado y formado una garganta en la presa pero aun no ha lavado todo el material de esta.

Completamente socavado. La corriente de agua ha formado una garganta hasta la pata de la presa.

Parcialmente fallada. Parte del cuerpo de la presa ha obviamente fallado catastróficamente y otra se mantiene en el sitio de manera que queda una represa.

Fallada. La presa falló obviamente catastróficamente y en el sitio quedan restos de la misma o todo el material ha sido lavado por la corriente de agua.

Llenándose a una tasa promedio de _____. La represa esta llenándose de manera que el nivel del agua no ha alcanzado la corona de la presa, el balance entre el caudal de

entrada y de salida (por infiltración) es positivo en un periodo de tiempo dado (mes, año). Se mide el ascenso del nivel del agua en la presa en unidad métrica versus unidad de tiempo.

(4) *Morfometría del embalse*. Ya que una presa sobre un curso de agua conduce al embalsamiento de agua, en este caso se debe completar la información solicitada.

Aparte del represamiento, hay otros efectos secundarios de los movimientos en masa que son de gran importancia. En el formulario se deben indicar en el cuadro respectivo cuáles de ellos ocurrieron. En el caso de tsunamis, se solicita además la altura de la ola generada. Igualmente se han dejado cuadros adicionales para el caso de que se tengan otros efectos diferentes a los listados.

3.2.11 Importancia del evento

Este campo debería llenarse una vez se haya completado toda la demás información del formulario. La importancia del evento se refiere a la calificación subjetiva de la severidad de los efectos adversos causados por el movimiento en masa. Esta calificación por lo tanto, está sujeta a la percepción y consideraciones de la persona que la realiza. Sin embargo, se sugieren las siguientes medidas cualitativas de estos efectos, inspiradas en lo propuesto por Fell et al. (2005):

Alta. Estructuras completamente destruidas o daño extensivo, en donde se requieren grandes obras de ingeniería para la estabilización o reparación.

Media. Daño moderado a algunas estructuras, o necesidad de grandes obras de estabilización

Baja. Poco o limitado daño a estructuras. Parte del sitio puede requerir algunos trabajos menores para su estabilización.

3.2.12 Daños

La información sobre los daños está dividida en los siguientes cuatro aspectos:

Población

Se debe consignar el número de muertos, heridos y damnificados

Infraestructura

En *Tipo* se debe especificar el tipo de estructura afectada, por ejemplo: vivienda, hospital, vía, acueducto, bocatoma, línea de energía.

En *Unidad* se debe especificar una unidad de medida compatible con el tipo de estructura. En la Tabla 3.3 se sugieren algunas unidades y sus abreviaciones para varias estructuras.

Tabla 3.3 Unidades y abreviaciones para la expresión de daños a infraestructura.

Tipo de estructura	Unidad de medida	Abreviatura para la unidad
Vivienda	Unidades	UN
Vivienda	Metros cuadrados	M2
Edificaciones institucionales, comerciales o similares	Metros cuadrados	M2
Vías	Metros lineales	ML
Acueductos, oleoductos, gasoductos y similares	Metros lineales	ML
Puentes	Unidades	ML
Líneas de energía, líneas telefónicas y similares	Metros lineales	ML
Torres de energía	Unidades	UN
Estación de bombeo	Unidades	UN

En *Intensidad y cantidad* se debe especificar la cantidad de daño de acuerdo con la unidad de medida. En la Tabla 3.4 se da un ejemplo de ello:

Tabla 3.4 Ejemplo de cuantificación de daños a la infraestructura.

Tipo	Unidad de medida	Intensidad y cantidad				Valor US\$
		DL	DM	DS	DT	
Viviendas	UN		16		8	224.000
Vía	ML			150	30	50.000

Se debe tener en cuenta que para un mismo tipo de estructura se pueden tener distintas intensidades y cantidad de daño como se observa en el cuadro anterior.

El valor de los daños se debe expresar en dólares de los Estados Unidos y corresponde a la suma de la cantidad de daño por el valor unitario según la intensidad del mismo. Por ejemplo, para el caso del cuadro anterior se tiene:

Para las 16 unidades de vivienda con daños moderados se estima que el costo de la reparación de cada una es de US\$ 4.000 y el valor de las viviendas destruidas es de US\$ 20.000 cada una. De esta manera se tiene que:

$$\text{Valor US\$} = 16 \times 4.000 + 8 \times 20.000 = 224.000$$

Otra alternativa para este caso de las viviendas podría ser expresar la unidad de medida en términos de metros cuadrados construidos y entonces el cálculo del valor del daño se haría con base en el valor del metro cuadrado de construcción.

Actividades económicas

En forma similar al caso de la infraestructura, se debe indicar en cada línea el tipo de actividad, la unidad de medida para esa actividad y la cantidad de daño para cada intensidad. El *valor US\$* se calcula siguiendo el procedimiento descrito anteriormente.

En la Tabla 3.5 se dan algunos ejemplos de estas actividades y unidades de medida que pueden tomarse como guía:

Tabla 3.5 Ejemplo de actividades económicas y unidades de medida para la expresión de daños.

Tipo de actividad económica	Unidad de medida	Abreviatura para la unidad
Comercio (Indicar el producto)	Toneladas	Ton
	Unidades	UN
Transporte	Días de interrupción	Días
Agricultura (Especificar el cultivo)	Toneladas del producto	Ton
Ganadería (Especificar el tipo)	Cabezas de ganado	UN
Minería (Indicar el mineral)	Toneladas de mineral	Ton
Industria (Especificar el tipo)	Pérdida en dólares por lucro cesante	US\$

Daños ambientales

Este campo guarda el mismo esquema de los dos anteriores y se debe completar siguiendo el mismo procedimiento. La Tabla 3.6 se presenta a manera de ejemplo del tipo de daño y unidad de medida para este caso:

Tabla 3.6 Daños ambientales.

Tipo de daño ambiental	Unidad de medida	Abreviatura para la unidad
Destrucción de bosque	Hectáreas	Ha
Sedimentación en cuerpos de agua	Metros cúbicos de volumen de sólidos	M3

3.2.13 Notas y apreciación del riesgo

Posiblemente durante el diligenciamiento del formulario no se encuentre un campo apropiado para alguna información que el encuestador considere de mucho interés, o que requiera aclarar o complementar. En estos casos, en el campo donde surja esta necesidad se debe marcar con un número entre paréntesis y utilizar el campo de NOTAS Y APRECIACION DEL RIESGO para escribir lo que corresponda. Se debe tener cuidado de enumerar cada nota con números consecutivos entre paréntesis [(1), (2)...(n)].

Por otra parte, la apreciación del riesgo corresponde a una estimación de los daños que podrían ocurrir como consecuencia de una eventual reactivación del movimiento. Igualmente se podría aprovechar este campo para indicar o recomendar algunas medidas de prevención y mitigación, o describir aquellas que se hayan realizado.

3.2.14 Esquema

Este espacio del formulario se debe utilizar para realizar un esquema en planta y perfil del movimiento, procurando emplear una escala apropiada con el mayor detalle posible de las características del mismo.

3.2.15 Registro fotográfico

El registro fotográfico del movimiento debe mostrar escenas relevantes del mismo. Se sugiere que al menos se tenga una foto panorámica, detalles del escarpe principal, del cuerpo principal y pie. Las fotografías deben incluir escala y fecha de toma.

FORMATO PARA INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA
Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andina

Nombre del Encuestador: _____ Fecha: _____ Hora: _____ Año: _____ Institución: _____ Código del Formeo: _____

POB DIVISION POLITICA

País: _____ Estado: _____ Condicionadas: _____

Dpto./Prov./Eldo.: _____ Municipio/Ciudad: _____

Localidad: _____

Sitio: _____ Referentes Geográficos: _____

Noriente/Lat: _____

Este/Long: _____

Altura(s) (m.s.n.m.): _____

ACTIVIDAD DEL MOVIMIENTO

ESTADO: Activo / Pasivo / Intermedio / Suspendido / Limpieza / Abandonado / Estabilizado / Recto

ESTILO: Completo / Retrosivo / Mirigato / Escalonado / Muro / Escarpado / Muro / Escarpado / Muro / Escarpado

PRIMER MOVIMIENTO: 1 / 2

EDAD (años): 1 / 2

LOCALIZACION GEOGRAFICA Y DOCUMENTAL DEL EVENTO

Mapa/Planilla No.: _____

Editor: _____

Fotografía No.: _____

Año: _____

Editor: _____

LITOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA

ESTRUCTURA		DIRECCION		ESPAZAMIENTO (m)	
DI	RZ	DI	RZ	DI	RZ

DI: Dirección de buzamiento RZ: Buzamiento

CLASIFICACION DEL MOVIMIENTO

OTRAS CARACTERÍSTICAS: _____

DESCRIPCION: _____

VELOCIDAD: _____

VELOCIDAD TÍPICA: _____

DESCRIPTOR: Este Rápido (1-5 m/s) / Rápido (5-8 m/s) / Moderado (8-13 m/s) / Muy lento (1-16 mm/año) / Ext. Lento (< 16 mm/año)

Sistema de Clasificación: _____

NOMBRE DEL MOVIMIENTO: _____

MORFOMETRIA

DIRECCIONAMIENTO DEL TERMINO: Medio / Escalonado

Dimensiones del Termino: Volumen inicial (m³) / Volumen desplazado (m³) / Área total afectada (km²) / Distancia de viaje (km) / Rump (m)

CAUSAS DEL MOVIMIENTO

Causas: C / D / E / M / P / S / V / W

Movimiento: C / D / E / M / P / S / V / W

COBERTURA Y USO DEL SUELO

TIPO COBERTURA: Veg. herbácea / Bosques / Pastos / Cultivos / Construcciones / Sin cobertura

TIPO USO: Ganadería / Área protegida / Agricultura / Industria / Zona exp. agrícola / Zona industrial / Vivienda / Vías / Minería

DOCUMENTOS DE REFERENCIA

Altera: _____

Trabajo: _____

Recursos: Libro / Informe

Ciudad: _____

Volumen: Páginas _____

Figura 3.2 Formato para inventario de movimientos en masa.

EFECTOS SECUNDARIOS						
REFRESCAMIENTO		Morfometría de la presa		Morfometría del embalse		OTROS
Tipo Escala Schuster (1988)	Condición de la presa	Condición de la presa				
I						
II						
III						
IV						
V						
VI						

DAÑOS			DAÑOS AMBIENTALES (DA)		
POBLACIÓN	INFRAESTRUCTURAL (INF)		Valor US\$		Valor US\$
Número de muertos	Intensidad y cantidad	Intensidad y cantidad	Intensidad y cantidad	Intensidad y cantidad	Intensidad y cantidad
Número de heridos	DA	DA	DA	DA	DA
Número damnificados	AE	AE	AE	AE	AE
Convención para intensidad de daño	DA	DA	DA	DA	DA
DAU: Daño urbano	DL	DL	DL	DL	DL
DM: Daño moderado	DM	DM	DM	DM	DM
DS: Daño severo	DS	DS	DS	DS	DS
DT: Destrucción total	DT	DT	DT	DT	DT
NC: No cuantificable	NC	NC	NC	NC	NC

NOTAS Y APCIACION DEL RIESGO						
ESQUEMA DEL MOVIMIENTO		ESQUEMA DEL MOVIMIENTO				

PLANTA

PERFIL

Figura 3.2 Formato para inventario de movimientos en masa.

REFERENCIAS

- ASTM D2488, 1990, Standard practice for description and identification of soils (Visual-Manual Procedure): Annual book of ASTM Standards, v. 04.08.
- Cascini L., Bonnard, Ch., Corominas J., Jibson R., y Montero-Olarte J., 2005, Landslide hazard and risk zoning for urban planning and development *en* *Memorias, International Conference on Landslide Risk Management*, Vancouver, Canada: London, Balkema, p. 199–235.
- Costa, J.E., y Schuster, R.L., 1988, The formation and failure of natural dams: Geological Society of America, Washington D.C., v. 100, p. 1054–1068.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C.*, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247, p. 36–75.
- Fell, R., Ho, K.K., Lacasse, S., y Leroi, E., 2005, A framework for landslide risk assessment and management, *en* *Memorias, International Conference on Landslide Risk Management*, Vancouver, Canada: London, Balkema, p. 3–25.
- Lee, E.M., Jones D.K., 2004, Landslide hazards *en* *Landslide risk assessment: London* Thomas Telford.
- Soeters, R., y VanWesten, C.J., 1996, Slope instability recognition, analysis and zonation, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C.*, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report, p. 129-177.
- WP/WLI, 1991, A suggested method for a landslide summary: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No. 43, p. 101–110.
- WP/WLI, 1993, A suggested method for describing the activity of a landslide: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No. 47, p. 53–57.

4

Simbología Cartográfica para Movimientos en Masa

4.1 INTRODUCCIÓN

La cartografía de amenazas naturales tiene como propósito principal, presentar la información relacionada con diferentes eventos amenazantes para un área dada en un sólo mapa, ofreciendo así una representación comprensiva de los procesos naturales con sus diferentes características, como magnitud, frecuencia y área de impacto. En países ubicados en áreas montañosas los movimientos en masa se convierten en grandes generadores de amenazas para la población, sus vidas y sus bienes. De esta manera, los mapas de amenazas y riesgos geológicos son herramientas importantes en el proceso de la planificación del desarrollo integrado en dichas regiones.

El uso efectivo de la información sobre amenaza por movimientos en masa para la gestión de emergencias o el ordenamiento territorial, requiere un esfuerzo considerable por parte tanto de los generadores como de los usuarios de la información. La información científica y de ingeniería debe ser expresada en un lenguaje común y corriente, fácil de entender para la comunidad en general; de lo contrario los únicos usuarios de la información serán sólo otros científicos e ingenieros. Si no es posible para la comunidad interpretar y aplicar la información técnica, ésta probablemente será mal empleada o dejada de lado en el proceso de planificación del desarrollo.

Este capítulo tiene como objetivo principal, promover el uso de una simbología cartográfica estandarizada de movimientos en masa, de acuerdo con las tipologías utilizadas y las descripciones dadas en los capítulos precedentes, involucrando esta información en mapas, los cuales son la manera más efectiva de presentar la ubicación relativa de las zonas expuestas a las diversas amenazas.

Exceptuando la información de orientación como vías, ríos, líneas de costa, nombres de localidades, el mapa deberá ser tan simple y sin detalles como sea posible. Se

debe resaltar la información sobre movimientos en masa que es de importancia para la cartografía de amenazas y riesgos.

4.1.1 Aspectos generales sobre la simbología cartográfica

La información que describe un territorio, ya sea literal o numérica, debe transformarse a información gráfica para configurar un mapa. La misión del mapa es facilitar la lectura y categorizar visualmente la información georeferenciada. El proceso que transforma la información alfanumérica que describe un territorio a su expresión gráfica se denomina “simbolización cartográfica” y persigue facilitar la visualización y la toma de decisiones ante una imagen que representa un territorio. Un símbolo es la representación convencional de algo. Los símbolos persisten en el tiempo desde épocas remotas y sintetizan una enorme cantidad de información. Se encuentran símbolos para todos los aspectos físicos y del entorno, algunos son universales y otros locales o culturales. El proceso de simbolización es un proceso de simplificación y de abstracción.

Debido a la dificultad de comunicación entre las diferentes culturas del orbe por medio de los lenguajes verbales, se recurre masivamente a la transmisión de información sobre objetos, ideas y conceptos mediante imágenes. El poder de la simbología es que lo gráfico, a diferencia del lenguaje, es puntual, y la información que provee puede ser entendida de un golpe de vista. El símbolo es un condensador de información y es en esta época que se hace imprescindible su uso. En fin, como ya se dijo, “el símbolo es una representación convencional de algo” y por lo tanto es ajeno a tamaños y su rango de aplicación es variable.

El uso de símbolos presenta dos problemas básicos:

- Un mismo símbolo puede tener diferentes significados; por lo tanto el símbolo debe ser universalmente aceptado y reconocido, lo que lleva a un proceso de estandarización.
- Es necesario simplificar la simbología con el objeto de obtener una lectura más fácil.

Un mapa es la representación simbólica de un proceso que ocurre en un territorio dado. Es decir, es el conjunto de símbolos convencionales que dispuestos de una determinada forma, representan algún proceso de los que ocurren sobre toda o una parte de la superficie de la tierra. Como se ha dicho en este documento, los movimientos en masa son procesos geológicos activos en el tiempo y el espacio, su representación se hace más compleja y por lo tanto hay muchas variables por tener en cuenta para su representación en un mapa.

La comunicación cartográfica obliga a desarrollar un código de simbolización que

garantice la comunicación con el lector del mapa y a realizar un esfuerzo de simplificación, usando una expresión gráfica que sea clara y precisa y de forma tal que con la ayuda de una breve leyenda explicativa, se pueda comprender y obtener la información que ofrece el mapa.

La simplificación que facilite la comprensión de un símbolo requiere lo siguiente: (1) Elección básica de escala y proyección que permita mostrar el proceso; (2) Clasificación de las características que se vayan a representar reuniéndolas en grupos de características similares; (3) Generalización que facilite la lectura.

4.2 SIMBOLOGÍA CARTOGRÁFICA DE LOS MOVIMIENTOS EN MASA

Los movimientos en masa, como otros procesos existentes en la naturaleza, deben ser representados por medio de nuestros elementos visuales, como la posición, forma, orientación, tamaño, color, valor y textura; sin embargo el soporte cartográfico sólo dispone de las dos dimensiones espaciales de un plano y por lo tanto sólo se tiene a disposición el punto, la línea y la superficie como elementos de diseño. Por ello para la representación cartográfica de los procesos mencionados atrás se requiere la ayuda de convencionalismos ampliamente aceptados como la gráfica, las perspectivas, sombreados, diagramas, etc.

Además, los movimientos en masa, debido a su escala temporal y espacial, requieren una cartografía dinámica, que indique su dirección y duración. La dirección se asocia universalmente a la imagen de un flecha o representación vectorial; adicionalmente los símbolos cartográficos de los movimientos en masa son del tipo geométrico o abstracto, es decir son representaciones esquemáticas del proceso, no evocan la imagen, pero recuerdan el objeto original; por lo tanto estos símbolos requieren una leyenda que los explique, son de fácil dibujo y están compuestos de formas geométricas simples, sin embargo no están muy condicionados por la escala del mapa.

No es posible ofrecer una fórmula única para el correcto diseño de la simbología aplicable en cartografía de movimientos en masa. El proceso del diseño gráfico del símbolo es complejo y exige unificación de criterios y metodologías. Para el desarrollo de una simbología adecuada deben tenerse en cuenta tres aspectos fundamentales: la dimensión semántica o relación entre una imagen visual y su significado; la dimensión sintáctica o relación entre una imagen visual y otra; y la dimensión pragmática o relación entre la imagen y el usuario.

4.2.1 Tipos de mapas y escalas

La cartografía de los movimientos en masa requiere simbologías que contrasten y permitan su identificación en procesos de generalización cartográfica o reducción a escalas más pequeñas. En el ámbito internacional existen innumerables cartas de sim-

bología para la cartografía de los movimientos en masa, sin embargo la mayoría están definidas para escalas 1:25.000 o menores y lo que se hace rutinariamente es adaptarlas a las necesidades puntuales de cada investigador que desea mostrar sus resultados.

Según Verstappen y Van Zuidam (1992) hay tres tipos de mapas geomorfológicos a saber: Mapas analíticos, sintéticos y pragmáticos. Los primeros son los mapas geomorfológicos básicos que incluyen información sobre morfología, morfometría, morfogénesis y morfocronología. Los segundos son mapas que integran adicionalmente otro tipo de información temática como cobertura vegetal, suelos e hidrología. Los mapas pragmáticos son aquellos donde se destacan los procesos y su actividad (también llamados mapas de procesos activos) que son mapas elaborados con un propósito particular, por ejemplo para la evaluación de amenazas geológicas, tomando la información necesaria de los mapas anteriores.

En este documento se plantea la cartografía geomorfológica pragmática la cual puede aplicarse en la evaluación de las amenazas por movimientos en masa. Se adoptan las escalas de análisis definidas sugeridas por la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica (IAEG, 1981 en Soeters y VanWesten, 1996):

Escala nacional	< 1:1.000.000
Escala regional	1:100.000 – 1:500.000
Escala media	1:25.000 – 1:50.000
Escala de detalle	1:5.000 – 1:15.000

4.2.2 Simbología

Se presenta a continuación una simbología estándar para diferentes escalas adaptada de las leyendas para mapas geomorfológicos de NEWTECH (New Technologies for Landslide Hazard Assessment and Management in Europe) y la Simbología para mapas geomorfológicos utilizada en España (INGEOMINERO, 2004), Francia (Tricart, 1965), y los lineamientos de colores y símbolos estándar utilizados en mapas geomorfológicos elaborados por ITC de Holanda (Verstappen y Van Zuidam, 1992) y adaptados por INGEOMINAS (2005).

La simbología se adapta a las características de los diferentes tipos de movimientos en masa descritos en el capítulo 1 (Hungt, et al., 2001; Hutchinson, 1988; Varnes, 1978) es decir, se tienen en cuenta los tipos: caída, volcamiento, deslizamiento de roca o suelo, flujos, propagación lateral, deformaciones gravitacionales profundas, reptación, etc. (Figura 4.1).

La representación a escala regional se fundamenta en la adaptación de símbolos seleccionados de varias metodologías (INGEOMINERO, 2004; Tricart, 1965; Verstappen y Van Zuidam, 1992), ya que a esta escala los procesos generalmente solo son identificables puntualmente. Para la simbología en escalas intermedias y de detalle, se

Tipo de movimiento en masa	Escala regional	Color - escala intermedia y de detalle	Representación final a escala intermedia y de detalle: polígonos y atributos
Caída de rocas (detritos, suelos)		cr	
Volcamiento de roca		vr	
Volcamiento flexural de roca o macizo rocoso		vf	
Deslizamiento traslacional		dt	
Deslizamiento rotacional		dr	
Deslizamiento rotacional de suelos		drs	
Deslizamiento rotacional de detritos		dd	
Deslizamiento compuesto de rocas		dcr	
Deslizamiento compuesto de suelos		dcs	
Propagación lateral		el	
Flujo de detritos		fd	
Flujo de lodo		fl	
Avalancha de rocas		ar	
Reptación		lr	
Soliflucción		ls	

Rasgos morfológicos			
Cono de detrito		cd	
Escarpe de deslizamiento reciente: superficie de ruptura		edr	
Escarpe de deslizamiento antiguo: superficie de ruptura		eda	

Figura 4.1 Simbología sugerida para movimientos en masa a escalas regional y de detalle. Fuentes de Información DGAA (1997), IAEG (1981), ITC (1992), Tricart (1965), IGME (1996), INGEOMINAS (2005).

utiliza un color (Figura 4.2) para el área mapeada (polígono) y si el tamaño lo permite, podrán incluirse en él símbolos como los indicados en la Figura 4.1. La representación se hace empleando una gama de colores marrón, rojo, violeta y amarillo, siguiendo los lineamientos recomendados por Verstappen y Van Zuidam (1992) y Kienholz y Krummermacher (1995) y estructurados por INGEOMINAS (2005), para las geoformas de movimientos en masa. En la cartografía detallada es posible diferenciar, mediante la definición de polígonos, rasgos como las cicatrices de deslizamiento o los conos formados por la acumulación de los materiales.

En ese sentido cada color va acompañado de un rótulo que indica con dos o tres letras en minúscula el nombre de la geoforma o tipo de movimiento. Es importante notar que los colores son una guía y la distribución de los mismos se puede adaptar buscando los contrastes de acuerdo con las necesidades de la cartografía. Igualmente los tipos de material involucrados tanto en las zonas deslizadas como en sus alrededores, se pueden acompañar de achurados de amplio conocimiento internacional.

Adicionalmente se establece la simbología para los diferentes rasgos presentes en los diversos procesos definidos y la dinámica de los movimientos, diferenciados en líneas con un tono de colores que contraste con el de la unidad. Entre éstos se tienen en cuenta los siguientes: tipos de ladera (flechas a las cuales se les puede agregar el grado de inclinación si así se desea), escarpes principales y flancos de deslizamiento, escarpes menores de deslizamiento, grietas de corona de deslizamiento, grietas transversales, grietas radiales y direcciones de movimiento de los movimientos en masa.

Es importante aclarar que esta simbología es particularmente útil en la elaboración de mapas de procesos, como se mencionó antes. La elaboración de mapas de inventarios de movimientos en masa multi-temporales, por su parte, requiere usualmente la ampliación de la gama de colores o de rótulos. Un solo mapa de inventarios puede requerir para un proceso dado, por ejemplo flujos de detritos, varias gamas de color púrpura que indiquen su ocurrencia en el tiempo.

El manejo de datos e información en los Sistemas de Información Geográfica (S.I.G.) determina para cada movimiento en masa, la representación por medio de un polígono con un código y una serie de atributos asociados con una base de datos estructurados para su uso en aquel ambiente. Esos atributos se manejan en capas de información para su representación. En la estructuración de la base de datos para la evaluación de la amenaza asociada con los movimientos en masa deben tenerse en cuenta los datos sobre morfometría, tipos de litología, sedimento o suelo involucrado, actividad del movimiento, distribución y estilo de actividad, procesos y tasas de movimiento, entre otros. Algunas de estas características de los movimientos en masa se describen brevemente en los capítulos 1 y 5 de este documento. El formato de inventarios presentado en el capítulo 3 y la base de datos que acompaña esta publicación, compilan las características más relevantes.




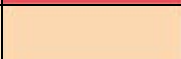














Tipo de movimiento en masa	Color	RGB		
		Rojo	Verde	Azul
Caída de rocas (detritos, suelos)		255	0	0
Volcamiento de roca		204	78	78
Volcamiento flexural de roca o de macizo rocoso		244	80	96
Deslizamiento traslacional		253	219	179
Deslizamiento rotacional de rocas		191	146	99
Deslizamiento rotacional de suelos		237	193	151
Deslizamiento rotacional de detritos		230	148	101
Deslizamiento compuesto de rocas		237	197	171
Deslizamiento compuesto de suelos		228	188	129
Propagación lateral		235	103	80
Flujo de detritos		233	125	218
Flujo de lodo		204	153	205
Avalancha de rocas		204	153	255
Lóbulos de solifluxión		255	153	0
Lóbulos de reptación		255	133	50
Cono de detritos		255	255	0
Escarpe de deslizamiento reciente - superficie de ruptura		102	51	0
Escarpe de Deslizamiento antiguo - superficie de ruptura		153	102	51

Figura 4.2 Gama de colores sugerida para rasgos geomorfológicos de los movimientos en masa. Fuentes de Información DGAA (1997), IAEG (1981), ITC (1992), Tricart (1965), IGME (1996), INGEOMINAS (2005).

4.2.3 Representación cartográfica de la actividad de un movimiento en masa

Como se describe en el capítulo 5, la actividad de un movimiento en masa puede ser descrita en términos de su *estado, distribución y estilo*.

En cuanto al estado de actividad se describe como: *activo, reactivado, suspendido e inactivo*. Este último tipo a su vez puede ser *latente, abandonado, estabilizado y relicto*. La representación cartográfica de los estados de actividad se realiza con los mismos símbolos definidos para cada tipo de movimiento, mediante diversos tipos de líneas que definen el polígono y las flechas indicadoras de la dirección del movimiento de acuerdo con la Figura 4.1, según corresponda. Un ejemplo de esta nomenclatura se puede apreciar en las Figuras 4.3 y 4.4.

Se recomienda además, incluir en la base de datos que acompañe a los mapas geomorfológicos, la “distribución de la actividad” y el “estilo de actividad” definidos por Cruden y Varnes (1996). Para efectos cartográficos se sugiere adicionar estos atributos al polígono mediante una combinación de números y letras que acompañe entre paréntesis la nomenclatura de la geoforma correspondiente, definida en las Figuras 4.1 y 4.3. En cuanto a la distribución de la actividad, un movimiento en masa se describe como: *retrogresivo, avanzando, ensanchando, confinado, creciente, decreciente y móvil*.





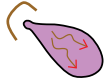







Tipo de movimiento	Actividad			
	Activo	Suspendido	Reactivado	Inactivo
Delizamiento rotacional				
Flujo de lodo				
Caída de rocas				

Figura 4.3 Simbología de la actividad de los movimientos en masa presentada para tres ejemplos: deslizamiento rotacional, flujo de lodo y caídas. Ver la descripción de movimiento inactivo en la Figura 4.4.

Es importante aclarar que el grado de credibilidad, exactitud y contenido de un mapa de movimientos en masa, no es mayor que la información de los eventos con la cual fue compilado el mapa de movimientos en masa. Cualquier limitación de la información sobre movimientos en masa individuales, es simple y llanamente transferida al mapa.

No se tiene aún la última palabra en cuanto a la estandarización cartográfica de los movimientos en masa; sin embargo, aunque el camino no es corto o sencillo, se han efectuado avances importantes que permiten una mayor claridad no solo para los planificadores sino para los usuarios comunes de la información.





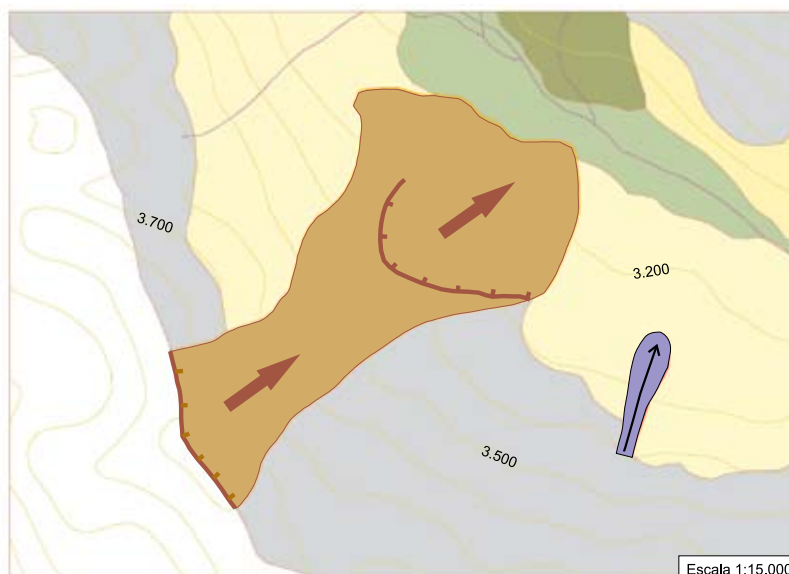
Tipo de movimiento	Tipos de inactividad			
	Latente	Abandonado	Estabilizado	Relicto
Deslizamiento rotacional				

Figura 4.4. Simbología para los diferentes tipos de inactividad de un movimiento en masa.



Detalle del mapa geomorfológico del Corredor Bioceánico - Mendoza- Argentina

Deslizamiento rotacional		Dirección de movimiento	
Flujo de lodo		Escarpe	

Figura 4.5 Ejemplo de la aplicación de la simbología a escala de detalle.

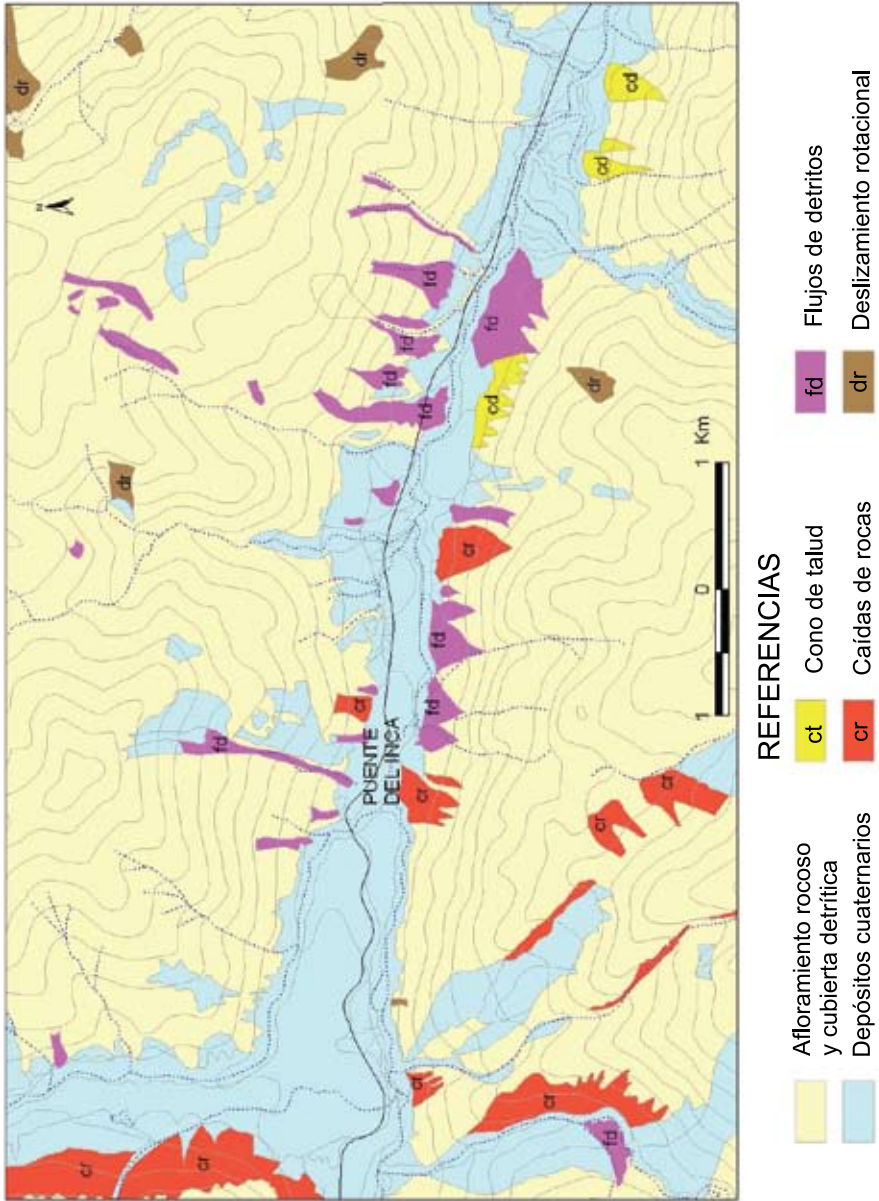


Figura 4.6 Ejemplo de aplicación de la simbología para una zona afectada por caídas, deslizamiento y flujos a escala media 1:50.000. Corredor Bioceánico Mendoza-Argentina. Modificado de SEGEMAR, 2006.

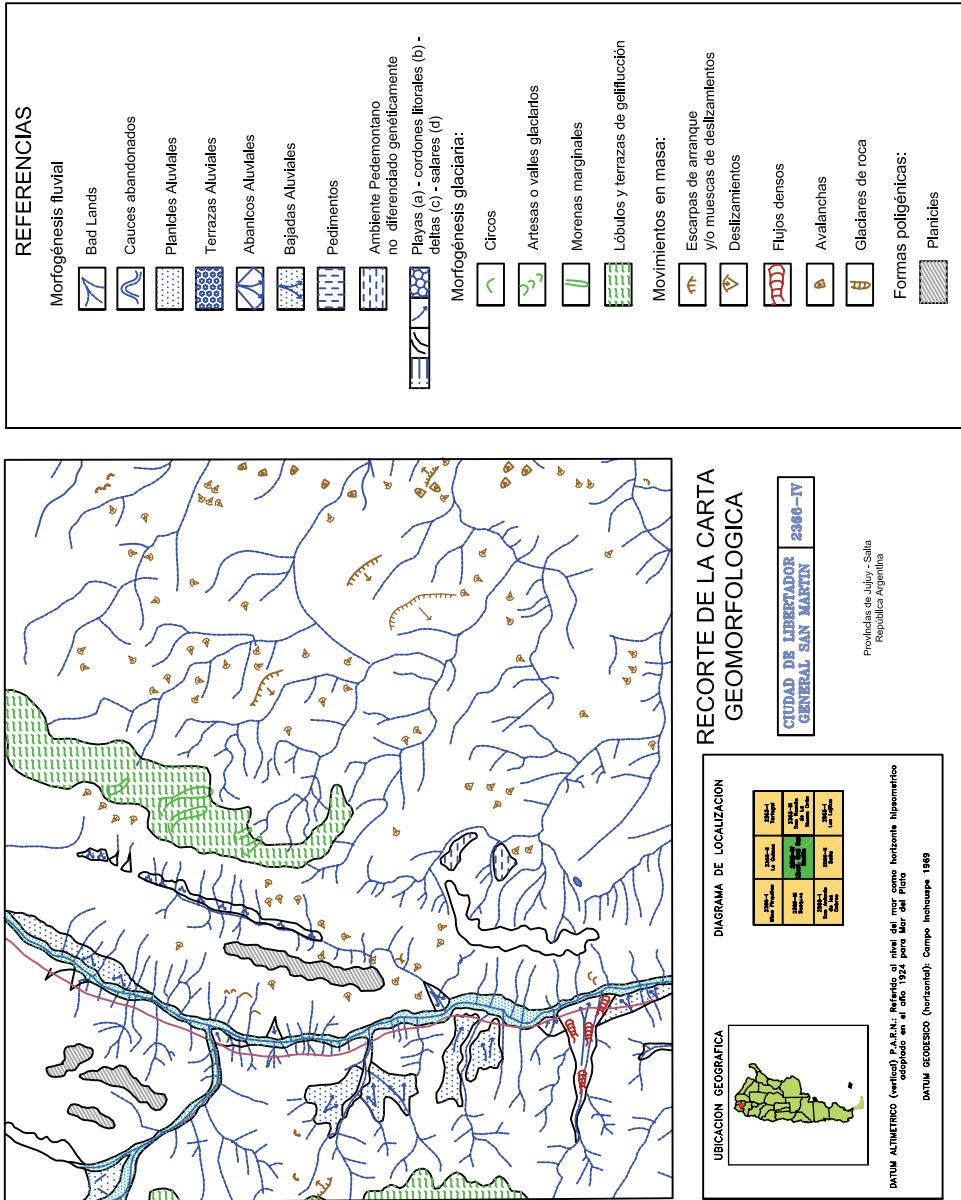


Figura 4.7 Ejemplo de aplicación de la simbología para una zona afectada por deslizamientos y flujos a escala regional. Modificado de la Carta de peligrosidad geológica de la hoja 2366-IV, Ciudad de Libertador San Martín. DGAA (Dirección de Geología Ambiental y Aplicada), SEGEMAR.

REFERENCIAS

- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247*, p. 36–75.
- DGAA, 1997, Normativas de la Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, IGRM – SEGEMAR.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., y Hutchinson, J.N., 2001, Review of the classification of landslides of the flow type: *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 7, p. 22–238.
- Hutchinson, J.N., 1988, Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, *en* *Memorias, 5th International Conference on Landslides*, Lausanne, p. 3–35.
- IGME Instituto Geológico Minero de España, 1996, Plan nacional de cartografía temática Ambiental: Madrid.
- INGEOMINAS, 2005, Características geomorfológicas del departamento del Quindío: Informe inédito, Versión 1.0. 52 p., con 22 planchas geomorfológicas escala 1:25.000, Bogotá.
- INGEOMINERO, 2004, Mapa Geomorfológico de España, escala 1:50.000 – Guía para su elaboración: Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 128 p.
- Kienholz H., y Krummernacher, 1995, Légende modulable pour la cartographie des phénomènes, *Dangers natural: Office fédéral de l'environnement des forêts et du paysage OFEFP*, Davos Dorf, Suiza.
- NEWTECH, 2000, New technologies for landslide hazard assessment and management in Europe: *Engineering Geology*, v. 55, n° 3 , pp. 131-218.
- SEGEMAR, 2006, Carta de peligrosidad geológica de la hoja 2366-IV, Ciudad de Libertador San Martín: DGAA (Dirección de Geología Ambiental y Aplicada), Servicio Geológico Minero Argentino), Buenos Aires.
- SEGEMAR, 2006, Estudio geocientífico aplicado al ordenamiento territorial en Puente del Inca, Provincia de Mendoza, Argentina: Servicio Geológico y Minero Argentino, Mapa de susceptibilidad geomorfológico, escala 1: 75.000, 1 plancha.
- Soeters, R., y VanWesten, C.J., 1996, Slope instability recognition, analysis and zonation, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report*, p. 129–177.
- Tricart, 1965, *Principes et methodes de la Geomorphologie*, París.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movements types and processes, *en* Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, *Landslides analysis and control: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176*, p. 9–33.
- Verstappen, H.T., y Van Zuidam, R.A., 1992, El sistema I.T.C. para levantamientos geomorfológicos: Publicación I.T.C. N° 10, Villanueva de Huelva, Holanda.

5

Glosario de Términos Relativos a Movimientos en Masa

5.1 INTRODUCCIÓN

Durante el trabajo del Grupo de Estándares para Movimientos en Masa GEMMA, del PMA:GCA, se identificó como una necesidad básica el establecer un glosario relacionado con los movimientos en masa, con el objeto de contar con una terminología que facilitara la comunicación entre especialistas del tema, pero que también fuera de utilidad para los no especialistas. Esto debido a que en la literatura se encuentran numerosos términos de igual nomenclatura pero con distintos significados, o diversos términos para un mismo significado. También porque es usual que cada país apropie ciertos términos para su uso local, todo lo cual lleva a la confusión de significados a la hora de tratar algunos aspectos de los movimientos en masa. Las razones para ello seguramente son varias, como puede ser la óptica que adopta un autor en particular para referirse a algún aspecto de estos movimientos y para el caso latinoamericano, además, obedece a que buena parte de los términos empleados corresponden a traducciones principalmente del idioma inglés, sujetas a la interpretación del traductor que en muchas ocasiones no coincide de un país a otro. Así mismo, el desarrollo de las ciencias en las que se involucra el estudio de los movimientos en masa ha traído consigo nuevos términos, así como la revisión y modificación de otros más antiguos.

La lista de términos relacionados con los movimientos en masa puede ser sustancialmente numerosa si se tiene en cuenta que estos hacen parte del campo de estudio de diversas ciencias o disciplinas tales como la geología, la geomorfología, la geotecnia y la minería entre otras. De esta manera, la terminología relacionada con los movimientos en masa es una mezcla de términos derivados del uso clásico en estas ciencias, así como del uso común y de otros que se podrían llamar “confeccionados a la medida”. Los esfuerzos para este glosario entonces, se dedicaron a la compilación de los términos más frecuentemente utilizados, o que se consideraron más relevantes al menos para este esfuerzo de unificación de términos a nivel de los servicios geológicos de los países andinos participantes en el proyecto PMA:GCA.

Teniendo en cuenta el objetivo del glosario, este se diseñó de manera que únicamente junto al término sugerido como “estándar” aparezca la definición correspondiente. Por su parte, los sinónimos de este término y las expresiones locales simplemente se listan y se remite al lector a ver su significado en el término estándar. Por conveniencia, además, algunos términos figuran con más de una definición. Asimismo, el glosario contiene los términos en inglés y al final un diccionario inglés-español.

Finalmente vale la pena advertir que es de esperar que no todo el mundo esté de acuerdo con la selección de términos y su significado, pues seguramente se omiten los términos o significados favoritos de alguien. De hecho, durante la compilación de estos términos hubo desacuerdos entre los mismos participantes de GEMMA. Pese a ello, este glosario es una base para mejorar la comunicación e invita a los interesados a construir sobre ella para que en el futuro se tenga una versión mejorada del mismo.

Abreviaturas

Ar.	Argentina
Bo.	Bolivia
Ch.	Chile
Co.	Colombia
Ec.	Ecuador
Pe.	Perú
Sin.	Sinónimo
Ve.	Venezuela

ABANICO (fan) Depósito de sedimentos en forma de abanico que normalmente se forma al pie de una ladera en la zona donde una corriente de agua emerge de un frente montañoso. Esta forma suele obedecer al cambio de pendiente entre la superficie a lo largo de la cual se desplaza el material y la del terreno en la que se deposita, o al cambio donde un valle confinado se ensancha. Cuando esta geoforma obedece a la depositación de material removido por gravedad, toma nombres como abanico coluvial o cono (debris fan, colluvial fan, cone), y cuando lo es por la depositación de material transportado por una corriente fluvial se denomina abanico aluvial (Aluvial fan) (Figura 5.1).

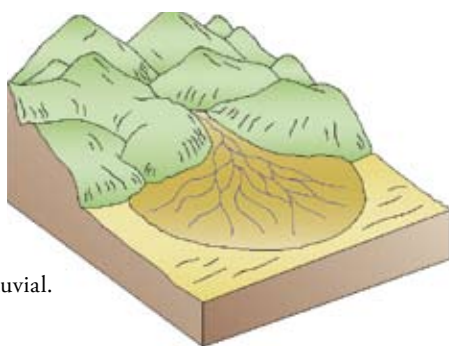


Figura 5.1 Abanico aluvial.

ABANDONADO (abandoned) Estado de actividad de un movimiento en masa en el cual la causa de la inestabilidad del movimiento ha dejado de actuar (WP/WLI, 1993).

ACANTILADO (cliff) Laderas rocosas empinadas que se forman a lo largo de las costas debido a la continua socavación (o erosión progresiva) del oleaje marino, o por levantamientos de origen tectónico (Figura 5.2).



Figura 5.2 Acantilado, Distrito de Barranco, Lima, Perú (Fotografía J. Alva Hurtado, CISMID).

ACTIVIDAD (activity) La actividad de un movimiento en masa se refiere a tres aspectos generales del desplazamiento en el tiempo de la masa de material involucrado: el estado, la distribución y el estilo de la actividad. El primero describe aquello que se sabe con respecto a la regularidad o irregularidad temporal del desplazamiento; el segundo describe grosso modo las partes o sectores de la masa que se encuentran en movimiento; y el tercero indica la manera cómo los diferentes movimientos dentro de la masa contribuyen al movimiento total (WP/WLI, 1993). La Tabla 5.1 presenta la clasificación de la actividad bajo cada uno de estos aspectos.

ACTIVIDAD HISTÓRICA Evidencia geológica o histórica de la ocurrencia de un movimiento en masa.

ACTIVO (active) Movimiento en masa que actualmente se está moviendo, bien sea de manera continua o intermitente.

Tabla 5.1 Glosario de la actividad de un movimiento en masa (WP/WLI, 1993).

Estado de actividad	Distribución de la actividad	Estilo de la actividad
Activo	Retrogresivo	Complejo
Reactivado	Avanzando	Compuesto
Suspendido	Ensanchando	Múltiple
Inactivo	Confinado	Sucesivo
Latente		
Abandonado	Creciente	Único
Estabilizado	Decreciente	
Relicto	Móvil	

ACUMULACIÓN (accumulation) Volumen de material desplazado que se encuentra sobre la superficie original del terreno (WP/WLI, 1990). (Figuras 5.3, 5.4 y 5.5).

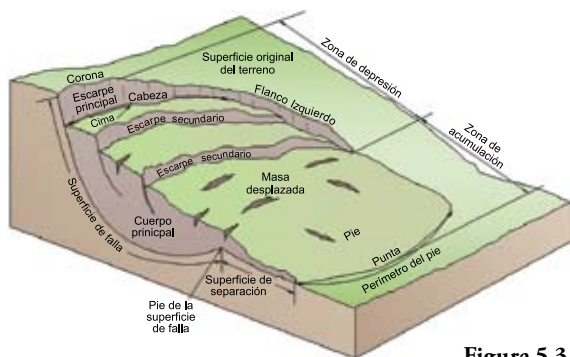
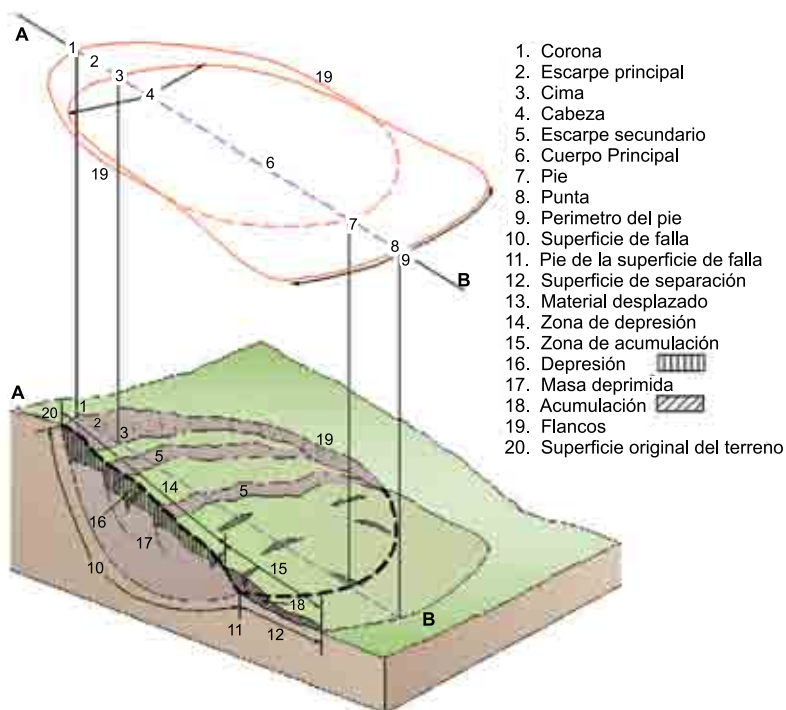
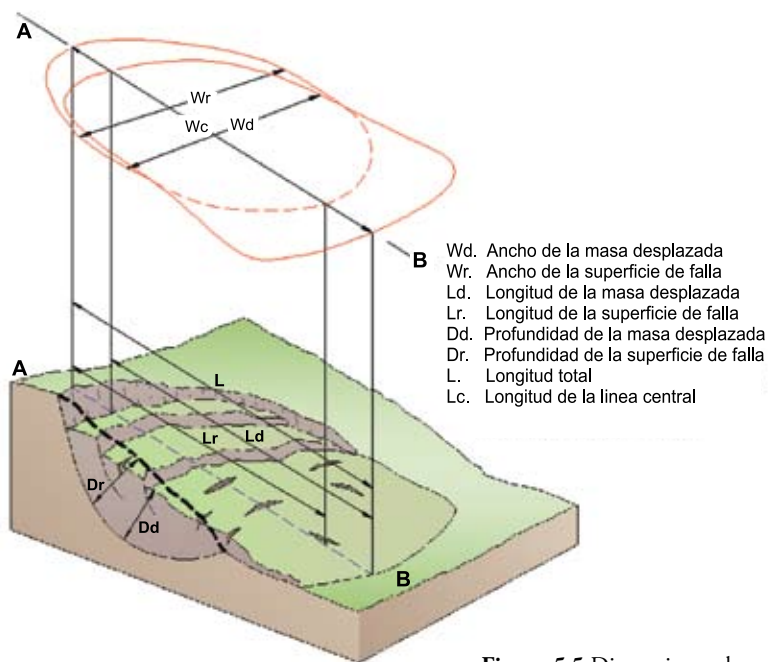


Figura 5.3 Diagrama de bloque de un deslizamiento.



1. Corona
2. Escarpe principal
3. Cima
4. Cabeza
5. Escarpe secundario
6. Cuerpo Principal
7. Pie
8. Punta
9. Perímetro del pie
10. Superficie de falla
11. Pie de la superficie de falla
12. Superficie de separación
13. Material desplazado
14. Zona de depresión
15. Zona de acumulación
16. Depresión
17. Masa deprimida
18. Acumulación
19. Flancos
20. Superficie original del terreno

Figura 5.4 Nomenclatura de las partes de un deslizamiento.



- Wd. Ancho de la masa desplazada
- Wr. Ancho de la superficie de falla
- Ld. Longitud de la masa desplazada
- Lr. Longitud de la superficie de falla
- Dd. Profundidad de la masa desplazada
- Dr. Profundidad de la superficie de falla
- L. Longitud total
- Lc. Longitud de la línea central

Figura 5.5 Dimensiones de un deslizamiento.

AGRIETAMIENTO (cracking) Formación de grietas causada por esfuerzos de tensión o de compresión sobre masas de suelo o roca, o por desecación de materiales arcillosos.

ALUD Por su origen idiomático se refiere a un gran movimiento en masa de nieve. Sin embargo, en ocasiones se utiliza como sinónimo de avalancha.

ALUVIAL (alluvial) Génesis de la forma de un terreno o depósito de material debida a la acción de las corrientes naturales de agua.

ALUVIÓN (alluvium) (1) Materiales con fragmentos subredondeados a redondeados, depositados por una corriente natural de agua o por un movimiento tipo flujo canalizado. (2) En Argentina y Chile se denomina así a los movimientos en masa tipo flujo originados ya sea por el colapso de un lago glacial (ver Jökulhlaups) o del rompimiento de un dique natural (Ver Outburst).

ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES (slope stability analysis) Proceso en el que se evalúa cuantitativamente la interacción entre las fuerzas (o momentos) estabilizantes o resistentes y las fuerzas (o momentos) destabilizantes o movilizantes que actúan sobre un talud. A partir de esto, se establecen las condiciones de estabilidad actual o hipotética de ese talud. Usualmente esta condición de estabilidad se expresa en términos de un factor de seguridad. También puede involucrar el análisis de deformaciones del terreno.

ANCHO DE LA MASA DESPLAZADA W_d (width of the displaced mass) Ancho máximo de la masa desplazada que se mide en dirección perpendicular a la longitud L_d en la Figura 5.5.

ANCHO DE LA SUPERFICIE DE FALLA W_r (width of the surface rupture) Ancho máximo entre los flancos de un deslizamiento, medido en sentido perpendicular a la línea L_r de la Figura 5.5.

ÁNGULO DE FRICCIÓN INTERNA Φ (internal friction angle) Equivalente al coeficiente de fricción, es un parámetro de resistencia de suelos y rocas que mide la relación máxima entre un esfuerzo normal y uno tangencial a lo largo de una superficie de falla (Figura 5.6).

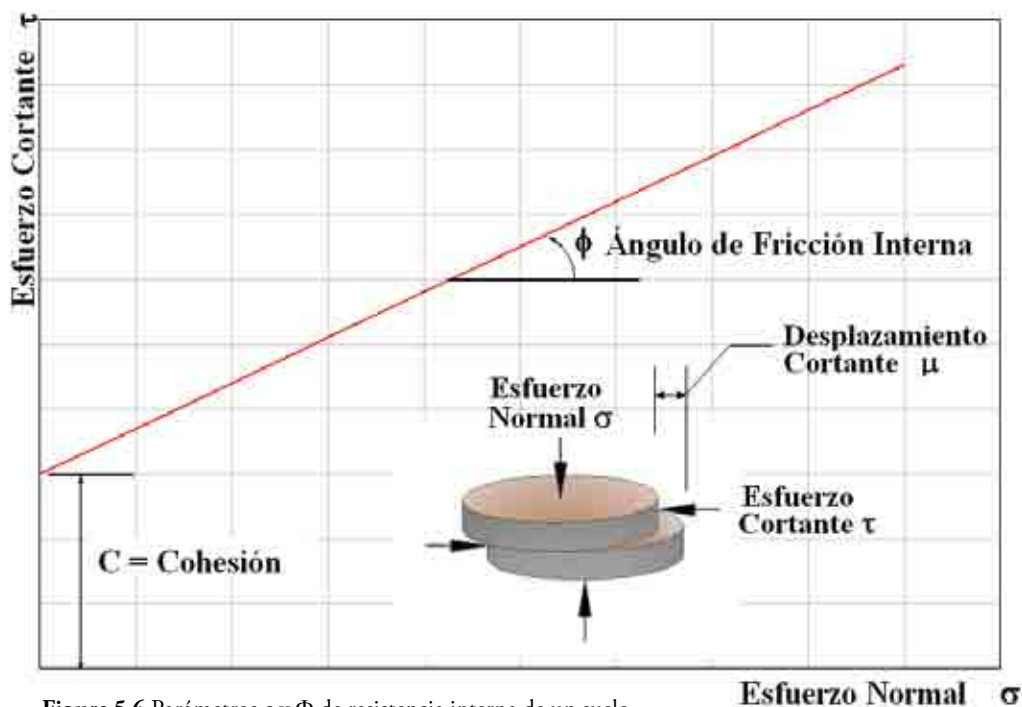


Figura 5.6 Parámetros c y Φ de resistencia interna de un suelo.

ÁNGULO DE REPOSO Se denomina así al ángulo máximo con respecto a la horizontal que forma el talud de un material granular que se deposita por caída libre, o cuando este ha alcanzado un estado de equilibrio después de sufrir algún desplazamiento (Figura 5.7).

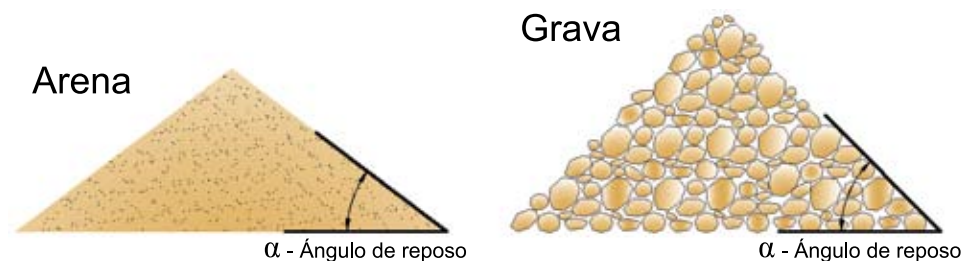


Figura 5.7 Ángulo de reposo.

ÁNGULO DE VIAJE (travel angle) Ángulo con respecto a la horizontal de la línea que une la corona con la punta de un movimiento en masa (Cruden y Varnes, 1996). Corresponde al mismo Fahrböschung propuesto por Heim (1932) expresado como un ángulo (Figura 5.8).

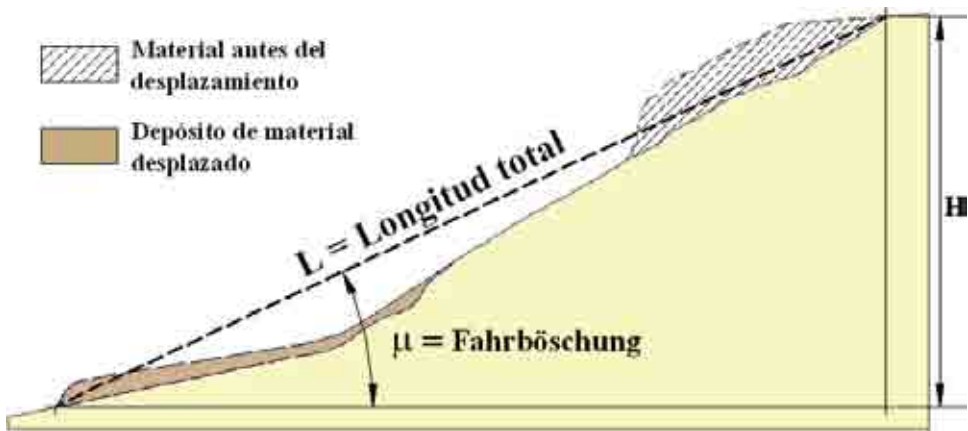


Figura 5.8 Ángulo de viaje, definición de Fahrböschung (μ).

ARCILLA (clay) (1) Suelo para ingeniería con tamaño de partículas menores a 2 micras (0,002 mm) que contienen minerales arcillosos. Las arcillas y suelos arcillosos se caracterizan por presentar cohesión y plasticidad. En este tipo de suelos es muy importante el efecto del agua sobre su comportamiento geomecánico (2) Tamaño de partículas minerales menores a 2 micras (0,002 mm).

ARCILLA SENSITIVA (sensitive clay) Arcilla que exhibe una notable pérdida de resistencia al esfuerzo cortante cuando se somete a un remoldeo mecánico. Son famosas por su comportamiento fluido las llamadas “quick clays” que se suelen encontrar en Escandinavia y Canadá. Estas proceden de depósitos glaciomarininos levantados por isostasia sobre el nivel del mar y lixiviados posteriormente por el agua freática. La eliminación de las sales de los poros del suelo causa una pérdida de resistencia frente a cualquier perturbación de este suelo (Lambe, 1981). La sensibilidad S_t de una arcilla se expresa cuantitativamente por la relación, al mismo contenido de humedad, del valor de resistencia inalterada y la resistencia remoldeada (Figura 5.9).



Figura 5.9 Arcilla sensible (Fotografía Comisión Nacional de Investigación de Canadá, NSERC).

ARENA (sand) Suelo para ingeniería con tamaño de granos entre 0,075 mm y 4,75 mm y por lo cual son visibles a simple vista. Estos suelos se caracterizan por no presentar plasticidad ni cohesión. Entre las propiedades importantes de estos suelos que influyen en su comportamiento geomecánico, están la distribución granulométrica, la densidad y la forma de los granos.

AVALANCHA (avalanche) Movimiento en masa tipo flujo, muy rápido a extremadamente rápido, que se caracteriza porque el material se desplaza libremente ladera abajo, es decir que no se canaliza a lo largo, por ejemplo, del cauce de un río (Hungry et al., 2001).

AVALANCHA DE DETRITOS (debris avalanche) Flujo no canalizado de detritos saturados o parcialmente saturados, poco profundo, muy rápido a extremadamente rápido. Estos movimientos comienzan como un deslizamiento superficial de una masa de detritos que al desplazarse sufre una considerable distorsión interna y toma el carácter de tipo flujo. Relacionado con la ausencia de canalización de estos movimientos, está el hecho de que estos movimientos presentan un menor grado de saturación que los flujos de detritos y que no tienen un ordenamiento de la granulometría del material en sentido longitudinal, ni tampoco un frente de material grueso (Hungry et al., 2001).

AVALANCHA DE ROCA (rock avalanche) sin.: sturzstrom. Movimiento tipo flujo, extremadamente rápido y masivo de roca fragmentada proveniente de un gran deslizamiento de roca, o de una caída de roca (Hungry et al., 2001).

AVANZANDO (advancing) Tipo de distribución de un movimiento en masa en el cual la superficie de falla se está extendiendo progresivamente en la dirección del movimiento (WP/WLI, 1993).

AVENIDA TORRENCIAL (debris flow) ver flujo de detritos.

AZIMUTH Ángulo medido en el sentido horario sobre un plano horizontal que forma una línea dada con el norte.

BARRO (mud) ver Lodo.

BLOQUE (block) Con relación a la granulometría de un suelo para propósitos de clasificación se refiere a las partículas de suelo con diámetro medio mayor a 300 mm. Sin embargo, en mecánica de rocas se refiere a la porción de una masa rocosa limitado

por discontinuidades, caso en el cual se tienen en cuenta el tamaño y forma de los bloques para describir un macizo rocoso en términos como: masivo, cúbico, tabular, columnar, irregular y triturado (ISRM, 1981).

BUZAMIENTO (dip) Angulo que forma la recta de máxima pendiente de un plano con respecto a la horizontal y puede variar entre 0° y 90° , como se indica en la Figura 5.10.

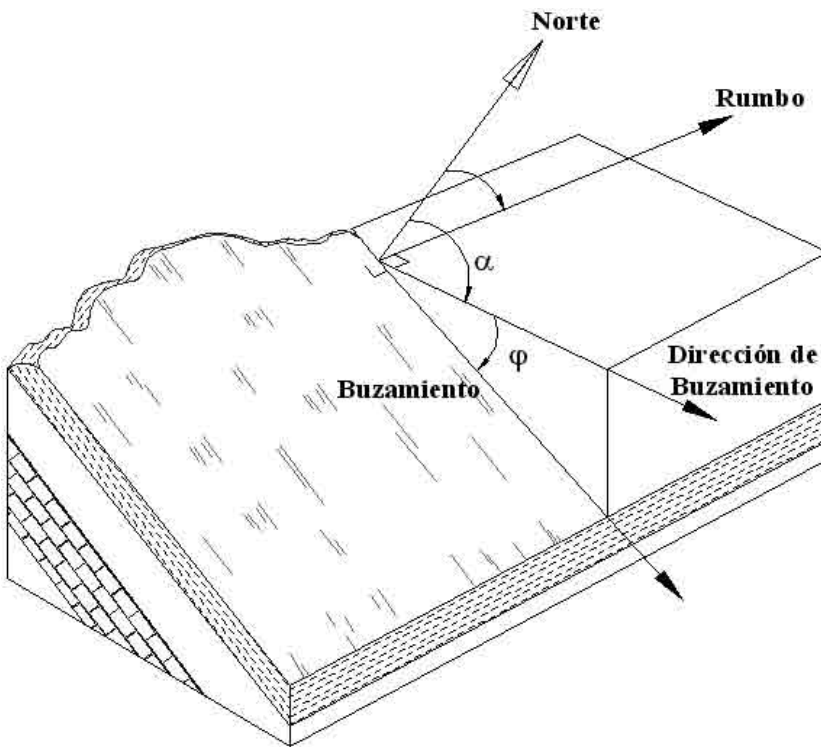


Figura 5.10 Buzamiento y dirección de buzamiento.

CABEZA (head) Parte superior del cuerpo principal de un deslizamiento a lo largo del contacto entre el material desplazado y el escarpe principal (Figura 5.3 y 5.4).

CAÍDA (fall) sin.: desprendimiento. Tipo de movimiento en masa en el cual uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de la superficie de un talud, sin que a lo largo de esta superficie ocurra desplazamiento cortante apreciable. Una vez desprendido, el material cae desplazándose principalmente por el aire, pero con algunos golpes, rebotes y rodamiento. Dependiendo del material desprendido se habla de una caída de

roca, o una caída de suelo. Algunos autores, como Corominas y Yague (1997) denominan colapso a los casos en que el material cae de manera eminentemente vertical.

CANTO (pebble) Suelo con tamaño de grano entre 75 y 300 mm de acuerdo con la Clasificación Unificada de Suelos (USCS).

CÁRCAVA Tipo de erosión concentrada en surcos que se forma por el escurrimiento de las aguas sobre la superficie de las laderas.

CATASTRO DE MOVIMIENTOS EN MASA (landslides inventory) ver Inventario.

CICATRIZ (scar) Huellas del escarpe principal de un antiguo movimiento en masa.

CIMA (top) Punto más alto del contacto entre el material desplazado y el escarpe principal (Figura 5.4).

CLASTO Fragmento de roca con tamaño mayor al de una grava gruesa.

COEFICIENTE DE SEGURIDAD (safety factor) ver Factor de Seguridad.

COHESIÓN (cohesion) Parámetro de resistencia de un suelo que expresa la fuerza por la cual las moléculas homogéneas de un cuerpo se adhieren unas con otras (Holtz y Kovacs, 1991) (Figura 5.6).

COLUVIAL (colluvial) Forma de terreno o material originado por la acción de la gravedad.

COLUVIÓN (colluvion) sin.: depósito coluvial, coluvio (Ch). Depósito de material coluvial.

COMPLEJO (complex) (1) En la propuesta de clasificación de Varnes (1978), este autor denomina así a un tipo de movimiento en masa que involucra una combinación de uno o más de los tipos principales de movimientos, ya sea dentro de las diferentes partes que componen la masa en movimiento, o en los diferentes estados de desarrollo del movimiento. (2) El WP/WLI (1993) introduce este término como un estilo de actividad. (3) Cruden y Varnes (1996), eliminan el uso de este término como un tipo de movimiento, pero lo emplean para denominar así a un estilo de actividad, limitando su uso a la ocurrencia en secuencia de varios tipos movimientos. Por ejemplo, el

caso de una caída de roca seguida por un flujo de detritos debido a la fragmentación del material durante la caída (Cruden y Varnes, 1996).

COMPUESTO (composite) (1) Inicialmente empleado como sinónimo de “complejo”, Cruden y Varnes (1996) proponen el término para referirse a un estilo de movimiento en masa en el cual diferentes tipos de movimiento ocurren en diferentes áreas de la masa desplazada, en ocasiones simultáneamente. (2) Término empleado por Hutchinson para designar a un tipo de deslizamiento de una masa rocosa a partir de una superficie de falla compuesta por varios planos o de curvatura irregular. El movimiento a lo largo de superficies de deslizamiento compuestas no es cinemáticamente posible sin que ocurra cizalla interna significativa en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988). En este caso, la cabeza del movimiento presenta estructuras de Horst-y-Grabens característicos, además de muchas superficies de falla secundarias. Partes de la superficie de falla pueden desarrollarse a partir de planos de discontinuidad de la roca. La superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de planos de plegamiento, o por la intersección de varias discontinuidades planares o por la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca.

CONDICIONANTE (contributing factor) sin.: contribuyente (Co). Se refiere a todos aquellos factores naturales o antrópicos que condicionan o contribuyen a la inestabilidad de una ladera o talud, pero que no constituyen el evento detonante del movimiento.

CONFINADO (confined) Término empleado para referirse a la distribución de la actividad de un movimientos en masa, en el que este presenta un escarpe, pero no tiene una superficie de falla visible en el pie de la masa desplazada. Hutchinson (1988), sugiere que los desplazamientos en la cabeza dan lugar a una compresión y ligero abultamiento al pie de la masa (WP/WLI, 1993).

CONO ver Talus (Figura 5.11).

CONTENIDO DE HUMEDAD (water content) ver Humedad.

CONTRIBUYENTE ver Condicionante.

CORONA (crown) Zona adyacente arriba del escarpe principal de un deslizamiento que prácticamente no ha sufrido desplazamiento ladera abajo. Sobre ella



Figura 5.11 Cono de detritos (Keremeos, Canadá).

suelen presentarse algunas grietas paralelas o semiparalelas conocidas como grietas de tensión o de tracción (Figuras 5.3 y 5.4).

CORRIENTE DE TIERRA (earth flow) ver Flujo de tierra.

CRECIDA DE DETRITOS (debris flood) sin.: crecida, crecida repentina, inundación de detritos. Hungr et al. (2001) definen este tipo de movimiento como una oleada de agua muy rápida que lleva una gran carga de detritos a lo largo de un canal empinado. Para distinguirlos de los flujos de detritos, estos autores establecen algunas comparaciones entre ambos flujos y sugieren como criterio principal el caudal pico que puede llegar a manejar cada uno. Así, manifiestan que el caudal pico de una crecida de detritos es comparable al de una inundación multiplicado por un factor de amplificación entre 1 y 2, mientras que el caudal pico de un flujo de detritos puede ser decenas de veces mayor al de una gran inundación. Otro criterio que señalan es la morfología de los depósitos y manifiestan que las crecidas de detritos típicamente originan capas anchas y delgadas de material, mientras que los flujos de detritos dan lugar a depósitos más gruesos y de formas más lobulares. Así mismo, indican como otra característica distintiva de las crecidas el que estas no forman diques a lo largo de las márgenes del canal ni frentes gruesos como ocurre con los flujos de detritos. La capacidad destructiva de las crecidas es similar a la de una inundación de agua y por ello los objetos impactados quedan enterrados o son rodeados por los detritos pero frecuentemente sin sufrir daño (ver Figura 5.12). Sin embargo, pueden ocurrir eventos excepcionales como las descargas de agua inusualmente altas cuando ocurre el rompimiento de presas y deshielo de nieves. En sentido estricto, las crecidas de detritos no son un movimiento en masa sino un fenómeno de transporte en masa.

CRECIENTE (enlarging) Tipo de distribución de actividad de un deslizamiento, en el cual la superficie de falla se extiende cada vez más, en dos o más direcciones (WP/WLI, 1993).

Figura 5.12 Efectos de una crecida de detritos. Abanico de la quebrada Britannia, British Columbia, Canadá. (Fotografía W.K. Fletcher, UBC, Canadá).



CUERPO PRINCIPAL (main body) Parte del material desplazado que yace sobre la superficie de falla, entre el escarpe principal y el pie de la superficie de falla (Figuras 5.3 y 5.4).

DECRECIENTE (diminishing) Tipo de distribución de un movimiento activo en el cual el volumen de material desplazado decrece con el tiempo (Cruden y Varnes, 1996).

DEFORMACIÓN (deformation) Cambio de forma de la superficie del terreno debido al desplazamiento de la masa de suelo o roca. Debido a la deformación, el terreno puede presentar formas onduladas, escalonadas, una combinación de ellas, o formas caóticas.

DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL PROFUNDA (Deep seated gravitational deformation) Este término se refiere a movimientos muy lentos y extensos de grandes masas rocosas en donde no se distingue una superficie de falla, aunque pueden ser precursores de deslizamientos de gran magnitud. Entre ellos se encuentran la combadura y pandeo de valles, las roturas confinadas, la expansión de crestas, los flujos o reptación profunda de masas rocosas y los hundimientos gravitacionales.

DEPRESIÓN (depletion) Volumen de un deslizamiento que está limitado por el escarpe principal, la masa deprimida y la superficie original del terreno (Cruden y Varnes, 1996) (Ver Figura 5.4).

DERRUBIO (debris) ver Detrito.

DERRUMBE (landslide) Término común para referirse a diversos tipos de movimientos en masa, particularmente caídas y deslizamientos. En Perú se utiliza este término para diferenciar un tipo de caída.

DESEMBALSE (drawdown) Disminución del nivel de agua de un embalse.

DESLIZAMIENTO (slide) Movimiento ladera abajo de una masa de suelo o roca cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla, o de zonas relativamente delgadas con gran deformación cortante (Cruden y Varnes, 1996).

DESLIZAMIENTO COMPUESTO (compound slide) Ver Compuesto.

DESLIZAMIENTO EN CUÑA (wedge slide) Tipo de movimiento en el cual el cuerpo del deslizamiento está delimitado por dos planos de discontinuidad que se intersectan, por lo que el cuerpo se desplaza bien siguiendo la dirección de la línea de intersección de ambos planos, o el buzamiento de uno de ellos (Figura 5.14).



Figura 5.13 Deslizamiento compuesto (Peace River, BC, Canadá).



Figura 5.14 Deslizamiento traslacional en cuña gigantesca, en anticlinal fallado, areniscas cretácicas. K128 del ferrocarril Facativita-Utica, Departamento de Cundinamarca, Colombia (Fotografía y descripción de M. García L).

DESLIZAMIENTO POR FLUJO (flow slide) El término “flow slide” fue introducido por Casagrande (1936), para designar deslizamientos que se comportan como un movimiento tipo flujo como resultado de la licuación del material. Hungr et al. (2001), lo definen como un flujo muy rápido o extremadamente rápido de una masa de suelo con estructura granular ordenada o desordenada. Ocurre en taludes de pendiente moderada e involucra un exceso de presión de poros o licuación del material en la zona donde se origina el movimiento en masa. De acuerdo con el tipo de material puede denominarse más específicamente como: deslizamiento por flujo de arena, deslizamiento por flujo de limo, deslizamiento por flujo de detritos o deslizamiento por flujo de roca débil (Hungr et al., 2001). Debe enfatizarse que este término implica la licuación del material que forma el volumen inicial del movimiento en masa, aunque generalmente sólo después de un desplazamiento importante.

DESLIZAMIENTO POR FLUJO DE ARCILLA (clay flow slide) Flujo muy rápido a extremadamente rápido de arcilla sensible licuada con un contenido de agua igual o cercano al de su estado original. Este movimiento se inicia a partir de fallas rotacionales múltiples retrogresivas. En ciertas arcillas se presenta por colapso de la

estructura interna del suelo, como es el caso clásico en las llamadas “quick clays” o arcillas extrasensibles (Hungry et al., 2001) (Figura 5.15).



Figura 5.15 Deslizamiento por flujo de arcilla.

DESLIZAMIENTO ROTACIONAL (rotational slide) sin: golpe de cuchara (Co). Deslizamiento en el cual la masa se mueve a lo largo de una superficie de falla curva y cóncava. La cabeza del movimiento puede moverse hacia abajo dejando un escarpe casi vertical, mientras que la superficie superior inclinarse hacia atrás en dirección al escarpe. Estos movimientos ocurren frecuentemente en masas de material relativamente homogéneo, pero también pueden estar controlados parcialmente por superficies de discontinuidad pre-existentes (Cruden y Varnes, 1996) (Figura 5.4).

DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL (translational slide) sin.: deslizamiento planar. Deslizamiento en el cual la masa se desplaza a lo largo de una superficie de falla plana u ondulada. En general, estos movimientos suelen ser más superficiales que los rotacionales y el desplazamiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o plano de contacto entre la roca y el suelo residual o transportado que yace sobre ella (Cruden y Varnes, 1996). En un macizo rocoso, este mecanismo de falla puede ocurrir cuando una discontinuidad geológica tiene una dirección aproximadamente paralela a la de la cara del talud y buza hacia ésta con un ángulo mayor que el ángulo de fricción (Hoek y Bray, 1981).

DESPRENDIMIENTO (fall) ver Caída.

DETONANTE (trigger) sin.: disparador, desencadenante, gatillante (Ch). Acción, o evento natural o antrópico, que es la causa directa e inmediata de un movimiento en masa. Entre ellos pueden estar, por ejemplo, los terremotos, la lluvia, la excavación del pie de una ladera y la sobrecarga de una ladera.

DETRITO (S) (debris) sin.: derrubio. (1) Material suelto con estructura desordenada y de baja plasticidad originado por procesos de movimientos en masa (coluviones), meteorización (suelo residual), transporte glaciar (tilita, morrenas), volcanismo

explosivo (depósitos piroclásticos), o desechos antrópicos con estructura granular desordenada tales como los estériles de minería. Los detritos también pueden contener una proporción significativa de material orgánico, incluyendo troncos y ramas de árboles o cualquier otra cubierta orgánica (Hungar et al., 2001). (2) De acuerdo con Varnes (1978) y Cruden y Varnes (1996), corresponde a un material que contiene una proporción significativa de materiales gruesos en donde entre un 20% y un 80% de las partículas son mayores a 2 mm y el resto menor a 2 mm; en este caso el término se utiliza para el material involucrado en el movimiento, pero antes del desplazamiento.

DIACLASA (joint) Plano de discontinuidad en una masa rocosa a lo largo del cual no ha ocurrido desplazamiento tangencial relativo entre los bloques rocosos que lo conforman.

DIRECCIÓN DEL BUZAMIENTO (dip direction) Dirección de la línea formada por la intersección de una estructura planar con un plano imaginario horizontal, medida en sentido horario con respecto al norte. El valor de esta dirección puede variar entre 0° y 360° (Figura 5.10).

DISCONTINUIDAD (discontinuity) sin.: plano de debilidad. Es cualquier plano de un macizo rocoso o de una masa de suelo que separa bloques de material más o menos intacto. Estos planos pueden ser de origen mecánico o sedimentario y se caracterizan porque su resistencia a la tracción es generalmente baja a nula. Entre ellos están los planos de estratificación, las diaclasas, las grietas, las microfallas, los planos de esquistosidad y las superficies de falla. La presencia de discontinuidades implica un comportamiento no continuo del macizo.

DISTANCIA DE VIAJE (travel distance) Distancia desde el pie de la superficie de falla hasta la punta de la masa desplazada. Puede medirse a lo largo de una línea recta paralela a la superficie de la masa desplazada, o siguiendo la superficie del terreno. También se ha definido como la distancia horizontal entre la corona y la punta de un movimiento en masa (Figura 5.8).

DISTRIBUCIÓN DE LA ACTIVIDAD (distribution of activity) Descripción de la manera como la actividad de un movimiento se distribuye en la masa que se desplaza y su efecto en las zonas adyacentes. De esta manera, el movimiento puede estar limitado únicamente al material que se desplaza, o la superficie de falla puede estar extendiéndose añadiendo material al volumen del material desplazado (WP/WLP, 1993) (Ver Tabla 5.1).

ELUVIAL Horizonte de suelo que ha experimentado una pérdida de material por lavado. Ocurre cuando la precipitación es mayor que la evaporación (Mitchell, 1976).

EMBALSE (dam) Represamiento de Agua.

EMPALIZADA (Stockade) Efecto secundario de un movimiento en masa, por el cual gran cantidad de troncos de árboles son arrastrados por la masa de material desplazado hasta una corriente de agua. La masa de troncos puede causar represamientos bien sea por la obstrucción del cauce de la corriente, o de estructuras como puentes, cajones o pontones de drenaje (box culverts) (Figura 5.16).



Figura 5.16 Empalizada, Murindó, Antioquia, Colombia (Fotografía E. Parra).

ENDICAMIENTO (landslide dam) ver Represamiento.

ENJAMBRE (landslides swarm) Se refiere a eventos en los cuales numerosos movimientos en masa individuales ocurren al mismo tiempo en varias laderas de una misma zona y son causados por un mismo evento detonante. En este tipo de eventos es difícil identificar como principal a un sólo movimiento en masa, pero cuando el material de cada uno de estos movimientos cae a una corriente de agua común a todos ellos, suele formar flujos de lodo o detritos (Figura 5.17).

ENSANCHANDO (widening) Tipo de distribución de actividad en la cual la superficie de falla se está extendiendo en uno o ambos flancos de un movimiento en masa (Cruden y Varnes, 1996).

EÓLICO (eolian) Generado por la acción del viento. Materiales transportados y depositados por el viento, o forma del terreno debida a esta acción.

ERIAL Zona desprovista de vegetación.

Figura 5.17 Enjambre, Bucaramanga, Santander, Colombia (Fotografía E. Castro).



EROSIÓN (erosión) Parte del proceso denudativo de la superficie terrestre que consiste del arranque y transporte de material de suelo o roca por un agente natural como el agua, el viento y el hielo, o por el hombre. De acuerdo con el agente, la erosión se puede clasificar en eólica, fluvial, glacial, marina y pluvial. Por su aporte, de acuerdo a las formas dejadas en el terreno afectado se clasifica como erosión en surcos, erosión en cárcavas y erosión laminar.

ESCARPE (scarp) sin.: escarpa. Superficie vertical o semivertical que se forma en macizos rocosos o de depósitos de suelo debido a procesos denudativos (erosión, movimientos en masa, socavación), o a la actividad tectónica. En el caso de deslizamientos se refiere a un rasgo morfométrico de ellos (Ver Figuras 5.3 y 5.4).

ESCARPE PRINCIPAL (main scarp) En un deslizamiento se refiere a la parte superior vertical o semivertical del plano de falla que queda expuesta en superficie por el movimiento ladera abajo del cuerpo principal (Figuras 5.3 y 5.4).

ESCARPE SECUNDARIO (minor scarp) En un deslizamiento se refiere a los planos de falla secundarios que ocurren por el rompimiento diferencial del cuerpo del deslizamiento y quedan parcialmente expuestos en superficie (Figuras 5.3 y 5.4).

ESFUERZO EFECTIVO (σ') (effective stress) sin.: tensión efectiva. En mecánica de suelos se refiere al esfuerzo medio de contacto entre las partículas sólidas que componen un suelo; para el caso de suelos saturados, se expresa matemáticamente como $\sigma' = \sigma - u_w$ en donde σ es el esfuerzo total y u_w es la presión de poros del agua.

ESFUERZO CORTANTE (τ) (shear stress) sin.: esfuerzo de corte, tensión cortante, esfuerzo de cizalla. Esfuerzo con dirección paralela al plano sobre el que actúa (Figura 5.6).

ESFUERZO NORMAL (σ_N) (normal stress) sin.: tensión normal. Esfuerzo en dirección perpendicular al plano sobre el cual actúa (Figura 5.6).

ESFUERZO TOTAL (σ) (total stress) sin.: tensión total. Esfuerzo igual a la suma del esfuerzo efectivo y la presión de los fluidos de los poros (generalmente agua y/o aire).

ESFUERZO PRINCIPAL (main stress) Esfuerzo normal que actúa sobre un plano en el cual el esfuerzo cortante es nulo.

ESTABILIDAD (slope stability) Condición de estabilidad de un talud o ladera.

ESTABILIZADO (stabilized) Movimiento en masa cuyo desplazamiento ha cesado debido a la ejecución de obras correctivas o de control (Cruden y Varnes, 1996).

ESTADO DE ACTIVIDAD (state of activity) Descripción de aquello que se sabe con relación al desplazamiento en el tiempo de un movimiento en masa (WP/WPI, 1993). De acuerdo con ello, los movimientos en masa se clasifican como activos, reactivados, suspendidos e inactivos (Ver Tabla 5.1).

ESTILO DE ACTIVIDAD (style of activity) Descripción de la manera como diferentes movimientos dentro de la masa desplazada contribuyen al movimiento total de ésta (WP/WLI, 1993) (Ver Tabla 5.1). De acuerdo con Cruden y Varnes (1996), los estilos pueden ser del tipo complejo, compuesto, múltiple, sucesivo o único.

ESCOMBRO (spoil, waste material) Desechos de material de roca y/o suelo producto de excavaciones hechas por el hombre. Cuando estos materiales son el producto de la minería se suelen llamar estériles.

EVIDENCIA VISUAL DE MOVIMIENTO sin.: evidencia indirecta (Ar). Todo aquello que a simple vista indica que una masa de suelo o roca se ha movido o se encuentra en movimiento. Por ejemplo: postes o troncos de árboles inclinados, cercas corridas, escarpes, deformación del terreno.

FACTOR CONTRIBUYENTE (contributing factor) ver Contribuyente.

FACTOR DE SEGURIDAD (safety factor) sin.: coeficiente de seguridad (Ch). Valor que indica la relación entre las fuerzas (o momentos) de resistencia al corte y las fuerzas (o momentos) desestabilizantes en un talud o ladera dada.

FACTOR DETONANTE (trigger) ver Detonante.

FAHRBÖSCHUNG Línea que une el punto más alto de la superficie de falla en la corona y la punta del movimiento en masa. Se expresa en términos del ángulo que forma esta línea con la horizontal (Figura 5.8).

FALLA (failure) sin: rotura, corte (Ar). Rotura de una masa o material, que involucra un desplazamiento relativo de las partes en que se separa, a lo largo de una superficie llamada superficie de falla.

FALLA CIRCULAR (circular failure) ver Deslizamiento Rotacional.

FALLA EN CUÑA (wedge failure) ver Deslizamiento en Cuña.

FALLA PLANAR (plane failure) ver Deslizamiento Traslacional.

FENÓMENO DE MOVIMIENTO EN MASA (mass movement) ver Movimiento en Masa.

FINOS (fine fraction) sin: fracción fina. En el Sistema de Clasificación Unificada de Suelos (USCS), se denomina así a los limos y arcillas.

FISURA Grietas cerradas y poco persistentes en una masa de suelo o roca.

FLANCO (flank) Costado izquierdo o derecho del cuerpo principal de un deslizamiento (Figuras 5.3 y 5.4).

FLUJO (flow) Movimiento en masa que durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido, pero que en principio se origina en otro movimiento como un deslizamiento o caída. Hungr et al. (2001), los clasifican de acuerdo con el tipo y propiedades del material involucrado, la humedad, la velocidad, el confinamiento lateral y otras características que los hacen distinguibles.

FLUJO CANALIZADO Tipo de movimiento en masa en el cual el material desplazado se mueve preferencialmente a lo largo de un cauce o canal (Figura 5.18) (INGEOMINAS).

FLUJO NO CANALIZADO Tipo de movimiento en masa en el cual el material desplazado se mueve preferencialmente a lo largo de una ladera y sin un canal definido (Figura 5.19).



Figura 5.18 Flujo canalizado, Meta, Colombia (Fotografía J. Montero).



Figura 5.19 Flujo no canalizado, Quebrada Blanca, Colombia (Fotografía J. Montero).

FLUJO DE DETRITOS (debris flow) sin.: huayco (Pe), avenida torrencial (Co, Ve), flujo torrencial (Co, Ve). Flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos, que transcurre principalmente confinado a lo largo de un canal o cauce empinado. Este tipo de evento se distingue también porque el agua del cauce se incorpora al cuerpo del flujo de detritos, incrementando su contenido de agua. Además, el confinamiento lateral ayuda a mantener la profundidad del flujo, facilitando un cierto tipo de ordenamiento de las partículas sólidas y el desarrollo de oleaje. El ordenamiento se refiere a que los clastos más grandes tienden a quedar cerca de la superficie del flujo, lo que se conoce como gradación inversa. Por otra parte, el caudal pico que presentan estos flujos puede ser hasta 40 veces mayor que aquellos que causan una inundación. Otra característica que distingue a estos flujos es la forma de la depositación del material sólido: cuando el flujo de detritos alcanza el ápice del abanico de depositación, el canal se amplía y los clastos más gruesos son expulsados hacia los lados para formar una especie de jarillones o albardones y el frente es sobrepasado por el material fino que viajaba tras ellos hasta detenerse tomando una forma lobulada gruesa (Hungre et al., 2001).

FLUJO DE LODO (mud flow) sin.: flujo de barro (Ch), torrente (Bol). Flujo canalizado muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados plásticos, cuyo contenido de agua es significativamente mayor al del material fuente (Índice de Plasticidad > 5%). El carácter de este tipo de movimiento es similar al de flujo de detritos, pero la fracción arcillosa modifica la reología del material. También se distingue de los deslizamientos por flujo de arcilla, en que el flujo de lodo incorpora agua superficial durante el movimiento, mientras que en los primeros hay licuación in situ sin un incremento significativo del contenido de agua (Hungr et al., 2001) (Figura 5.20).

Figura 5.20 Flujo de lodos muy rápido durante periodo de lluvias fuertes, en areniscas con intercalaciones de arcillolita ocurrido en el Departamento de Norte de Santander (Colombia). El material sobrepasó la carretera y atrapó un vehículo dejando tres víctimas humanas además de la rotura de una línea de oleoducto (Fotografía y descripción Manuel García L.).



FLUJO DE TIERRA (earth flow) sin.: corriente de tierra (Ar) Movimiento intermitente, rápido o lento, de tierra arcillosa plástica (Hungr et al., 2001). Hungr et al. (2001) señalan que los flujos de tierra y los flujos de lodo pueden involucrar materiales de texturas similares pero que tienen diferencias significativas, particularmente en lo que se refiere a la velocidad del movimiento y el contenido de agua promedio. Estos autores indican que los flujos de tierra pueden mantener un movimiento continuo a lo largo de grandes distancias y periodos de tiempo considerable, obedeciendo a un proceso de deformación plástica intermitente combinada con reptación interna (creep), ayudada por fluctuaciones en la presión de poros. Mencionan igualmente, que este tipo de flujo es característico de arcillas sobreconsolidadas, rocas blandas meteorizadas y de materiales producto de la meteorización o erosión de estos depósitos. Otra característica es que a pesar de su morfología tipo flujo, el mecanismo

dominante del flujo de tierra es el deslizamiento en condiciones de resistencia residual a lo largo de las paredes laterales y fondo del canal o cauce por el que transcurre (Figura A.24.2)

FLUJO DE TURBA (peat flow) Movimiento lento a muy rápido en forma de flujo de turba saturada que involucra una alta presión de poros (Hung et al., 2001).

FLUJO SECO (dry flow) Movimiento tipo flujo de material granular, con estructura ordenada o desordenada, suelto, seco o húmedo, durante el cual no hay un exceso de presión de poros significativa (Hung et al., 2001). De acuerdo con el tipo de material puede denominarse como flujo de arena seco, flujo de limo seco, flujo de grava seco o flujo de detritos seco (Figura 5.21).

FLUJO TORRENCIAL (Debris low) ver Flujo de detritos.

FLUVIAL Generado por la acción de ríos.

FLUVIOGLACIAR Generado por la acción combinada de ríos y glaciares.

FRACTURA (crack) Corresponde a una estructura de discontinuidad menor en la cual hay separación por tensión, pero sin movimiento tangencial entre los cuerpos que se separan.

FRACTURAMIENTO (cracking) ver Agrietamiento.

FRECUENCIA (frequency) sin.: Medida de posibilidad, expresada como el número de ocurrencias de un evento en un período de tiempo dado, o a partir de un número de ensayos determinado (ISSMGE/TC32 en Fell et al., 2005).

GLACIAR Término que se utiliza para referirse tanto a depósitos de materiales deja-

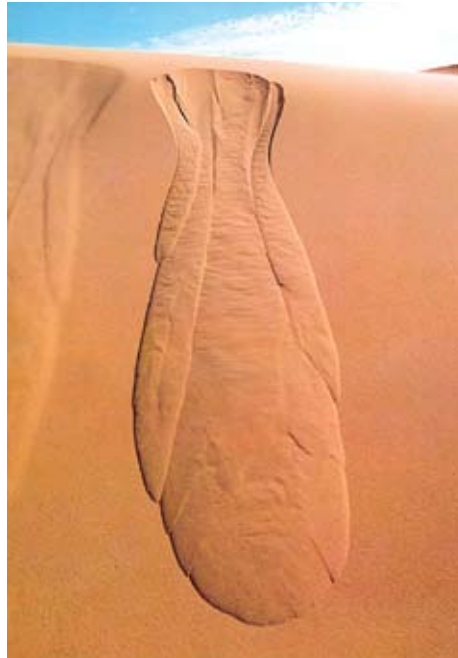


Figura 5.21 Flujo de arena seco (Fotografía G.D Plage).

dos por los glaciares (morrenas, tills, eskers, kames) como a las formas originadas por ellos.

GOLPE DE CUCHARA ver Deslizamiento Rotacional.

GRADACIÓN (sorting) Se refiere a la disminución gradual del tamaño del grano del sedimento dentro de un cuerpo sedimentario o roca sedimentaria. Gradación normal: clastos mayores se concentran hacia la base y los más finos hacia el tope. Gradación inversa: clastos mayores se concentran hacia el techo y los menores en la base. Gradación inversa-normal: fracción más gruesa se concentra hacia el centro del depósito y la fracción más fina hacia la base y el techo (Figuras 5.22 y 5.23).

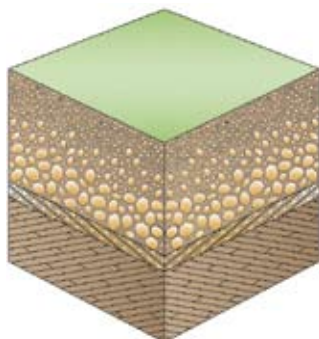


Figura 5.22 Gradación normal.

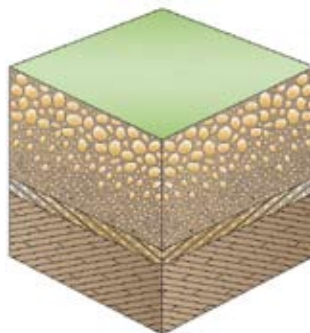


Figura 5.23 Gradación inversa.

GRADO DE FRACTURAMIENTO (degree of fracturing) Medida cuantitativa del fracturamiento de un macizo rocoso. Para ello se suele emplear el índice denominado RQD (Rock Quality Designation), el cual corresponde a la suma de las longitudes de todos los núcleos con diámetro mínimo de 50 milímetros y longitudes mayores o iguales a 10 centímetros, dividida por la longitud total del intervalo perforado (Deere, 1963).

GRANULOMETRIA Distribución estadística del tamaño de los granos que conforman un volumen de suelo dado. Se representa mediante una curva granulométrica.

GRAVA (gravel) Grano de un suelo cuyo tamaño o diámetro medio está entre 2,0 mm (o 4,76 mm) a 150 mm (Lambe, 1981).

GRADO DE METEORIZACIÓN ver Meteorización.

GRADO DE SATURACIÓN ver Saturación.

HUAYCO (debris flow) ver Flujo de Detritos.

HUMEDAD $\omega = M_w/M_s \cdot 100$ (water content) sin.: contenido de humedad. Relación entre la masa del agua (M_w) que se encuentra en los poros de un volumen de suelo dado y la masa de los sólidos (M_s) de ese mismo volumen de suelo. También se expresa en términos de relaciones de peso de agua y peso de sólidos.

HUMEDAD NATURAL W_n (natural water content) Humedad de un suelo en su estado natural.

HUNDIMIENTO Desplazamiento vertical brusco de una masa de suelo o roca debido en muchas ocasiones a la falla estructural de la bóveda de una cavidad subterránea. Suelen estar asociados a procesos de disolución de rocas carbonatadas o a la minería subterránea (Hauser, 2000) (Figura 5.24).



Figura 5.24 Hundimientos múltiples causados por minería subterránea en Pasto, Colombia (Fotografía J. Ojeda).

ILUVIAL (illuvial) Horizonte de suelo que ha experimentado una ganancia de material por lavado. Ocurre cuando la precipitación es mayor que la evaporación (Mitchell, 1976).

INACTIVO (inactive) Estado de actividad de un movimiento en masa en el cual la masa de suelo o roca actualmente no presenta movimiento, o que no presenta evidencias de movimientos en el último ciclo estacional (WP/WLI, 1993).

INCLINÓMETRO (inclinometer) Instrumento para medir desplazamientos horizontales del terreno en profundidad.

INDICE DE LIQUIDEZ I_L (liquidity index) Parámetro que indica el estado de consistencia de un suelo fino (limo, arcilla) por medio de la relación entre la humedad natural (w_n) y los límites líquido (LL o w_L) y plástico (LP o w_p), de manera que $I_L = (w_n - LP)/(LL - LP)$.

INDICE DE PLASTICIDAD IP (plasticity index) Parámetro que indica el rango de humedad para el cual un suelo se comporta como un material plástico, es decir que se puede deformar sin cambiar de volumen ($IP = LL - LP$).

INSTRUMENTACIÓN (instrumentation) Conjunto de actividades en las cuales se identifican y caracterizan unas variables a medir (p.ej.: desplazamientos, presión del agua), se escogen unos instrumentos apropiados para medir esas variables, se establece un número y distribución en campo de los instrumentos escogidos, se diseñan las características y especificaciones de la instalación y se establece un programa de lecturas de instrumentos.

INVENTARIO DE MOVIMIENTOS EN MASA (landslide inventory) Conjunto de datos que identifican, caracterizan y clasifican sistemáticamente los movimientos en masa ocurridos en una región dada. Los mapas de inventario muestran la localización, área y características generales de los movimientos.

INTENSIDAD Término utilizado para referirse a parámetros tales como la máxima velocidad y profundidad de un flujo, área y distancia de la zona de propagación (runout), espesor del depósito de un movimiento en masa, etc. (Hungry et al., 1997). Estos parámetros se emplean para referirse al potencial destructivo de un movimiento en masa y se representan en un mapa de amenaza como áreas de igual intensidad.

JÖKULHLAUP (glacial lake outburst) (1) Flujo en masa producido por el colapso

abrupto de un lago glacial (American Geological Institute, 1950). (2) Término islandés para referirse al rompimiento y liberación súbita de las aguas represadas (flood) de un lago glacial. En Asia se emplea el término GLOF como sigla de glacial lake outburst flood. Los Jökulhlaups pueden fácilmente tornarse en flujos de detritos (debris flows) o crecidas de detritos (debris flood) al incorporar material (Skermer y VanDine, 2005).

KARST Cavidad o caverna subterránea o superficial ocasionada por la disolución de rocas como las calizas, dolomitas, yeso y evaporitas. En ocasiones también se llama así al paisaje generado por estas cavernas y que se caracteriza por depresiones del terreno con formas y tamaños variados.

LADERA (natural slope) Superficie natural inclinada de un terreno.

LADERA ESTRUCTURAL Superficie natural inclinada de un terreno formada por un plano estructural principal.

LAHAR Término de origen indonesio para designar movimientos en masa tipo flujo que corren por las laderas de un volcán. Pueden ser detonados por la actividad eruptiva de éste o por lluvias. Hungr et al. (2001), sugieren utilizar el sufijo volcánico con la terminología del tipo de flujo que aplique; por ejemplo: flujo de detritos volcánico, avalancha de detritos volcánica, flujo de lodos volcánico (Figura 5.25).



Figura 5.25 Lahar – flujo de detritos volcánico, Armero, Colombia, 1985 (Fotografía INGEOMINAS).

LATENTE (dormant) Movimiento en masa actualmente inactivo, pero en donde las causas o factores contribuyentes aún permanecen (WP/WPI, 1993) (Ver Tabla 5.1).

LICUACIÓN (liquefaction) sin.: licuefacción. Pérdida de la resistencia al corte de un suelo debido a un incremento rápido de la presión de poros del agua. El caso más corriente se presenta cuando ocurre un sismo en suelos granulares finos saturados, con baja densidad relativa.

LÍMITES DE ATTERBERG (atterberg limits) sin.: límites de consistencia. Contenidos de agua de un suelo fino que indican los límites entre los estados de consistencia mecánica en que se puede encontrar el suelo.

LÍMITE LÍQUIDO LL (liquid limit w_L) Contenido de agua por encima del cual un suelo se comporta como un líquido.

LÍMITE PLÁSTICO LP (plastic limit w_p) Contenido de agua por encima del cual un suelo tiene un comportamiento plástico.

LÍMITE DE CONTRACCIÓN LC (shrinkage limit w_c) Contenido de agua por de-bajo del cual un suelo no cambia de volumen al perder más agua.

LIMO (silt) Partículas de suelo que pasan por el tamiz No. 200 (0.074 mm) y mayores de 2 micrones. Se identifican porque tienen un comportamiento ligeramente plástico, o sin plasticidad, cualquiera que sea la humedad y tienen una resistencia muy baja o nula al secarse al aire.

LODO (mud) (1) Material arcilloso en estado líquido o semi-líquido (Bates y Jackson, 1984). (2) Suelo blando, arcilloso y remoldeado, cuya matriz (arena y finos) es significativamente plástica (Índice de Plasticidad mayor de 5%) y cuyo Índice de Liqueidez es mayor a 0,5 durante movimiento (Hungry et al., 2001).

LONGITUD DE LA MASA DESPLAZADA Ld (length of displaced mass) Distancia mínima desde la punta a la cima (Cruden y Varnes, 1996) (Ver Figura 5.5).

LONGITUD DE LA SUPERFICIE DE FALLA (length of surface of rupture) Distancia mínima desde el pie de la superficie de falla a la corona (Cruden y Varnes, 1996) (Ver Figura 5.5).

LONGITUD DE LA LINEA CENTRAL (length of centre line) Distancia desde la corona a la punta del deslizamiento medida a lo largo de puntos localizados sobre la superficie original del terreno y equidistantes de las márgenes laterales de la superficie de falla y del material desplazado (Cruden y Varnes, 1996) (Ver Figura 5.5).

LONGITUD TOTAL (total length) Distancia mínima desde la punta del deslizamiento a la corona (Cruden y Varnes, 1996) (Ver Figura 5.5).

LONGITUD DE VIAJE ver Distancia de Viaje.

MACIZO ROCOSO Es el conjunto de material de roca in situ y sus discontinuidades. La presencia de discontinuidades de diverso tipo confiere al macizo un carácter heterogéneo y un comportamiento no continuo, condicionado por la naturaleza, frecuencia y orientación de los planos de discontinuidad de los cuales dependen el comportamiento geomecánico e hidráulico del mismo.

MAGNITUD (magnitude) Término usualmente utilizado para referirse al volumen de un movimiento en masa. Algunos autores consideran que la magnitud debe incluir parámetros adicionales como la velocidad, distancia de viaje, la deformación del terreno, el espesor de la masa desplazada y el área afectada (Crozier y Glade, 1999; Ojeda et al., 2004).

MANTEO (dip) ver Buzamiento.

MAPA INVENTARIO (inventory map) Mapa en donde se localizan geográficamente los movimientos en masa que han ocurrido en una región y se identifican sus características mediante una simbología apropiada.

MAPA DE AMENAZA (hazard map) Mapa que muestra mediante una simbología apropiada la distribución espacial de las clases de amenaza o de la zonificación de la amenaza (Soeters y van Westen, 1996).

MAREMOTO ver Tsunami.

MASA DEPRIMIDA (depleted mass) Volumen de material desplazado que se encuentra sobre la superficie de falla, pero bajo la superficie original del terreno (Figuras 5.3 y 5.4).

MASA ROCOSA ver Macizo Rocososo.

MATERIAL DESPLAZADO (displaced material) Material desplazado de su posición original en una ladera o talud debido al movimiento en masa. Está conformado por la masa desplazada y la acumulación.

METEORIZACIÓN (weathering) Se designa así a todas aquellas alteraciones que modifican las características físicas y químicas de las rocas y suelos. La meteorización puede ser física, química y biológica. Los suelos residuales se forman por la meteorización in situ de las rocas subyacentes.

MONITOREO (monitoring) sin.: vigilancia, oscultación (Arg, Bo). Actividad de medición sistemática de instrumentos instalados en una ladera y análisis de su comportamiento en términos de magnitud de desplazamientos, velocidad de desplazamiento, cambios de presión de poros y otras variables instrumentadas, con el objeto de establecer medidas preventivas, correctivas o de control.

MORRENA (morrain) Geoforma y depósito de suelo de origen glaciar.

MÓVIL (moving) Tipo de distribución de movimiento, en el cual los materiales desplazados continúan en movimiento, pero cuya superficie de falla no presenta cambios visibles (Cruden y Varnes, 1996).

MOVIMIENTO EN MASA (mass movement, landslide) sin.: fenómeno de remoción en masa (Co, Ar), proceso de remoción en masa (Ar), remoción en masa (Ch), fenómeno de movimiento en masa, movimientos de ladera, movimientos de vertiente. Movimiento ladera abajo de una masa de roca, de detritos o de tierras (Cruden, 1991).

MÚLTIPLE Estilo de actividad en el cual se presentan movimientos repetidos del mismo tipo, siguiendo frecuentemente un agrandamiento de la superficie de falla (Cruden y Varnes, 1996).

NIVEL FREÁTICO (water table) sin.: tabla de agua (Co). Nivel del agua subterránea para el cual la presión es igual a la presión atmosférica.

NIVEL PIEZOMÉTRICO (piezometric level) Nivel del agua en un piezómetro para el cual la presión es igual a la atmosférica.

NUEVO (new) Movimiento en masa que ocurre por primera vez.

OLA DE DESPLAZAMIENTO ver Tsunami.

OUTBURST sin.: aluvión (Ar, Ch). Rompimiento y liberación súbita de las aguas represadas de un lago natural.

PATA (foot) ver Pie.

PELIGRO (danger) sin.: amenaza (Ar, Ch, Pe). Movimiento en masa mecánica y

geométricamente caracterizado pero sin incluir ningún tipo de pronóstico (Einstein, 1997).

PELIGROSIDAD ver Amenaza por Movimientos en Masa.

PERÍODO DE RETORNO (T_R) Tiempo promedio entre dos eventos de iguales características que han ocurrido en el pasado.

PERÍMETRO DEL PIE (toe) Borde inferior generalmente curvo del material desplazado y que se encuentra más alejado del escarpe principal (Figuras 5.3 y 5.4).

PERMEABILIDAD (permeability) sin.: conductividad hidráulica. Facilidad con que el agua puede fluir a través de los poros y discontinuidades de un suelo o macizo rocoso. Se expresa en unidades de velocidad.

PESO ESPECIFICO DE SOLIDOS G_s (Specific gravity) sin.: Gravedad específica. Parámetro adimensional que mide la relación entre el peso unitario de un material dado (γ_s) y el peso unitario del agua destilada a cuatro grados Celsius (γ_w_{40C}), de manera que matemáticamente se puede expresar como: $G_s = \gamma_s / \gamma_w_{40C}$

PESO UNITARIO (unit weight) Relación entre el peso total W_τ y el volumen total V_τ de un material dado.

PIE (foot) sin.: pata (Col). Parte de un deslizamiento que se mueve más allá del pie de la superficie de falla y cubre la superficie original del terreno (Figuras 5. 3 y 5.4).

PIE DE LA SUPERFICIE DE FALLA (toe of surface rupture) La intersección entre la parte más baja de la superficie de falla de un deslizamiento y la superficie original del terreno (Ver Figuras 5.3 y 5.4).

PIEZÓMETRO (piezometer) Instrumento que sirve para medir la presión de poros del agua en un punto.

PLANO DE DEBILIDAD (weakness plane) ver Discontinuidad.

PLANO DE FALLA ver Superficie de Falla.

PLANO DE ROTURA ver Superficie de Falla.

PLASTICIDAD (plasticity) Plasticidad es la capacidad que tiene un suelo de experimentar grandes deformaciones irreversibles (no recupera su forma original), sin cambiar de volumen ni romperse.

POSTFALLA (postfailure) sin.: postrotura (Ar). Estado de una ladera posterior a la falla general del terreno, es decir posterior a la primera ocurrencia del deslizamiento.

PREFALLA (prefailure) sin.: prerotura (Ar). Estado de una ladera anterior a la falla general del terreno.

PRESIÓN DE POROS (pore pressure) Presión del agua o del fluido que se encuentra en los poros de una masa de suelo.

PROBABILIDAD DE FALLA (failure probability) sin.: probabilidad de rotura (Ar). Grado de certeza sobre la ocurrencia en el tiempo de la falla de una ladera o talud dado, con base en análisis probabilísticos.

PROBABILIDAD ESPACIAL (spatial probability) Distribución espacial probable de un movimiento en masa.

PROBABILIDAD TEMPORAL ver Probabilidad de Falla.

PRONÓSTICO (forecast) Estimación del momento y características de ocurrencia de un movimiento en masa para un sitio o región dados.

PROPAGACIÓN LATERAL (lateral spread) sin.: extensión lateral, expansión lateral. Expansión de una masa de roca o suelo cohesivo, combinada con una subsidencia general de la masa fracturada de material cohesivo, en el material subyacente más blando (Cruden y Varnes, 1996).

PUNTA (tip) Punto sobre el perímetro del pie que se encuentra más alejado de la corona del movimiento en masa (Figuras 5.3 y 5.4).

REACTIVADO (reactivated) Movimiento en masa que presenta alguna actividad después de haber permanecido estable o sin movimiento por algún período de tiempo.

RECURRENCIA ver Período de Retorno.

RELICTO (relict) Movimiento en masa que claramente ocurrió bajo condiciones geomórficas o climáticas diferentes a las actuales, posiblemente hace miles de años (Cruden y Varnes, 1996).

REMONTANTE (retrogressive) ver Retrogresivo.

REPRESAMIENTO (landslide dam) sin.: endicamiento (Arg). Bloqueo parcial o total de una corriente de agua debido a un movimiento en masa (Figura 5.26).

REPTACIÓN (creep) sin.: reptaje (Ar), repteo (Ve). Movimiento lento del terreno en donde no se distingue una superficie de falla. La reptación puede ser de tipo estacional cuando se asocia a cambios climáticos, o de humedad del terreno, y verdadera cuando hay un desplazamiento relativamente continuo en el tiempo.

RESISTENCIA PICO (peak strength) sin.: resistencia máxima, resistencia intacta. Valor máximo de resistencia al esfuerzo cortante o de compresión que presenta un material cuando es sometido a un ensayo de resistencia (Figura 5.27).

RESISTENCIA RESIDUAL (residual strength) Resistencia que se presenta a lo largo de una superficie de falla después de un desplazamiento considerable del material (Figura 5.27).

RETROGRESIVO (retrogressive) sin: remontante (Col), retrogradante (Arg, Ch). Tipo de actividad de un movimiento en masa, en el cual la superficie de falla se



Figura 5.26 Represamiento de Mayunmarca, Perú (Fotografía INGEMMET).

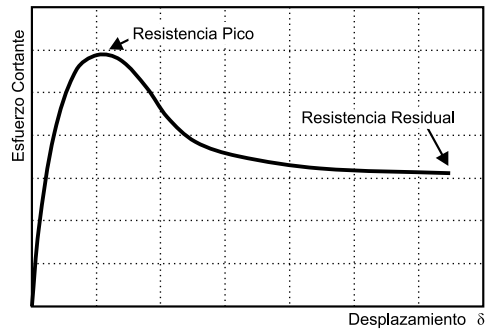


Figura 5.27 Resistencia pico y residual.

extiende en la dirección opuesta al movimiento del material desplazado (Cruden y Varnes, 1996) (Figura 5.15).

ROCA (rock) Agregado natural compuesto de partículas de uno o más minerales, con fuertes uniones cohesivas. En general el término es utilizado para referirse a los materiales de muchos tipos que forman la mayor parte de la relativamente delgada corteza terrestre. La composición y propiedades de la roca son altamente variables, confiriendo a los materiales naturales un carácter heterogéneo, discontinuo y anisótropo. De una forma simplificada las rocas pueden clasificarse en los siguientes grupos de acuerdo con su origen o proceso de formación: rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas.

ROTACIONAL (rotational) ver Deslizamiento Rotacional.

ROTURA (rupture) ver Falla.

RUMBO (1) Planos: dirección que sigue la línea de intersección formada entre el plano horizontal y el plano del estrato o de la estructura geológica, medida con respecto al norte o al sur geográfico. (2) Rectas: Dirección de la línea de intersección formada entre un plano horizontal y un plano vertical que contiene a la recta (Dávila, 1995).

RUNOUT ver Trayectoria.

RUNUP sin.: remontar (Col). Desplazamiento hacia arriba del pie de un deslizamiento que ocurre cuando la masa de éste pega contra una ladera opuesta a la zona de arranque.

SATURACIÓN (saturation) El grado de saturación refleja la cantidad de agua contenida en los poros de un volumen de suelo dado. Se expresa como una relación entre el volumen de agua y el volumen de vacíos.

SENSITIVIDAD (sensitivity) Grado de pérdida de resistencia al corte de un suelo entre su estado inalterado y su estado remoldeado, a humedad constante. Un caso extremo es el de las llamadas arcillas extra sensibles (quick clays), cuya resistencia al corte bajo condiciones intactas se pierde casi en su totalidad al momento de fallar debido al colapso de la estructura del suelo, de manera que el material remoldeado se convierte esencialmente en un líquido viscoso (Locat, 1993).

SISTEMA DE CLASIFICACIÓN UNIFICADA DE SUELOS (unified soil classification system USCS) Sistema utilizado en la ingeniería para clasificar los suelos de acuerdo con el tamaño de los granos gruesos que lo componen y los límites de consistencia de los finos. Este sistema fue originalmente propuesto por Casagrande (1942), y adoptado como sistema estándar en 1969 por la Sociedad Americana para Ensayos de Materiales (ASTM). De acuerdo con este sistema, las gravas y las arenas conforman la fracción gruesa, mientras que los limos, arcillas y turba la fracción fina. Las Figuras 5.28 y 5.29 muestran curvas de gradación típica para suelos gruesos.

SOLIFLUXIÓN (1) movimiento lento que afecta a una masa arcillosa, embebida en agua, que se desprende de un sustrato estable. Masa de espesor de 0,5 a 2 m de material fluído que se mueve lentamente. Se pueden generar coladas de barro o coladas de solifluxión. (2) Deslizamiento de terrenos embebidos en agua y que fluyen como una masa de barro a partir de un plano de despegue o plano de solifluxión (coladas de barro o coladas de solifluxión) (Foucault y Raoult, 1985). (3) Material fluído que se mueve lentamente.

STURZSTROM ver Avalancha de Rocas.

SUBSIDENCIA (subsidence) Descenso vertical lento de la superficie de un terreno debido a la fuerza de la gravedad, o a efectos de consolidación de suelos por descenso del nivel freático.

SUCESIVO (successive) Estilo de actividad en el cual el movimiento en masa actual es del mismo tipo de uno ocurrido anteriormente en la misma ladera, pero que no comparte ni el material desplazado ni la superficie de falla del anterior (Cruden y Varnes, 1996).

SUELO (soil) En el contexto de este glosario, las definiciones que se dan corresponden a aquellas desde el punto de vista de la ingeniería y por ello en ocasiones se suele denominar como suelo geotécnico o suelo para ingeniería, para diferenciarlo de la definición de suelo desde el punto de vista agrológico o de la edafología. De esta manera se dan las siguientes dos definiciones: 1) Conjunto suelto o denso de granos minerales y materia orgánica, con espacios vacíos que pueden estar ocupados por aire y agua, o algún otro fluído. Los suelos son el producto de la meteorización física y/o química de las rocas, o de erupciones volcánicas. 2) Agregados naturales de partículas minerales granulares y cohesivas separables por medios mecánicos de poca energía o por agitación de agua. Se originan por la acción del conjunto de los procesos geológicos externos sobre las

rocas, pudiendo formarse suelos residuales, cuando el producto de la descomposición y alteración de la roca permanece en el lugar de origen, o suelos transportados cuando no permanecen en su lugar de origen.

SUELO BIEN GRADADO (well graded soil) Se aplica este término a los suelos granulares (arenas, gravas) que presentan una mezcla proporcional de todos los tamaños de granos para un volumen de suelo dado (Figura 5.28).

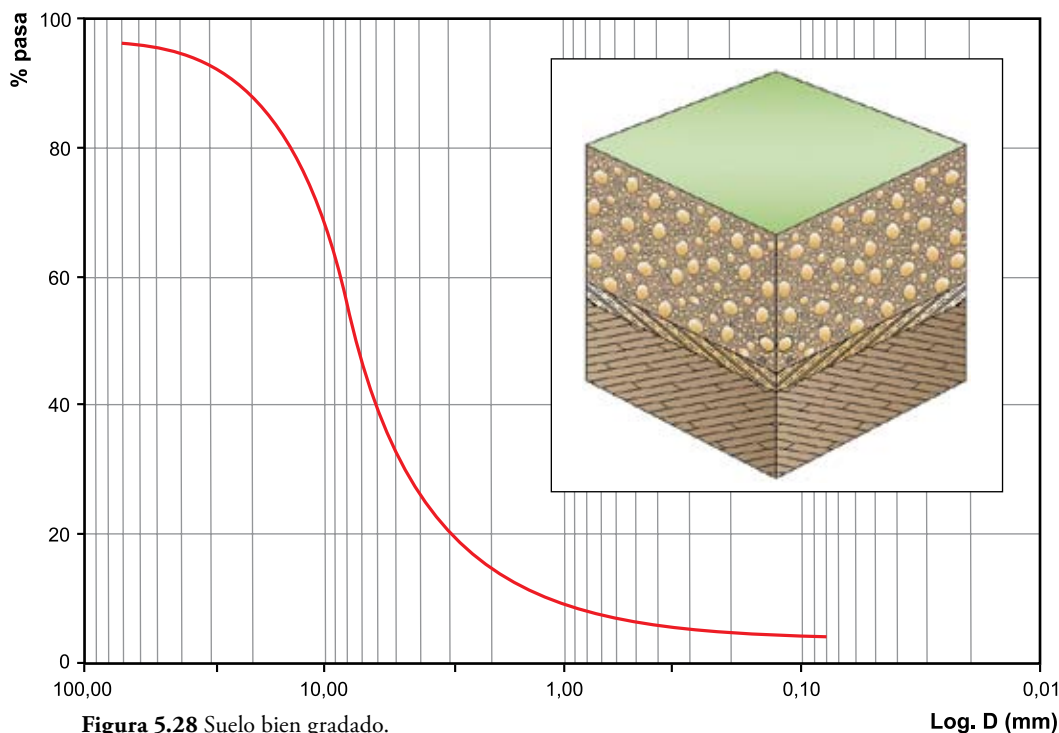


Figura 5.28 Suelo bien gradado.

SUELO COLUVIAL (colluvial soil) Suelos que se originan en un movimiento en masa y por lo cual son suelos que generalmente se acumulan al pie de las laderas. Los fragmentos gruesos de estos suelos suelen tener formas angulares a subangulares.

SUELO POBREMENTE GRADADO (poorly graded soil) sin: Suelo uniformemente gradado, Suelo mal gradado. Se aplica este término a los suelos granulares

(arenas, gravas) en donde el tamaño de los granos es relativamente uniforme para un volumen de suelo dado (Figura 5.29).

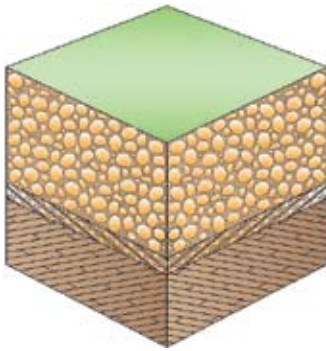


Figura 5.29 Suelo pobremente gradado.

SUELO RESIDUAL (residual soil) Suelo que se desarrolla directamente de la roca que lo subyace por la meteorización física y química de ésta.

SUELO SEDIMENTARIO (sedimentary soil) sin: suelo transportado. Material producto del arranque y transporte de suelo o material rocoso. Durante el proceso de arranque y transporte, las partículas de suelo se pueden desintegrar, alterar, mezclar con suelos de diverso origen y una vez depositado volverse a meteorizar. Dependiendo del agente de transporte y medio de depositación, estos suelos toman nombres como: aluviales, eólicos, lacustres, marinos, glaciales y deltaicos.

SUELO SENSITIVO O SUELO SENSIBLE ver Sensitividad.

SUELO VOLCÁNICO (volcanic soil) Suelo originado por la actividad volcánica.

SUPERFICIE DE FALLA (surface of rupture) sin.: superficie de ruptura, plano de falla. En una masa de material dado, corresponde al plano más débil a lo largo del cual se rompe el material debido a que las fuerzas que actúan sobre él son superiores a la resistencia interna del material a lo largo de ese plano. En un deslizamiento, corresponde a la superficie que forma (o ha formado) el borde inferior del material desplazado por debajo de la superficie original del terreno (Figuras 5.3 y 5.4).

SUPERFICIE ORIGINAL DEL TERRENO (original ground surface) Superficie del talud o ladera que existía antes de la ocurrencia del movimiento en masa (Figuras 5.3 y 5.4).

SUPERFICIE DE SEPARACIÓN (surface of separation) Parte de la superficie

original del terreno que actualmente se encuentra cubierta por el pie del deslizamiento (Figuras 5.3 y 5.4).

SUSPENDIDO (suspended) Movimiento en masa que se desplazó durante el último ciclo anual de las estaciones climáticas, pero que en el momento no presenta movimiento (Varnes, 1978).

SUSTRATO ROCOSO sin.: basamento rocoso. Término empleado para referirse, en forma general, a la parte de la corteza terrestre que se encuentra por debajo de los depósitos cuaternarios.

TABLA DE AGUA ver Nivel freático.

TALUD (slope) Superficie artificial inclinada de un terreno que se forma al cortar una ladera, o al construir obras como por ejemplo un terraplén. En Argentina es empleado como sinónimo de coalescencia de conos de detrito, o conos de talud.

TALUS sin.: cono de detrito, cono de talud. Depósito de material muy grueso que se forma al pie de una ladera por la caída de rocas.

TASA DE MOVIMIENTO (movement rate) ver Velocidad.

TENSIÓN (stress) ver Esfuerzo.

TIERRA (earth) (1) Material producto de la meteorización de arcillas duras y de rocas arcillosas como lodolitas, shales y ciertas rocas metamórficas, con una consistencia más cerca del Límite Plástico (LP) que del Líquido (LL) y un Índice de Liquidez generalmente menor a 0,5 (Hungar et al., 2001). (2) Suelo para ingeniería con el 80% o más de las partículas que lo componen de tamaño menor a 2 mm (Cruden y Varnes, 1996).

TRAYECTORIA (path) Se refiere al curso de un movimiento en masa, el cual se divide en zona de arranque o iniciación (initiation zone), zona de transporte o propagación (transport) y zona de acumulación o depositación (deposition zone) (Hungar, 2005). El término runout en inglés, se emplea en diferentes contextos, ya sea para referirse a la zona de acumulación (runout zone) o a la distancia de viaje o transporte (runout distance).

TSUNAMI sin.: maremoto, ola de desplazamiento. Término de origen japonés

empleado para denominar a una ola o serie de olas generada por el desplazamiento súbito de placas tectónicas en el fondo marino, por erupción de volcán marino, por un movimiento en masa submarino o un movimiento en masa que impacta un cuerpo de agua. Estas olas viajan a gran velocidad con muy baja amplitud en el mar abierto, pero cuando llegan a una playa pueden alcanzar varios metros de altura. Se llama landslide tsunami a las grandes olas generadas por movimientos en masa que ocurren en las laderas de lagunas naturales y represas.

TUBIFICACION (piping) Erosión gradual y socavación interna de una masa de suelo debido a la filtración de agua.

TURBA (peat) Material orgánico producto de la descomposición de raíces que se encuentra en el subsuelo.

UNICO (single) Movimiento en masa que consiste de un sólo movimiento del material desplazado y que frecuentemente ocurre como un bloque entero (WP/WLI, 1993) (Ver Tabla 5.1).

UNIDAD DE TERRENO (terrain mapping unit TMU) Unidad que agrupa zonas interrelacionadas de formas de terreno, litología y suelo. Corresponde a una división natural del terreno que puede distinguirse en una imagen satélite o en fotografías aéreas de pequeña escala y que se pueden verificar en el terreno (Soeters y van Westen, 1996).

UNIDAD GEOMORFOLÓGICA Área delimitada en función de las características geomorfológicas comunes.

UNIDAD LITOLÓGICA (1) Tipos de rocas agrupadas según sus características litológicas en el sentido más amplio, basadas en criterios petrográficos, situacionales o diferenciaciones tectónicas. (2) Superficie individualizada en función de las características litológicas (genética, composición, textura, estructura, etc.) del área. Según UNESCO-IAEG (1976) las unidades se clasifican en Conjunto litológico (LS Lithological suite), Complejo litológico (LC Litological complex), Tipo litológico (LT Litological type) y Tipo de Ingeniería Geológica (ET Engineering geological type).

VELOCIDAD MEDIA (mean velocity) Velocidad promedio de un movimiento en masa.

VELOCIDAD PICO (peak velocity) sin.: velocidad máxima. Velocidad máxima que alcanza un movimiento en masa durante su recorrido total.

VOLCAMIENTO (topple) sin.: volteo, vuelco. Tipo de movimiento en masa en el cual hay una rotación hacia adelante de uno o varios bloques de roca o suelo, alrededor de un punto o pivote de giro en su parte inferior. Este movimiento ocurre por acción de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en grietas. Se reconocen varios modos de volteo: en bloque, flexional o flexural, flexional en bloque y en bisagra (chevron).

VOLCÁNICO ver Suelo Volcánico.

ZONA DE ARRANQUE (initiation zone, zone of depletion) sin.: zona de despegue, zona de desprendimiento. Área dentro de la cual el material desplazado se encuentra por debajo de la superficie original del terreno (Figuras 5.3 y 5.4).

ZONA DE ACUMULACIÓN (accumulation zone, deposition zone) Área de un movimiento en masa en la cual el material desplazado queda sobre la superficie original del terreno. Ver Acumulación (Figuras 5.3 y 5.4).

ZONA DE DESPRENDIMIENTO ver Zona de Arranque.

ZONA DE PROPAGACIÓN ver Zona de Acumulación.

ZONA DE TRANSPORTE (transport zone)

ZONIFICACIÓN DE LA AMENAZA POR MOVIMIENTOS EN MASA (landslide hazard zoning) División de un área de terreno dado de acuerdo con el grado de amenaza.

ZONIFICACIÓN DEL RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA (landslide risk zoning) División de un área de terreno dado de acuerdo con el riesgo estimado.

ZONIFICACIÓN DE LA VULNERABILIDAD A MOVIMIENTOS EN MASA (landslide vulnerability zoning) División de un área de terreno dado de acuerdo con el grado de vulnerabilidad de los elementos en riesgo que se encuentran dentro del área.

REFERENCIAS

- American Geological Institute, 1950, Dictionary of geological terms: American Geological Institute.
- Bates, R.L., y Jackson, J.A, 1984, Dictionary of Geological Terms: Doubleday, New York.
- Bevier, M. L., 2005, Introduction to field geology: Canada, McGraw-Hill, 191 p.
- Casagrande, A., 1936, Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills: Contributions to soil mechanics, Boston Society of Civil Engineers, p. 1925–1940.
- Corominas Dulcet, J., y García Yagué A., 1997, Terminología de los movimientos de laderas, *en* Memorias, 4º Simposio Nacional Sobre Taludes y Laderas Inestables, Granada: España, p. 1051–1072.
- Crozier, M. J., y Glade, T., 1999, Frequency and magnitude of landsliding: Fundamental research issues, *en* International Conference on Geomorphology, Bologna, p. 141–155.
- Cruden, D. M., 1991, A Simple definition of a landslide: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, no. 43, p. 27–29.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., Landslides investigation and mitigation: Washington D. C., National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247, p. 36–75.
- Dávila Burga, J., 1999, Diccionario Geológico: Ministerio de Energía y Minas del Perú INGEMMET.
- Deere, D.U., 1963, Technical description of rock cores for engineering purposes, Rock Mechanics and Engineering Geology, p. 18–22.
- Einstein, H.H., 1997, Landslide risk - Systematic approaches to assessment and management, *en* Memorias, International Workshop On Landslide Risk Assessment, Honolulu, p. 25–50.
- Fell, R., Ho, K.K., Lacasse, S., y Leroi, E, 2005, A framework for landslide risk assessment and management, *en* Memorias, International Conference on Landslide Risk Management, Vancouver, Canada: London, Balkema, p. 3–25.
- Hauser, H.Y., 2000, Remociones en masa en Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, no. 59, 89 p.
- Hoek, E., y Bray, J.W, 1981, Rock slope engineering: Institution of mining and metallurgy.
- Holtz, R., y Kovacs, W., 1981, An introduction to geotechnical engineering: Prentice-Hall, Inc, 808 p.

- Hungr, 2005, Classification and terminology, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., Debris flow hazard and related phenomena: Chichester, Springer-Praxis, p. 9–23.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M., y Hutchinson, J.N., 2001, Review of the classification of landslides of the flow type: *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 7, p. 22–238.
- Hutchinson, J.N., 1988, Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, *en* *Memorias*, 5th International Conference on Landslides, Lausanne, p. 3–35.
- ISMR, 1981, Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses: *International Journal of Rock Mechanics, Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, v. 18, p. 85–110.
- Lambe, T. W., y Whitman, R.V, 1981, *Mecánica de suelos: México*, 53 p.
- Locat, 1993, Viscosity, yield strength and mudflow mobility for sensitive clays and other fine sediments, *en* *Memorias*, 1st Canadian Symposium on Géotechnique and Natural Hazard, Vancouver, p. 389–396.
- Mitchell, J. K., 1976, *Fundamentals of soil behavior*, Series in soil engineering: John Wiley & Sons Inc.
- Ojeda M, J., Locat, J., Couture, R., y Leroueil, S., 2004, The magnitude of landslides: An overview, *en* *Memorias*, 9th International Symposium on landslides, Rio de Janeiro: London, Balkema, p. 379–391.
- Skermer, N.A. y VanDine, D., 2005, Debris flow in history, *en* Jakob, M., y Hungr, O., ed., Debris flow hazard and related phenomena: Chichester, Springer-Praxis, p. 9–23. p. 26–51.
- Soeters, R., y Van Westen, C.J., 1996, Slope instability recognition, analysis and zonation, *en* Turner, K., and Schuster, R.L., ed., *Landslides Investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247*, p. 129–180.
- Varnes, D. J., 1978, Slope movement types and processes, *en* Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, *Landslides analysis and control: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176*, p. 9–33.
- WP/WLI, 1990, A suggested method for reporting a landslide: *Bulletin of the International Association of engineering Geology*, no. 41, p. 5–12.
- WP/WLI, 1993, A suggested method for describing the activity of a landslide: *Bulletin of the International Association of engineering Geology*, no. 47, p. 53–57.

English

Spanish

Accumulation	Acumulación
Active	Activo
Activity	Actividad
Alluvial	Aluvial
Alluvium	Aluvión
Aluvial fan	Abanico aluvial
Atterberg limits	Límites de Atterberg
Avalanche	Avalancha
Circular failure	Falla circular
Clay	Arcilla
Clay flow slide	Deslizamiento por flujo de arcilla
Cliff	Acantilado
Cohesion	Cohesión
Colluvial	Coluvial
Colluvial fan	Abanico coluvial
Colluvion	Coluvión
Complex	Complejo
Composite	Compuesto
Cone	Cono
Confined	Confinado
Contributing factor	Condicionante
Creep	Reptación
Crown	Corona
Dam	Embalse
Danger	Peligro
Debris	Detritos
Debris fan	Abanico de detritos
Debris flood	Crecida de detritos
Debris flow	Flujo de detritos
Deformation	Deformación
Depleted mass	Masa deprimida
Dip	Buzamiento
Dip direction	Dirección del buzamiento
Displaced material	Material desplazado
Distribution of activity	Distribución de la actividad
Dormant	Latente
Drawdown	Desembalse
Dry flow	Flujo seco
Earth	Tierra
Earth flow	Flujo de tierra
Effective stress	Esfuerzo efectivo

English

Spanish

Erosion	Erosión
Failure	Falla
Fall	Caída
Fahrböschung	Ángulo de viaje
Fan	Abanico
Fine fraction	Finos
Flank	Flanco
Flow	Flujo
Flow slide	Deslizamiento por flujo
Foot	Pie
Forecast	Pronóstico
Frequency	Frecuencia
Gravel	Grava
Head	Cabeza
Inactive	Inactivo
Inclinometer	Inclinómetro
Instrumentation	Instrumentación
Internal friction angle	Ángulo de fricción interna
Inventory map	Mapa inventario
Joint	Diaclasa
Landslide	Movimiento en Masa
Landslide dam	Represamiento
Landslide inventory	Inventario de movimientos en masa
Lateral spread	Propagación lateral
Liquid limit wL	Límite Líquido
Liquidity Index	Índice de Liquidez
Main body	Cuerpo principal
Main scarp	Escarpe principal
Main stress	Esfuerzo principal
Mass movement	Movimiento en Masa
Mean velocity	Velocidad media
Minor scarp	Escarpe secundario
Monitoring	Monitoreo
Morrain	Morrena
Movement rate	Tasa de movimiento
Mud	Lodo
Mud flow	Flujo de lodo
Natural slope	Ladera
New	Nuevo
Normal stress	Esfuerzo normal
Original ground surface	Superficie original del terreno

English

Spanish

Outburst	Colapso abrupto de un represamiento natural
Peak strength	Resistencia pico
Peak velocity	Velocidad pico
Peat	Turba
Peat flow	Flujo de turba
Pebble	Canto
Piezometer	Piezómetro
Piezometric level	Nivel piezométrico
Plane failure	Falla planar
Plastic limit	Límite Plástico
Plasticity Index	Índice de Plasticidad
Poorly graded soil	Suelo pobremente gradado
Pore pressure	Presión de poros
Postfailure	Postfalla
Prefailure	Prefalla
Reactivated	Reactivado
Residual soil	Suelo residual
Residual strength	Resistencia residual
Retrogressive	Retrogresivo
Rock	Roca
Rock avalanche	Avalancha de roca
Rotational	Rotacional
Rotational slide	Deslizamiento rotacional
Runout	Distancia de viaje
Runup	Remontar
Safety factor	Factor de Seguridad
Sand	Arena
Saturation	Saturación
Scarp	Escarpe
Sensitive clay	Arcilla sensible
Sensitivity	Sensitividad
Shear stress	Esfuerzo cortante
Shrinkage limit	Límite de contracción
Slide	Deslizamiento
Slope	Talud
Slope stability	Estabilidad de taludes
Slope stability analysis	Análisis de estabilidad de taludes
Soil	Suelo
Spoil, waste material	Escombros
Stabilized	Estabilizado
State of activity	Estado de actividad

English

Spanish

Stockade	Empalizada
Style of activity	Estilo de actividad
Subsidence	Subsidencia
Surface of rupture	Superficie de falla
Surface of separation	Superficie de separación
Suspended	Suspendido
Swarm landslides	Enjambre
Terrain mapping unit	Unidad de terreno
Tip	Punta
Toe	Perímetro del pie
Topple	Volcamiento
Total stress	Esfuerzo total
Translational slide	Deslizamiento traslacional
Travel angle	Ángulo de viaje
Travel distance	Distancia de viaje
Trigger	Detonante
Trigger mechanism	Mecanismo Detonante
Unified soil classification system (USCS)	Sistema de Clasificación Unificada de Suelos
Unit weight	Peso Unitario
Waste material	Escombro
Water content	Contenido de humedad
Water table	Nivel freático
Weakness plane	Plano de debilidad
Wedge failure	Falla en cuña
Wedge slide	Deslizamiento en cuña
Well graded soil	Suelo bien gradado
Widening	Ensanchando
Zone of accumulation	Zona de acumulación
Zone of depletion	Zona deprimida

Anexo A

Casos Históricos de Movimientos en Masa en la Región Andina

A.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan 29 casos de movimientos en masa en la región andina, con la finalidad de ilustrar su variedad, alcance y ocurrencia regional (Figura A.1.1). Se presentan de una manera secuencial desde caída de rocas, deslizamientos, flujos, propagaciones laterales y deformaciones gravitacionales profundas. Corresponden a los movimientos de ocurrencia más común en la región andina y no a los casos más catastróficos de la región. Los tipos de movimientos en masa que se presentan van desde movimientos lentos no catastróficos tales como flujos de tierra lentos hasta movimientos rápidos o extremadamente rápidos y catastróficos, como flujos de detritos o deslizamientos de roca (Tabla A.1.1). Se presentan casos de movimientos en masa tanto de ocurrencia local como caídas de roca y volcamientos así como aquellos de alcance regional como las avalanchas de rocas.

Los casos que se presentan, reflejan las condiciones que caracterizan la región andina, donde los movimientos en masa constituyen una de las formas de modificación del paisaje más comunes y severas. Puede decirse que en la cordillera de Los Andes se presentan todo tipo de movimientos de masa, variando en intensidad, frecuencia y magnitud, de acuerdo a la combinación de los distintos factores condicionantes y desencadenantes que intervienen.

El relieve del continente sudamericano se caracteriza por una franja continua de altas montañas al oeste y amplias llanuras interrumpidas por elevaciones aisladas o mesetas escalonadas hacia el este.

La cordillera de Los Andes, columna vertebral del territorio sudamericano, se extiende desde los Andes Antárticos (70°S) hasta la región andina de Venezuela (10°N). Esta gran extensión latitudinal está asociada en la región andina a variaciones muy grandes de altura, clima, vegetación, características morfoestructurales, sismicidad y densidad de población. A pesar de estas diferencias tienen en común su relieve

y actividad tectónica que ante el efecto de factores detonantes y la fuerza de gravedad hace que los movimientos en masa sean uno de los procesos activos más conspicuos.

En las zonas elevadas la retracción de los glaciares, debido al calentamiento global, descomprime las laderas produciendo deformaciones gravitacionales profundas, que evolucionan a flujos en sus partes distales; genera avalanchas de hielo y rocas, flujos de detritos por rotura de diques morrénicos o lagos glaciales.

Las condiciones periglaciares favorecen la producción de detritos de ladera por congelifración, que se movilizan por gelifluxión o como flujos crionivales.

El rápido ascenso tectónico Plio-Cuaternario y la consecuente profundización de la red hídrica favorecen el empinamiento de las laderas, que socavadas en su base por erosión fluvial desencadenan deslizamientos.

Las vibraciones sísmicas desencadenan gran cantidad de movimientos en masa: caídas, deslizamientos, flujos, propagaciones laterales, así como avalanchas de rocas, conocidas por los habitantes de los Andes por su volumen, movilidad, velocidad y área que cubren sus depósitos.

Las condiciones climáticas reinantes en la cordillera de Los Andes en áreas tropicales y subtropicales favorecen la meteorización de las rocas superficiales y el desarrollo de suelos profundos. Ambos, saturados por las torrenciales precipitaciones tropicales o sacudidos por fuertes y frecuentes vibraciones sísmicas, desencadenan movimientos en masa múltiples y flujos de lodo y detritos, de gran alcance y potencial destructivo.

La distribución de la población en la región andina es muy aleatoria, pero donde ella se ubica, la deforestación y ocupación de las laderas rompe su equilibrio natural y favorece con frecuencia su desestabilización.

Tabla A.1.1 Tipos de movimientos en masa de la región andina descritos en el Anexo A.

	Caída	Desliza- miento traslacional	Desliza- miento Rotacional	Flujos de detritos, lodo, tierra, avalanchas	Deformaciones gravitacionales profundas
A.2	✓				
A.3	✓				
A.4		✓	✓		
A.5			✓		
A.6			✓		
A.7			✓		
A.8			✓		
A.9		✓			
A.10		✓			
A.11			✓		
A.12		✓			
A.13		✓			
A.14		✓			
A.15			✓		
A.16				✓	
A.17			✓		
A.18				✓	
A.19				✓	
A.20		✓	✓		
A.21				✓	
A.22				✓	
A.23				✓	
A.24				✓	
A.25				✓	
A.26				✓	
A.27				✓	
A.28				✓	
A.29				✓	
A.30					✓



Figura A.1.1 Ubicación en el mapa de Sudamérica de los casos de movimientos en masa que se presentan en este Anexo.

Casos Históricos de Movimientos en Masa en la Región Andina

- A.2 Caída de bloques en el litoral de Huicha, isla de Chiloé, Chile
- A.3 Caída de rocas Puente del Inca, Ruta Nacional N°7, Mendoza, Argentina
- A.4 Deslizamiento de la ladera Sur del Viaducto No. 1, Autopista Caracas – La Guaira, Venezuela
- A.5 Deslizamientos rotacionales en la ciudad de La Paz, Bolivia
- A.6 Deslizamiento en la Comunidad Paccha, Achupallas, Chimborazo, Ecuador
- A.7 Deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario, Bolivia
- A.8 Deslizamientos multi-rotacionales del río San Pedro 1960, Chile
- A.9 Deslizamientos traslacional de Huamancharpa, Cusco, Perú
- A.10 Deslizamiento traslacional – flujo de detritos de Mayunmarca, Perú
- A.11 Deslizamiento de Guasuntos, Alausí, Chimborazo, Ecuador
- A.12 Movimiento traslacional del Cerro Pucaloma Población de Chima, La Paz, Bolivia
- A.13 Deslizamiento traslacional y represamiento, valle de Allpacoma, Ciudad de La Paz, Bolivia
- A.14 Deslizamiento planar (pandeo), Quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina
- A.15 Deslizamiento de El Mirador, Carretera Bogotá – Villavicencio, Colombia
- A.16 Deslizamiento – flujo de detritos de Auyos – Asia, Pataz, Perú
- A.17 El Deslizamiento – represamiento de La Josefina, Ecuador
- A.18 Deslizamiento de Villatina, Medellín, Antioquia, Colombia
- A.19 Flujo torrencial del Río Limón, al Norte de Maracay, Estado Aragua, Venezuela
- A.20 Deslizamientos múltiples: El caso del evento de 1990 en San Carlos, Antioquia, Colombia
- A.21 Flujo de detritos (aluvión) del 4 de Abril del 2001 de Palma Sola, Jujuy, Argentina
- A.22 Flujo de detritos (huayco) de Tambo de Viso, Lima, Perú
- A.23 Flujo de detritos de Antofagasta 1991, Chile
- A.24 Flujo de tierra de San Cayetano, Cundinamarca, Colombia
- A.25 Colapso y flujo de detritos de Aobamba, Lima, Perú
- A.26 Flujo de barro del valle del Aconcagua, Chile
- A.27 Avalancha de detritos de Las Moras, Alausí, Chimborazo, Ecuador
- A.28 Avalanchas de rocas del Campo del Arenal, Catamarca, Argentina
- A.29 Avalanchas de rocas de Las Cuevas, valle del Río Cuevas, Mendoza, Argentina
- A.30 Deformación gravitacional profunda – corriente de tierra, Mendoza, Argentina

A.2 CAÍDA DE BLOQUES EN EL LITORAL DE HUICHA, ISLA DE CHILOÉ, CHILE

Luis E. Lara (compilador)

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN, Santiago

E-mail: lelara@sernageomin.cl

.....

La descripción del caso presentado a continuación proviene principalmente de Hauser (2000) y otros trabajos citados por este mismo autor.

Localización

La isla de Chiloé se encuentra en la X Región de los Lagos y parte de su litoral ha sido labrado formando un acantilado costero que expone secuencias sedimentarias marinas. El litoral de Huicha, cercano a la ciudad de Ancud ocupa el extremo norte de la isla (41,8°S/73,9°W).

Descripción del área y características del movimiento en masa

Parte del litoral chileno está formado por un acantilado costero labrado en secuencias sedimentarias marinas del Neógeno, que representan antiguos sistemas de deposición ahora emergidos. En particular, la zona litoral de la isla de Chiloé, en su sector occidental, está formada por una sucesión de areniscas y fangolitas de ambiente parálico a marino de la Formación Lacui (Valenzuela, 1982), de edad miocena, que forman una pared vertical inestable de hasta 80 m.

La caída de grandes bloques desde la pared del acantilado ocurre de manera casi continua en todo el litoral (Figura A.2.1). La ruptura se propaga a veces desde la base o bien desde la superficie, aislando bloques que caen directamente sobre la angosta franja de playa actual o al mar. Algunos bloques se movilizan según mecanismos de vuelco de acuerdo a la clasificación de Corominas y García Yagüe (1997). En algunos sectores, la caída del acantilado afecta directamente las actividades humanas asentadas en el, al tiempo que reduce la superficie útil en la zona próxima.

Factores condicionantes y desencadenantes

La precariedad del acantilado deriva de su litología poco competente y del continuo proceso de erosión marina basal que genera la inestabilidad de la pared. Habitualmente las tormentas y menos comúnmente los sismos cercanos, han actuado como detonantes inmediatos de la caída de estos bloques en condiciones de particular inestabilidad.



Figura A.2.1 Caída de Bloques en el acantilado de Huicha, cerca de Ancud en la isla de Chiloé, X Región de Los Lagos (Fotografía A. Hauser).

REFERENCIAS

- Corominas, J., y García Yagüe, A., 1997, Terminología de los Movimientos de Laderas, Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, IV, Granada.
- Hauser, A., 2000, Remociones en masa en Chile: Boletín Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, No. 59 Versión actualizada, p. 89.
- Valenzuela, E., 1982, Estratigrafía de la boca occidental del Canal de Chacao, X Región, Chile, *en* Memorias, Congreso Geológico Chileno, 3er, Concepción: Santiago, p. A343–A376.

A.3 CAÍDA DE ROCAS PUENTE DEL INCA, RUTA NACIONAL NO. 7, MENDOZA, ARGENTINA

Valerie Baumann¹, Luis E. Fauqué, Mariana Coppolecchia, Maria A. González, Mario Rosas

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

¹E-mail: vbauma@minproduccion.gov.ar

Reginald L. Hermanns

Geological Survey of Canada, Vancouver, Canadá

Silvia Altobelli, Carlos Wilson

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

.....

Localización

Este evento se produjo cerca de la localidad de Puente del Inca ubicada en el valle del río Cuevas, sector noroccidental de la Cordillera Principal, provincia de Mendoza, Argentina. Su localización según el sistema geodésico mundial es 32°49'37.0"S y 69°53'53.1"W.

Descripción del área y características del movimiento

El evento se desarrolla en un ambiente de alta montaña. El valle del río Cuevas ubicado a 2.300 m.s.n.m. en su desembocadura (Punta de Vacas) asciende hacia el oeste en la localidad de las Cuevas, hasta los 3.250 m.s.n.m. El mismo está rodeado por montañas que llegan a los 7.000 m. La zona estudiada tiene pendientes muy abruptas con diferencias de altura de más de 1.000 m en menos de 5 km de distancia.

Las caídas de rocas constituyen probablemente uno de los principales mecanismos de erosión y transporte sobre las laderas. Se producen a partir de las cornisas ubicadas en ambas laderas del valle (Figura A.3.1). Los bloques producto de estas caídas forman potentes acumulaciones al pie de las laderas que constituyen conos de talud. Sin embargo, un pequeño porcentaje de los bloques que se desprenden de los afloramientos rocosos pasa el límite inferior del talud y cae sobre el piso del valle, representado por una antigua planicie glacifluvial.

Un evento reciente ilustra la caída de rocas en este sector. En la primavera del año 2002 se desprendió un bloque de aproximadamente 75 m³ de un afloramiento de rocas volcánicas ubicado en la ladera sur del valle del río Cuevas (Figura A.3.1). La altura de caída fue de 274 m. El bloque empezó su recorrido como una caída libre y luego fue saltando y rodando hasta su posición final. Esto se ilustra a través de una serie de fotografías (Figuras A.3.2 a A.3.5).



Figura A.3.1 En la parte superior de la fotografía se observa el afloramiento de rocas volcánicas y la zona de arranque del bloque.



Figura A.3.2 Fractura producida por el impacto del bloque caído sobre otro ubicado a media ladera.



Figura A.3.3 Hoyo producido por el impacto del bloque en su recorrido ladera abajo. Su profundidad es de aproximadamente 2 m.



Figura A.3.4 Surco de arrastre del bloque producido sobre el talud durante la parte final del movimiento.



Figura A.3.5 Bloque caído semienterrado al pie del talud.



Figura A.3.6 Bloques caídos al pie de la ladera y sobre la terraza glacifluvial. Forman la sombra de caídas que delimita el área afectada por estos movimientos.

En este sitio se puede observar también una serie de bloques que cayeron más allá de la base del talud y forman la sombra de caídas (Hungr et al., 1988) que indica la zona alcanzada por los bloques (Figura A.3.6).

La probabilidad de ocurrencia de las caídas es difícil de estimar, pero existe la evidencia de que varios bloques cayeron en las inmediaciones de Puente del Inca en los últimos 10 años (Baumann et al., 2005).

Factores condicionantes y desencadenantes

Los factores condicionantes para este tipo de movimiento son el relieve abrupto representado aquí por valles de laderas altas y empinadas, resultado de un ascenso tectónico rápido seguido de erosión glaciaria y fluvial. En la Figura A.3.7 se observa un modelo en tres dimensiones del valle del río de Las Cuevas, donde se señala el recorrido de la caída de rocas. Otros factores condicionantes son el estructural y el litológico (Figura A.3.8). La zona de Puente del Inca tiene dos unidades estructurales principales, la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua al oeste y el basamento prejurásico al este. Las rocas más antiguas que corresponden al basamento de la cuenca están representadas por grauvacas (Fm. Tordillo), granitos y rocas volcánicas (Grupo Choiyoi) de muy variada composición litológica. Las rocas mesozoicas comprenden un muy variado conjunto de depósitos marinos y continentales (rocas sedimentarias clásticas, carbonáticas, evaporíticas y volcánicas). Las rocas mesozoicas a su vez fueron intruídas por filones de dacita. Estos filones de dacita, como así también las rocas volcánicas del Grupo Choi-

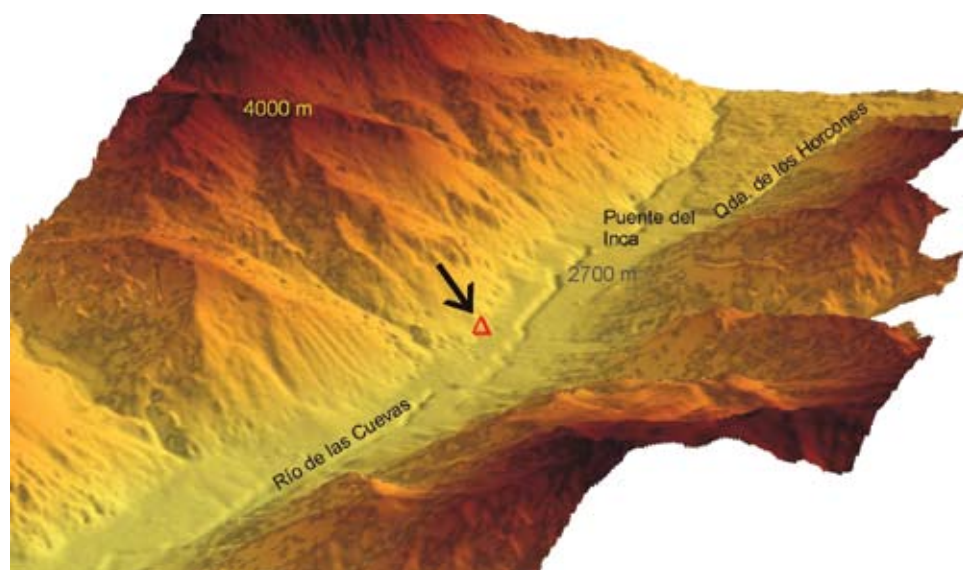


Figura A.3.7 Vista en 3 dimensiones de los alrededores de Puente del Inca, con gama de marrones según la altura sobre el nivel del mar, elaborada a partir de un modelo de elevación digital.

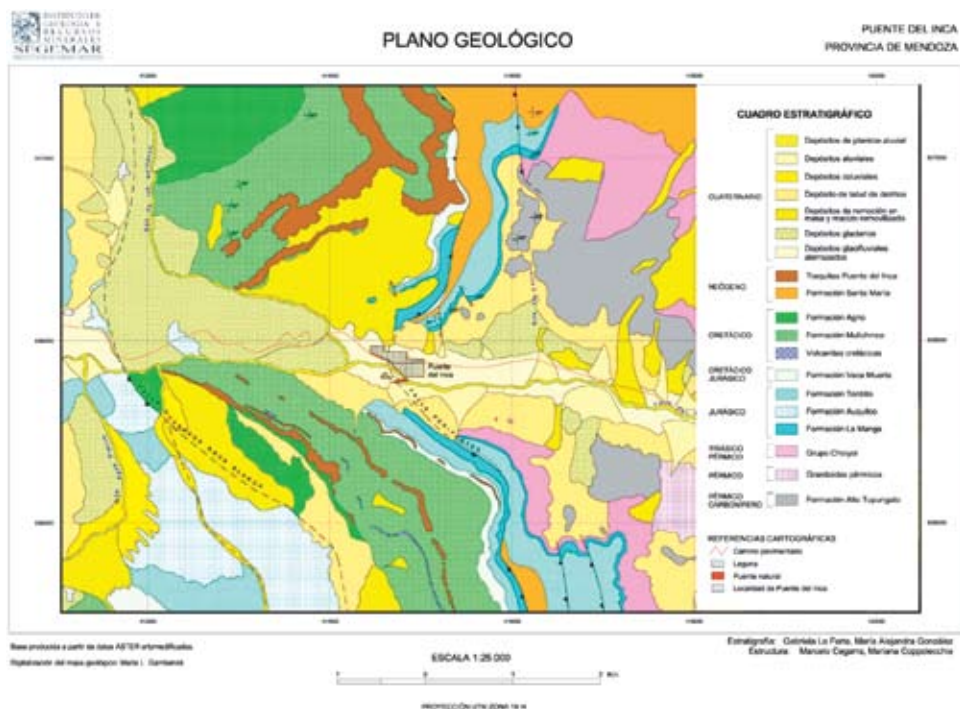


Figura A.3.8 Mapa geológico de la región de Puente del Inca.

yo son más resistentes a la erosión que las rocas sedimentarias mesozoicas y forman cornisas verticales en ambas laderas del valle, a partir de las cuales se desprenden los bloques. Las rocas además han tenido varios ciclos orogénicos y se encuentran fragmentadas y diaclasadas tectónicamente, por lo que en algunos casos el macizo rocoso está muy debilitado.

Los principales factores desencadenantes para este tipo de movimientos podrían ser las sacudidas sísmicas, las precipitaciones, la congelifracción y los cambios bruscos de temperatura.

REFERENCIAS

- Baumann V., Coppolecchia M., González M. A., Fauqué L.E., Rosas M., Hermanns R.L., Altobelli S., y Wilson C., 2005, Movimientos en masa en la región de Puente del Inca, Mendoza, Argentina, *en* Memorias, 16 Congreso Geológico Argentino, La Plata: Actas 3: p. 599–606.
- Hungr, O., y Evans, S.G., 1988, Engineering evaluation of fragmental rock fall hazards, *en* Memorias, 5th International Symposium on Landslides, Lausanne: Rotterdam, A.A. Balkema, Vol. 1, pp. 685–690.

A.4 DESLIZAMIENTO DE LA LADERA SUR DEL VIADUCTO NO. 1, AUTOPISTA CARACAS-LA GUAIRA, VENEZUELA

Daniel A. Salcedo

Ingeotec, Ingenieros Geotécnicos Consultores, Caracas, Venezuela

E-mail: dansalc@cantv.net

.....

Localización

La Autopista Caracas-La Guaira, inaugurada el 2 de diciembre de 1953, constituye el enlace vial de Caracas, Capital de Venezuela, ubicada a una elevación de 950 m, con su principal puerto y aeropuerto internacional, ubicados a nivel del mar. Esta autopista fue construida en un abra de la Cordillera de la Costa Venezolana entre 1950 y 1953, a un costo para la época de 60 millones de dólares, incluyendo tres viaductos importantes y dos túneles. En el Abra topográfica de Tacagua se desarrolla el Sistema de fallas Tacagua-Avila, configurando una zona geológicamente compleja. El deslizamiento objeto de este artículo, diagnosticado por la empresa Ingeotec en 1987, afectó el lado sur del primer Viaducto, localizado a 3,4 kilómetros de Caracas, en la coordenadas del sistema geodésico mundial de 1984 (REGVEN) N10°31'22", W66°57'58", y su colapso acarrearía graves consecuencias económicas al País (Salcedo, 1989, Salcedo, 1994, Salcedo y Ortas, 1994).

Descripción del área y características del movimiento

La estructura del Viaducto de 308 m de largo, ancho 23 m, altura 70 m y 154 metros entre las articulaciones de sus tres arcos huecos, fue construida por la empresa Campenon Bernard bajo la supervisión del Dr. Eugene Freyssinet. Para ese momento fue considerada la estructura de concreto pretensado de mayor luz en el mundo y los arcos de concreto más grandes de América. Detalles de la estructura pueden ser consultados en Freyssinet, Muller & Shama (1953). La cimentación de la Pilastra del Lado La Guaira está cimentada directamente, mientras que la Pilastra del Lado Caracas está cimentada sobre tres pozos inclinados -30° con la horizontal, los cuales fueron excavados a mano en forma de galerías de 2,3 m × 2,3 m de sección y una profundidad de 29 m, de manera de penetrar 3 m dentro de la roca competente. Adicionalmente, la Pilastra Caracas descansa sobre siete pozos de concreto verticales de 1,93 m de diámetro, que fueron excavados a mano hasta 18 m. Estos pilotes verticales toman actualmente muy poca carga y su función fue cumplida durante la etapa constructiva.

En marzo 1987 se diagnosticaron una serie de daños en la estructura del Viaducto que ameritó el inicio de una investigación geotécnica que comprendió análisis de

fotos aéreas, geología de superficie, exploración del subsuelo, mediciones geodésicas de puntos de control en superficie, e instalación de inclinómetros. El análisis de fotografías aéreas desde 1936 hasta la fecha, permitió diagnosticar por indicios fisiográficos un deslizamiento antiguo en la ladera Caracas del referido Viaducto. La Figura A.4.1 muestra en una fotografía aérea del año 1936, el sitio donde fue construido el Viaducto sobre la quebrada Tacagua, destacando un meandro que a juicio del autor fue generado por la masa antigua deslizada. Los trabajos geológicos de campo corroboraron la existencia del deslizamiento, ya que fue posible encontrar al pie de la ladera, la traza de una de las superficies del deslizamiento antiguo con típicas estrías de cizallamiento. Igualmente se encontraron muchos indicios de intenso tectonismo en el área. La Figura A.4.2 muestra la Autopista Caracas-La Guaira y el Viaducto No. 1, en operación.

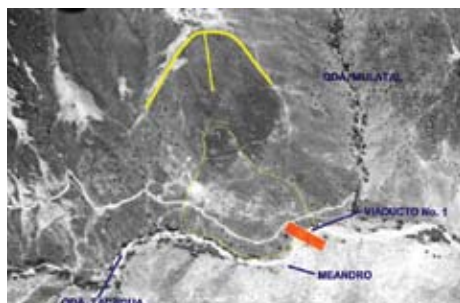


Figura A.4.1 Fotografía aérea de 1936, mostrando los indicios fisiográficos del deslizamiento antiguo, donde fue emplazado el lado norte del Viaducto No. 1. Nótese el meandro originado por la masa deslizada.



Figura A.4.2 Fotografía aérea de 1971, mostrando la Autopista y el Viaducto No. 1. Nótese como la ladera superior fue invadida por viviendas.

Figura A.4.3 Panorámica del lado Caracas del Viaducto No. 1, indicando los límites aproximados del macrodeslizamiento activo.



De acuerdo a los resultados de las mediciones geodésicas y de los inclinómetros, fue posible estimar las dimensiones de la masa en movimiento, la cual tiene un volumen del orden de los $6 \times 10^6 \text{ m}^3$, unas 14×10^6 de ton de peso (Figura A.4.3) y una superficie de deslizamiento esencialmente planar, inclinada unos 12° con la horizontal y ubicada a 33 metros por debajo de la cota de rasante del Viaducto No. 1.

Para complementar la exploración y con el objeto de investigar los factores que reactivaron el deslizamiento antiguo, se diseñaron y excavaron 410 ml de galerías exploratorias, entre ramales principales y secundarios, instalando en su interior 11 extensómetros. La orientación de los ramales secundarios se decidía en función de la caracterización del subsuelo, la cual se iba realizando detalladamente durante la excavación (Salcedo, 1984). Entre los resultados encontrados en las galerías, vale la pena mencionar los siguientes:

- El hallazgo de una brecha de falla geológica de unos 50 metros, medidos en sentido del rumbo de una de las galerías, la cual se excavó paralela al vector de desplazamiento del deslizamiento. Dentro de la galería fue posible interpretar al menos tres períodos de tectonismo, el primero de ellos caracterizado por estrías petrificadas, probablemente contemporáneo con la edad de la falla, y el último de ellos caracterizado por presencia de arcillas pulidas con estrías, de apariencia reciente, a juicio del autor atribuibles a eventos neotectónicos. Las Figuras A.4.4 y A.4.5 muestran las estrías de cizallamiento más recientes.
- No se encontraron flujos importantes de agua dentro de las galerías, que sugirieran a este factor como causa principal activante del deslizamiento. Algunos



Figura A.4.4 Superficie pulida y estriada dentro de la brecha de falla encontrada en la galería exploratoria.



Figura A.4.5 Dos generaciones de estrías y superficies pulidas (slickensides), en muestra obtenida en la galería exploratoria.

goteos de aguas detectados en el material coluvial sobre la roca *in situ*, revelaron un contenido anormal de sales y valores de pH muy altos. Este tipo de aguas ha sido identificada por Rodríguez et al. (1984) como aguas fósiles entrampadas en deslizamientos antiguos. En ninguna de las aguas muestreadas se encontraron bacterias o partículas fecales que pudieran sugerir su proveniencia de las viviendas informales ubicadas en la ladera superior.

En 1987 las velocidades del movimiento del deslizamiento alcanzaron hasta 1 cm/mes, sin embargo, a partir de 1988 disminuyeron y se mantuvieron hasta finales del 2004 con valores entre 1 y 1,5 cm/año. A principio de noviembre de 2004 se detectó un aumento importante en las velocidades del movimiento tanto de la ladera como en las deformaciones que se monitorean en la estructura, alcanzando velocidades entre 4 y 5 cm/mes, y para noviembre 2005 los inclinómetros colocados en la ladera inestable revelaron velocidades entre 10 y 20 cm/mes, antes de cizallarse completamente. El grupo profesional asesor estableció un umbral de velocidad de 5 cm/día para suspender el tránsito por el Viaducto No. 1, el cual fue superado el 5 de enero de 2006. Adicionalmente se llevaba un registro detallado del movimiento, evaluándolo según las teorías de predicción del colapso publicadas por Fukuzono (1985) y Voight (1989).

Luego de evaluar múltiples soluciones orientadas tanto a detener el deslizamiento o solo parte de él, y soluciones de carácter solamente estructural, se llegó a la conclusión de que era preferible relocalizar el tramo de Autopista afectado por el deslizamiento. En tal sentido en septiembre de 2005 se inició la construcción de un Viaducto Alterno fuera del área inestable, el cual se construiría en 18 meses, y una vía de contingencia que se terminará en 6 meses, para el caso eventual que el Viaducto No. 1 tuviera que ser puesto fuera de servicio, antes de la terminación del Viaducto Alterno. Mientras tanto continuaron los trabajos estructurales con el único objetivo de prolongar su vida útil, mientras se finalizaban las obras de relocalización.

Cabe destacar que el empuje del macrodeslizamiento sobre la estructura originó que progresivamente los arcos se fuesen cerrando y como consecuencia el tablero iba ascendiendo. Asimismo, la estructura se desplazaba hacia el lado La Guaira. Por cada centímetro que se cerraba el arco, el tablero ascendía aproximadamente lo mismo, y la estructura se desplazaba horizontalmente 0,5 cm hacia el Lado La Guaira. Dado que el vector de desplazamiento del deslizamiento forma un ángulo de unos 40° con el eje del Viaducto, y considerando que la ladera del Lado La Guaira está estable, el Viaducto fue afectado por una flexión horizontal importante (Figura A.4.6). Asimismo, las mediciones han dado como resultado que para noviembre 2005, el tablero había ascendido unos 80 cm en la zona de la clave, y para el 4 de enero dicho ascenso había alcanzado 116 cm (Figura A.4.7).



Figura A.4.6 Relación entre los desplazamientos en la estructura, debido al empuje del macrodeslizamiento.



Figura A.4.7 Ascenso de la clave del arco debido al cierre de su cuerda por el empuje del deslizamiento. El ascenso para noviembre 2005, era de 80 cm.

Los trabajos de carácter estructural de acuerdo a proyectos del Ing. Rosendo Camargo, consistieron en forma resumida en la sustitución del estribo Caracas por cerchas metálicas sobre apoyos móviles, reforzamiento de pilas, sustitución de bielas originales de concreto por perfiles de acero, y colocación de vigas retráctiles o telescópicas que permitan el movimiento de la estructura sin dañarla. Un trabajo importante realizado fue el reforzamiento con acero postensado de los arcos los cuales fueron diseñados originalmente para trabajar a compresión. Este trabajo estructural tenía como objeto evitar que los arcos se fracturaran en forma frágil a ambos lados de la clave, produciéndose al cuatriarticularse el colapso repentino de la estructura. Con el refuerzo colocado, el cual contempló una articulación en la clave, se esperaba que la rotura ocurriera en esa sección y los arcos pasarían a ser triarticulados y por lo tanto tendrían una configuración parcialmente inmune a los desplazamientos longitudinales. El comportamiento esperado partía de la premisa que el tablero estuviese liberado en las juntas de ambos estribos. Lamentablemente, el 5 de enero de 2006 una repentina aceleración del movimiento hizo rotar la pilastra Caracas, desplazando el tablero y cerrando la junta en el estribo La Guaira. Esta restricción originó un cambio violento en la deformada simétrica del tablero y el fracturamiento de los arcos a 37 m de la clave en el lado Caracas, además de otros daños en la estructura. (Figura A.4.8). Como consecuencia de este evento se decidió cerrar el tránsito tanto vehicular como peatonal sobre el Viaducto No. 1, lo que obligó a utilizar la carretera vieja Caracas-La Guaira de capacidad limitada para las condiciones actuales de tráfico, hasta que se finalizara con la vía de contingencia. Esta última vía fue completada el 26 de febrero de 2006. La estructura del Viaducto siguió deformándose y finalmente colapsó el 19 de marzo de 2006, fecha en la cual la sección del tablero en correspondencia con la fractura de los arcos que ocurrió el 5 de enero, había ascendido 190 cm (Figura A.4.9).



Figura A.4.8 Rotura del arco Este como consecuencia del evento del 5 de enero de 2006.



Figura A.4.9 Vista de la deformación vertical del tablero en la sección fracturada el 5 de enero 2006. Para la fecha de la foto, la deformación vertical de dicha sección era de 167 cm. Fotografía tomada el 9 de marzo de 2006, 10 días antes del colapso del Viaducto.

Respecto al mecanismo del deslizamiento, se han encontrado suficientes evidencias como para concluir que el movimiento de la ladera que afecta el Viaducto es consecuencia de la reactivación de un deslizamiento antiguo. Sin embargo, no se ha podido establecer con certeza las causas que originaron el deslizamiento original y la reactivación reciente del mismo. Las características de los afloramientos del material coluvial atribuido al deslizamiento antiguo, son muy elocuentes al observar bloques de roca en posición caótica, embebidos en una matriz de suelo. Este hecho sugiere que el deslizamiento antiguo ocurrió en forma catastrófica, sin tiempo para el acomodo de dichos bloques. Por tal razón es muy probable que el deslizamiento antiguo pudo haber estado asociado a un evento tectónico. En esta misma línea de razonamientos se pudiera especular que la reactivación también podría estar asociada a deformaciones neotectónicas, lo cual es compatible con las evidencias encontradas en las galerías exploratorias. No hay duda que la presencia de una brecha tectónica tan amplia tiene una influencia directa en el mecanismo de deslizamiento, debido a que el material brechoide con abundantes superficies pulidas y estriadas en diferentes orientaciones, debe ser considerado como un intervalo de muy baja resistencia al corte, a lo largo del cual se pueden desarrollar muy fácilmente, superficies de deslizamiento. La influencia indirecta de la falla estaría asociada a su posible actividad reciente. Aun un movimiento rumbo-deslizante de la falla, podría justificar la pérdida momentánea de la resistencia al corte en sentido del deslizamiento gravitacional y por supuesto explicaría el mecanismo de su reactivación (Goodman, Salcedo & Sancio, 1993, y Salcedo, 1994).

Otra hipótesis para explicar la reactivación del deslizamiento, podría ser el efecto de solicitaciones dinámicas provenientes de sismos que no necesariamente deben tener su foco en el sistema de fallas de Tacagua. Especulando se podría pensar que el macrodeslizamiento pudo haberse reactivado durante el sismo de Caracas de 1967. Un ejercicio mental, asumiendo que los desplazamientos estimados en la Pilastra sur del arco (lado Caracas), antes de la fecha de comienzo de las mediciones, se iniciaron en julio 1967 debido a la acción de dicho sismo, lleva a la conclusión que desde ese entonces la ladera se debe haber movido entre 10 y 15 mm/año, valores que están en el orden de magnitud de velocidades que se han medido en períodos prolongados de tiempo (2 años).

Finalmente hay que destacar que grandes deslizamientos sobre superficies de falla con baja inclinación, principalmente donde no están presentes presiones de agua, no pueden ser explicados mediante métodos tradicionales de estabilidad los cuales descartan esfuerzos laterales in situ. La influencia de estos esfuerzos debe ser tomada en cuenta siempre que se esté investigando deslizamientos en zonas geológicamente tectonizadas.

REFERENCIAS

- Freyssinet, E., 1953, Largest concrete spans of the Americas, Three monumental bridges built in Venezuela: *Civil Engineering*, March, p. 41–44.
- Fukuzono, T., 1985, A new method for predicting the failure time of a slope, *en* *Memorias*, 4th International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo, p. 145–150.
- Goodman, R., Salcedo, D., Sancio, R., 1992, Informe del grupo de consultores ad hoc sobre el problema del Viaducto No. 1, Autopista Caracas-La Guaira: Ministerio de Transporte y Comunicaciones, Informe inédito.
- Ingeotec., 1984–1991, Informe varios, geológicos y geotécnicos, evaluación e interpretación integral de mediciones, diseño de galerías exploratorias: Ministerio de Transporte y Comunicaciones, Informes inéditos.
- Muller, J., 1953, Largest concrete spans of the Americas. How the three bridges were designed. *Civil Engineering*. March. p. 45–48.
- Rodríguez et al., 1984, Slope stabilization in weathered schists and shales (lutitas) by excavation and drainage, *en* *Memorias*, International Symposium on Landslides, IV, Toronto, p. 173–178.
- Salcedo, D., 1989, ¿Es predecible el comportamiento del macrodeslizamiento que afecta al Viaducto no 1 de la Autopista Caracas-La Guaira?: *Boletín Sociedad Venezolana de Mecánica del Suelo e Ingeniería de Fundaciones*, No 58.
- Salcedo, D., 1994, Observaciones geológicas en galerías exploratorias excavadas en la zona del Viaducto no 1. Autopista Caracas-La Guaira, *en* *Memorias*, The 1994 International Symposium. Integral approach to applied Rock Mechanics, 4^o Congreso Suramericano de Mecánica de Rocas: Santiago, Chile, Vol. II, p. 701–713.
- Salcedo, D., y Ortas, J., 1991, Investigation of the slide at the Southern abutment hill of Viaducto no 1. Caracas-La Guaira Highway, Venezuela, *en* *Memorias*, 6th International Symposium on Landslides: Christchurch, New Zealand, v. 1, p. 189–198.
- Salcedo, D., y Ortas, J., 1994, Comportamiento del deslizamiento de la ladera sur del Viaducto no 1. Autopista Caracas-La Guaira, Venezuela, *en* *Memorias*, 1^{er} Simposio Panamericano de Deslizamientos, Guayaquil. Ecuador.
- Shama, R., 1953, Largest concrete spans of the Americas, How they were built: *Civil Engineering*, March, p. 50–55.
- Voight, B., 1989, Materials science law applies to time forecasts of slope failure: *Landslide News*, No. 3, p. 8–11.
- Voight, B., 1989, A relation to describe rate-dependent material failure: *Science*, v. 243, p. 200–203.

A.5 DESLIZAMIENTO ROTACIONAL DE SAN ISIDRO EN LA CIUDAD DE LA PAZ

Marco Antonio Guzmán P.

Universidad mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia

E-mail: geomyto@hotmail.com

.....

Introducción

La cuenca de La Paz y sus alrededores presentan condiciones naturales particulares con laderas muy susceptibles a los movimientos en masa (Ballivián et al., 1986). Entre ellas se encuentra que la mayor parte los suelos son poco consolidados lo que ha dado lugar a un elevado grado de erosión. Así mismo, la ocupación con viviendas de las laderas ha requerido la modificación de su perfil, generando condiciones de estabilidad muy precarias que frecuentemente han conducido a grandes deslizamientos.

En la ciudad se distinguen dos grandes laderas: una al este y otra al oeste del centro de la ciudad. El desarrollo urbano de esta, a su vez, ha seguido las riberas del río Choqueyapu sobre las superficies sub-horizontales de las terrazas aluviales (Ballivián et al., 1986). Ambas laderas se han venido ocupando paulatinamente debido al crecimiento de la población, pero sin un control adecuado de la erosión, lo que ha llevado a un incremento continuo de su altura y en consecuencia a la generación de movimientos en masa.

Las laderas empinadas y las altas colinas están conformadas en general por depósitos plio-cuaternarios (entre 5,3 y 0,7 Ma) de origen fluvio-lacustre y son inestables (Lavenu, 1986). Esta inestabilidad es provocada por el marcado desnivel entre la zona central y la meseta altiplánica (aproximadamente 600 m) en una corta distancia (1,5 km).

La acción erosiva de las aguas subterráneas también constituye otro gran problema en la ciudad de La Paz, ya que ellas tienen una relación directa con los movimientos en masa al remover material de las zonas altas y depositarlo en las zonas bajas. Así mismo se puede decir de la saturación de los suelos durante la época de lluvias, que casi siempre desencadena deslizamientos rotacionales.

Los deslizamientos son sin lugar a dudas los procesos naturales más destructivos en la ciudad de La Paz (Guzmán y Guzmán, 2002). Anualmente ocurren entre seis y diez eventos de gran magnitud, particularmente entre los meses de noviembre y marzo que corresponde a la época lluviosa. De ellos, los más comunes son los de tipo rotacional (Dobrovolsky, 1962), que se caracterizan por la profundidad de su superficie de falla y por su forma cóncava, con un marcado hundimiento de la cabeza de la

masa deslizada y un acrecentamiento del pie del movimiento. Un ejemplo es el deslizamiento en la zona de San Isidro, ocurrido en la década de los años 90.

Localización

La Zona de San Isidro se encuentra al oriente de la ciudad de La Paz, aproximadamente a 3,5 km al sur-oriental de la Plaza Murillo, centro político, social e histórico de esta ciudad. Este sector denominado “ladera este”, es una zona bien conocida en la historia de la ciudad por la ocurrencia de grandes deslizamientos, tales como el de Villa Armonía que constituye el más antiguo e importante y cuya actividad aún no ha podido ser controlada (BRGM, BCEOM, PCA, Honorable Alcaldía Municipal, 1977). Un sector aledaño a esta zona inestable es San Isidro, a lo largo de la calle Donoso Tórrez, que abarca un área aproximada de 1,2 Ha, circundada por los ríos San Isidro y Huayllas que son importantes afluentes del río Orkojahuirá, el segundo río en importancia en la cuenca hidrográfica de La Paz. Toda la zona de San Isidro constituye la divisoria de aguas entre ambos ríos y presenta un marcado desnivel de aproximadamente 35 m entre el lecho del río y el área urbanizada., siendo más pronunciado hacia el río San Isidro.

Características del área y del deslizamiento

Al momento de su creación en los años 70, la zona de San Isidro era considerada estable, más aún comparada con la zona contigua de Villa Armonía cuyo inestabilidad y actividad se remonta a principios de siglo XX. Por ello, como parte de algunos programas de vivienda social, en este sector se construyeron edificaciones en muros de adobe de una sola planta y de un mismo tipo arquitectónico, que subsistieron sin problemas de estabilidad por un lapso de más de veinte años (Figura A.5.1). Sin embargo, en el mes de marzo del año 1995 se presentaron los primeros indicios y señales de inestabilidad como fue el agrietamiento de tres viviendas. Posteriormente, a principios del año 1996 se produjo un primer deslizamiento que destruyó las tres viviendas agrietadas (Figura A.5.2) (CPM Consultores, 1997). Este movimiento fue rotacional a lo largo de una superficie de falla que se localizó a unos 3 m de profundidad y que se proyectó a medio talud. El área afectada fue relativamente pequeña y la dirección del movimiento perpendicular al río San Isidro, esto es NNW-SE (Figura A.5.3).

Entre los factores que contribuyeron a este primer movimiento se identificó el contraste de permeabilidad de los materiales, ya que el sector está conformado en la base por una intercalación de arcillas y limos con horizontes de arena de la Formación La Paz, que subyacen discordantemente a bancos masivos de grava removilizados (grandes bloques deslizados de la Formación Pampahasi). La elevada permeabilidad de estos bancos permiten la circulación de aguas subterráneas y fugas de aguas servidas que saturan los taludes lo cual contribuyó a la inestabilidad inicial. Otro factor que



Figura A.5.1 Vista general de la calle Donoso Tórrez en la zona San Isidro, antes del primer deslizamiento. Se observa la intensa erosión en los depósitos de grava, los cuales delimitaron el plano de rotura. La erosión diferencial desarrolló altas pirámides de gravas que por la fuerza de la gravedad arrastraron el resto de los materiales y viviendas.



Figura A.5.2 Momento cuando se producía el primer deslizamiento, es notable la altura y verticalidad del talud.



Figura A.5.3 Vista general del primer deslizamiento rotacional. Gran parte de las pirámides de grava fueron arrastradas por el deslizamiento.

influyó negativamente en la estabilidad del sector son los intensos procesos erosivos que disgregaron los bancos de gravas y dejaron expuestas columnas y pirámides irregulares muy esbeltas (Figura A.5.1) que se tornaron inestables y arrastraron los materiales circundantes.

Posteriormente, desde junio de 1996 hasta el 19 de diciembre de 1997 se formaron grandes grietas de tracción e intensas deformaciones (Guzmán y Guzmán, 2002). Las grietas se incrementaron en poco tiempo, los muros y paredes de las viviendas se inclinaron progresivamente en dirección contraria a la pendiente, se presentaron cárcavas muy profundas e irregulares alineadas en forma de arco similares a los huecos de ablación y hubo deformaciones considerables en la vía que provocaron un ligero hundimiento. Finalmente, el 19 de diciembre de 1997 a las 12:00 ocurrió el segundo deslizamiento mayor al primero, que tuvo una duración de tres horas y veinte minutos y que destruyó por completo doce viviendas y obstruyó la canalización del río San Isidro (Figura A.5.4). La cabeza del deslizamiento se desplazó verticalmente 8 m y el pie ascendió unos 3 m (Figura A.5.5). La máxima profundidad alcanzada por la superficie de falla fue de 25 m aproximadamente. Igualmente fue afectada una tubería corrugada que se había instalado en la base de la ladera con el propósito de evitar los procesos erosivos; así, debido al empuje de la masa deslizada, la forma circular de la tubería corrugada se tornó en una elipse completamente achatada, lo que además

de inutilizarla dio evidencia de los grandes esfuerzos laterales de corte producidos por el deslizamiento, que también acumuló abundante material tres metros por encima de la tubería (Figura A.5.6).

En este caso vale la pena anotar algunas medidas preventivas que se tomaron, como fue el monitoreo constante del movimiento. Si bien con este monitoreo no se pudo determinar con precisión la fecha exacta en la que se iba a producir el colapso total, si se pudo evitar una tragedia mayor. Así, considerando las señales de inestabilidad y las deformaciones presentadas, se tomó la decisión de desviar una tubería de alta presión que transcurría por el sitio y abastecía de agua potable a toda la zona sur de la ciudad de La Paz, una semana antes que se produjera el deslizamiento, de manera que se evitó la destrucción de otras viviendas y la inundaciones de varias decenas.

En conclusión, el movimiento en masa ocurrido en San Isidro fue un deslizamiento rotacional de mediana magnitud (García, 2001). Entre los factores que contribuyeron al mismo se destacan los siguientes:

- Talud vertical de alta pendiente sobrecargado por viviendas.
- Altura del talud de aproximadamente 35 m.
- Intensos procesos erosivos que disgregaron los depósitos gravosos.



Figura A.5.4 Vista del segundo deslizamiento rotacional de San Isidro, que destruyó gran parte de las viviendas del sector. Se observa el desnivel y el hundimiento en la cabeza del deslizamiento rotacional. El material de color rojo, fue extraído de un banco de préstamo con el que se pretendía generar una cuña al pie del deslizamiento, trabajo que finalmente no se ejecutó debido al colapso total de la ladera.



Figura A.5.5 Detalle del material deslizado al pie del talud en la zona de San Isidro.



Figura A.5.6 Inicio de los trabajos de rehabilitación del deslizamiento de San Isidro en base a movimiento de grandes volúmenes de tierra, para generar una cuña resistente al pie del deslizamiento.

- Circulación de aguas subterráneas que saturan los suelos y provocan un desequilibrio de masas.
- Intensa erosión en el fondo del valle del río San Isidro.
- Sistemas de agua potable y alcantarillado destruidos por la actividad del deslizamiento que coadyuvaba en la saturación de los suelos.

REFERENCIAS

- Ballivián O., Bles, J., y Servant M., 1986, El Pliocuaternario de la región de La Paz: La Paz, Orstom.
- CPM Consultores, 1997, Rehabilitación del deslizamiento de San Isidro – Calle Donoso Torrez: Informe interno de Consultoría-Gobierno municipal de la ciudad de La Paz.
- Dobrovolny, E., 1962, Informe sobre el deslizamiento de Villa Armonía, *en* Geología del valle de La Paz, Departamento Nacional de Geología (Geobol).
- García Duarte, R., 2001, Sedimentología y procesos dinámicos en el área de Achocalla, cuenca de La Paz: Informe Interno del Instituto de Investigaciones Geológicas y del medio ambiente UMSA, La Paz.
- Guzmán, M., y Guzmán T.K., 2002, Diagnóstico del comportamiento vecinal que habita zonas afectadas por riesgos geológicos en la ciudad de La Paz, *en* Memorias, 15° Congreso Geológico de Bolivia.
- BRGM, BCEOM, PCA, Honorable Alcaldía Municipal, 1977, Los deslizamientos de Villa Armonía. Proyecto de rehabilitación: análisis del problema, auscultación, cálculos, técnicas, La Paz, Bolivia, v. 21.
- Lavenu, A., 1986, Etude néotectonique de l'Altiplano et de la Cordillere Orientale des Andes boliviennes [PhD Thesis]: Université Paris Sud.

A.6 DESLIZAMIENTO ROTACIONAL EN LA COMUNIDAD PACCHA, ACHUPALLAS, CHIMBORAZO, ECUADOR

Marcelo Oleas¹, Edwin León

Dirección Nacional de Geología, DINAGE, Quito, Ecuador

¹E-mail: moleas@menergia.gov.ec

.....

Localización

La Comunidad Paccha se encuentra al noreste de la parroquia de Achupallas, cantón Alausí, provincia de Chimborazo – Ecuador, a cinco minutos en vehículo de la localidad de Achupallas (Figura A.6.1). El deslizamiento ocurrió en el mes de junio de 2004 y la DINAGE (2004) realizó sobre el mismo un informe técnico del cual se sintetizan algunos de sus aspectos.

Descripción del área

El sitio donde ocurrió el deslizamiento presenta una topografía irregular con pendientes empinadas propias de la cordillera Andina. En la comunidad Paccha-Batinag la altura varía entre 3.100 m.s.n.m en la carretera, hasta 3.577 m.s.n.m en el cerro Tambor Pungo. En la parte alta de la ladera, donde se ubica la comunidad de Paccha y Paccha-Batinag, se encuentra una laguna que es alimentada por corrientes provenientes del Cerro Tambor Pungo. Esta laguna a su vez alimenta un canal de riego que tiene un caudal de 90 a 130 m³/s y cuyas aguas son aprovechadas para el abastecimiento de las poblaciones aledañas.



Figura A.6.1 Localización del sitio del deslizamiento.

Características del movimiento

El deslizamiento fue un movimiento de tipo rotacional que involucró antiguos flujos de detritos volcano-sedimentarios en su mayor parte y en un porcentaje menor rocas metamórficas. El estado del movimiento es activo y tiene una distribución progresiva con un estilo sucesivo. El movimiento se caracterizó por una elevación de aproximadamente 5 metros del pie.

El factor detonante en este caso fue el agua que se infiltró en la parte superior del área inestable. Como evidencia de ello se observaron varios puntos de afloramiento de agua al pie del deslizamiento. Esta infiltración fue ocasionada por la existencia del canal de riego sin impermeabilizar; pero adicionalmente, el agua también pudo provenir de la que se acumula temporalmente durante el invierno en ciertas depresiones que se encuentran en la cima del cerro Tambor Pungo (Figura A.6.2), así como de otras que se almacenan en las diferentes parcelas para la actividad agrícola. De manera que el efecto del agua infiltrada se combinó desfavorablemente con las propiedades físico mecánicas de los materiales volcánicos y la alta pendiente de la ladera que en este caso estaba entre 25° y 30°.

Las dimensiones del movimiento fueron de aproximadamente 400 m de largo por 200 m de ancho y una profundidad de 9 m, lo cual determina que el volumen de material desplazado fue del orden de los 720.000 m³. El deslizamiento formó asimismo un escarpe principal de 9 m de altura (Figura A.6.3).

Este deslizamiento dejó 120 personas damnificadas y aún se encuentra activo, amenazando con destruir 25 viviendas y la vía de acceso a la parroquia de Achupallas.

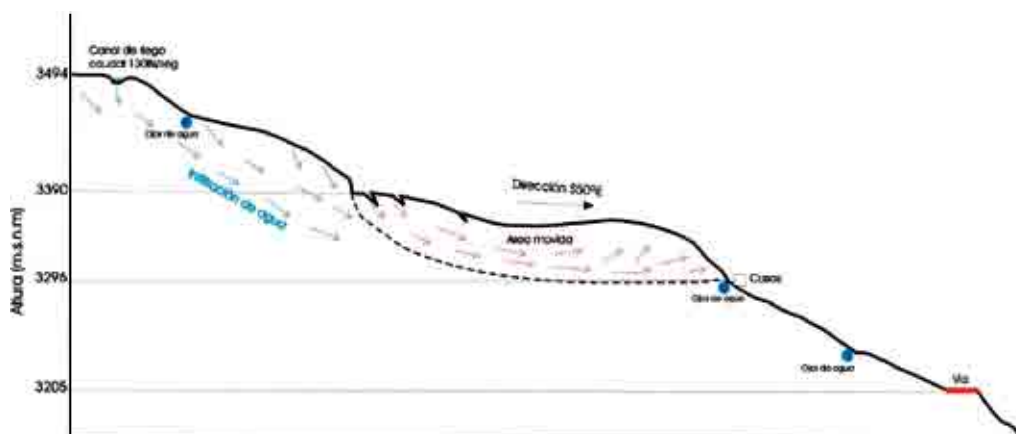


Figura A.6.2 Esquema de la sección transversal del deslizamiento de Paccha-Batinag.

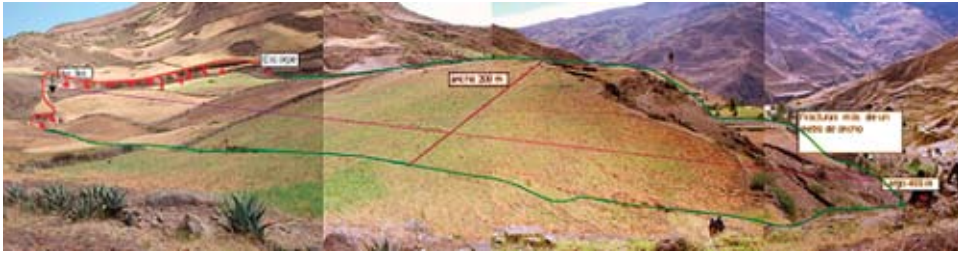


Figura A.6.3 Panorámica del deslizamiento de Paccha.

REFERENCIAS

DINAGE, 2004, Informe técnico del deslizamiento en la Comunidad Paccha:
Informe de la Dirección Nacional de Geología del Ecuador, DINAGE, 3 Págs.

A.7 DESLIZAMIENTO ROTACIONAL DE CUARTO CENTENARIO

Marco Antonio Guzmán P.

Universidad mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia

E-mail: geomyto@hotmail.com

.....

Localización

La Zona de Cuarto Centenario se encuentra al oriente de la ciudad de La Paz, aproximadamente a 600 m al suroccidente de la zona de San Isidro. El deslizamiento que se describe en esta zona forma parte del gran deslizamiento de Villa Armonía, que en las últimas décadas se reactivó parcialmente. La ladera afectada por el movimiento se encuentra en la margen izquierda del río Orkojahuirá, entre los ríos Mitre y Koripujio y abarca un área aproximada de 6,5 Ha.

Características geológicas y geomorfológicas

La geodinámica externa en la ladera este de la ciudad de La Paz es muy compleja e involucra varios fenómenos de movimientos en masa tales como deslizamientos, erosión de suelos y caída de bloques de la Formación Plio-cuaternaria La Paz. A su vez, estos movimientos dan origen a flujos de suelos que suelen arrasar construcciones e infraestructura pública con pérdidas de importantes superficies de terreno y destrucción de viviendas (Dobrovlny, 1962; Ballivián y Bles, 1986).

La zona Cuarto Centenario presenta una morfología de tipo escarpado con una ladera semi-empinada que termina en un talud vertical. La ladera presenta pendientes muy pronunciadas y alturas de varias decenas de metros, lo cual ha contribuido a la reactivación y acrecentamiento de este deslizamiento rotacional en cinco oportunidades.

Los deslizamientos rotacionales se presentan en los suelos de la Formación La Paz que son poco consolidados, frágiles y deleznales (Aparicio, 1997). Así mismo, los procesos erosivos por escurrimiento de agua superficial en los materiales ya deslizados son intensos y generalmente rompen el precario equilibrio alcanzado por la masa de suelo después del último deslizamiento.

La frecuente inestabilidad, la reactivación de antiguos procesos de movimientos en masa y la formación de nuevos planos de deslizamiento se deben a una combinación de factores naturales y antrópicos. Entre los primeros cabe mencionar la morfología y topografía de la zona, la modificación del perfil del talud debido a la erosión lateral del río Orkojahuirá, las condiciones geológicas y calidad de los suelos, la precipitación y el escurrimiento superficial. Los segundos corresponden a la sobrecarga por

construcción de numerosas viviendas en la cabeza del deslizamiento, la saturación de suelos por la inadecuada circulación y fugas de aguas servidas, cortes de talud y movimiento de tierras en la parte media del deslizamiento.

Actividad del deslizamiento

El deslizamiento de Cuarto Centenario ocurrió el 25 de abril de 1997 y es el más grande de los últimos años en la ciudad de la Paz, no solo por el volumen de material que involucro, sino también por su gran poder destructivo. Sin embargo, el movimiento de esta fecha no fue el primero sino que constituyó la quinta reactivación (BRGM-BCEOM, 1977), aunque en esta oportunidad duplicó su extensión anterior. La causa principal fue la erosión lateral del río Orkojahaira, que provocó un desequilibrio de masas en suelos ya deslizados, más aún considerando que las propiedades geomecánicas de estos suelos son extremadamente desfavorables (Díaz Villamil, 1999). Sin embargo, lo ocurrido en abril de 1997 también fue provocado por la acción de los habitantes del sector al construir muchas viviendas en la cabeza del deslizamiento, así como por la excesiva saturación de los suelos debida a la circulación de aguas subterráneas y por aguas servidas que fluían de las tuberías fracturadas por la actividad inicial del deslizamiento.

El movimiento tuvo una duración de aproximadamente 41 horas y comenzó con



Figura A.7.1 Detalle de las grietas radiales al pie del deslizamiento en la zona de acumulación.



Figura A.7.2 Vista general de la margen izquierda (Sur Este) del deslizamiento de Cuarto Centenario. Al fondo se aprecia parte de la edificación del Colegio Pedro Bóveda que fue parcialmente destruido.



Figura A.7.3 Vista general del deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario. Se observa la parte media del deslizamiento, donde las viviendas fueron totalmente destruidas. Se observa también el abrupto incremento de la pendiente hacia el pie del deslizamiento.

un pequeño deslizamiento rotacional en la parte media (Figura A.7.2). La superficie de falla inicialmente poco profunda se propagó hasta alcanzar más de 80 m de profundidad, levantando y volcando los dos cañones de bóveda del río Orkojahuirra construidos al pie del talud (Figura A.7.3).

La actividad de este deslizamiento se inició con el incremento repentino e incontrolable de las grietas de tensión en la parte alta del deslizamiento (corona y cabeza), inclinación de postes de energía eléctrica y árboles y hundimiento de la cabeza que destruyó en su inicio varias viviendas. El primer deslizamiento tuvo lugar entre las 18:00 horas del día viernes 25 de abril de 1997 y las 13:00 horas del día 26 de abril, cuando paralelamente se producía el colapso total del gran deslizamiento que tuvo una duración aproximada de 22 horas.

Este deslizamiento tuvo una extensión de 440 m y una amplitud de 160 m, con una profundidad media de 55 m que movilizó pendiente abajo un volumen aproximado de 3,5 millones de metros cúbicos. El movimiento destruyó más de 52 viviendas que se encontraban sobre la zona de hundimiento, aunque afortunadamente no causaron víctimas gracias a la lentitud del proceso (Guzmán y Guzmán, 2002) que dio margen a la evacuación de todas las personas que las habitaban. Igualmente fueron destruidas dos importantes vías de acceso, una plaza, el embovedado del río Orkojahuirra (Figura A.7.4), la cancha deportiva del colegio “Pedro Póveda” y un gran muro de gaviones



Figura A.7.4 Vista lateral del material deslizado y la destrucción de los dos cañones del embovedado del río Orkojahuirra que se encontraba en construcción. También se observa la acumulación de material característica de un deslizamiento rotacional.

al pie de esta. La malla de estos gaviones alcanzó su máxima resistencia a la tensión hasta romperse y lo propio ocurrió con las estructuras de hormigón y muros de ladrillo que crepitaban y se fracturaban.

La masa desplazada de este deslizamiento tiene una forma alargada debida a la presencia de dos bloques de la Formación La Paz (limos, arcillas y arenas estratificadas) que infrayacen a las gravas fluvio glaciares de la Formación Miraflores (Ballivián et al., 1986). Estos bloques localizados a manera de dos grandes columnas, controlaron la dirección del movimiento y dirigieron el material deslizado.

Finalmente, cabe mencionar que el Gobierno Municipal de La Paz construyó la moderna Avenida René Zabaleta, sobre los dos cañones de la bóveda del río Orkojahuirá (Figura A.75), que fueron reconstruidos y recubiertos con material seleccionado. De este modo se generó una cuña al pie del deslizamiento que estabilizó parcialmente el sector. Además, se construyó un canal que atraviesa casi todo el deslizamiento y capta los flujos superficiales de los manantiales, las aguas pluviales e incluso conduce las aguas servidas de las viviendas aledañas hacia el río Orkojahuirá, que lamentablemente cumple la función de colector de aguas de alcantarilla. Es importante puntualizar que algunos de los habitantes afectados por este fenómeno de movimientos en masa están volviendo a ocupar sus antiguos terrenos, sin considerar el riesgo que esta acción conlleva.



Figura A.75 Detalle de la destrucción de los cañones del embovedado del río Orkojahuirá que fueron levantados y rotados.



Figura A.7.6 Detalle de la zona de acumulación del deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario. Al fondo se observan los dos cañones del embovedado del río Orkojahuirá que estaban siendo construidos.

REFERENCIAS

- Aparicio, E., 1996, Sistema de apoyo a la toma de decisiones para la minimización de catástrofes hidrológicas y geológicas [Tesis de grado]: Universidad Católica de Bolivia.
- Ballivián O., Bles, J., y Servant M., 1986, El Pliocuaternalio de la región de La Paz: La Paz, Orstom.
- BRGM-BCEOM, 1977, Plan de desarrollo Urbano para la ciudad de La Paz: Honorable Alcaldía Municipal de La Paz, La Paz, vol. 5,11,12,15 y 22.
- Díaz Villamil, A., 1999, Rehabilitación del deslizamiento de Cuarto Centenario: Informe interno de Consultoría-Gobierno municipal de la ciudad de La Paz.
- Dobrovolsky, E., 1962, Informe sobre el deslizamiento de Villa Armonía: Geología del Valle de La Paz, Departamento Nacional de Geología (Geobol).
- Guzmán, M., y Guzmán T.K., 2002, Diagnostico del comportamiento vecinal que habita zonas afectadas por riesgos geológicos en la ciudad de La Paz, *en* Memorias, 15° Congreso Geológico de Bolivia.

A.8 DESLIZAMIENTOS MULTI-ROTACIONALES DEL RÍO SAN PEDRO 1960, CHILE

Luis E. Lara (compilador)

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN, Santiago

E-mail: lelara@sernageomin.cl

.....

La descripción del evento que se suministra a continuación proviene principalmente del artículo de Davis y Karzulovic (1963), publicado en un número especial del Boletín de la Sociedad Sismológica de América (Bulletin of the Seismological Society of América) dedicado al sismo de Valdivia de 1960 y sus devastadores efectos.

Localización

El río San Pedro desagua el lago Riñihue, en la X Región de Los Lagos (39,8°S/72,8°W), en el centro-sur de Chile. En el flanco norte del valle de este río, y luego del violento sismo de Valdivia en 1960, ocurrieron deslizamientos multi-rotacionales de gran volumen que obstruyeron parcialmente el sistema de drenaje.

Descripción del área y características del movimiento en masa

Los deslizamientos del río San Pedro (Fig. A.8.1) fueron descritos en detalle por Davis y Karzulovic (1963). De sus características se infiere que ellos fueron multi-rotacionales y comprometieron un volumen de *ca.* $38 \times 10^6 \text{ m}^3$ de una secuencia rítmica de arcillas lacustres pleistocenas, de disposición subhorizontal y hasta 80 m de espesor, que se apoya sobre rocas metamórficas del Paleozoico-Triásico (Duhart et al., 2003).

Noguera y Garcés (1991), a partir de ensayos de laboratorio, confirmaron la ocurrencia de licuefacción en una capa de la secuencia del río San Pedro y le asignan a este proceso una participación decisiva como mecanismo desencadenante del deslizamiento.

Como consecuencia inmediata de los deslizamientos, se produjo un bloqueo del curso del río San Pedro y consecuentemente un ascenso de 26,5 m en el nivel del lago Riñihue acumulado durante los 63 días posteriores. El riesgo inminente para la población ribereña, incluso de la zona costera de Valdivia ubicada aguas abajo, obligó a la adopción de medidas preventivas urgentes entre las que se incluyó la evacuación de algunos sectores y la excavación de canales para el drenaje controlado de la presa formada por el material deslizado.

Observaciones de campo en el valle del río San Pedro confirman la ocurrencia de antiguos depósitos de deslizamiento ya reconocidos por Davis y Karzulovic (1963).



(a)



(b)

Figura A.8.1 (a) Fotografía aérea que muestra un deslizamiento en el río San Pedro que siguió al sismo de 1960. Se observa la obstrucción del cauce fluvial que aguas arriba represó al lago Riñihue (Fotografía ENDESA) (b) Vista actual del sector deslizado y nuevo curso del río San Pedro (Fotografía A. Hauser).

Evidencia estratigráfica de la recurrencia de sismos gigantes en la región sugiere un período de retorno de *ca.* 300 años para ellos (Cisternas et al., 2005) con lo cual los deslizamientos antiguos podrían corresponder al sismo de 1575 registrado en el sur de Chile (Figura A.8.2).

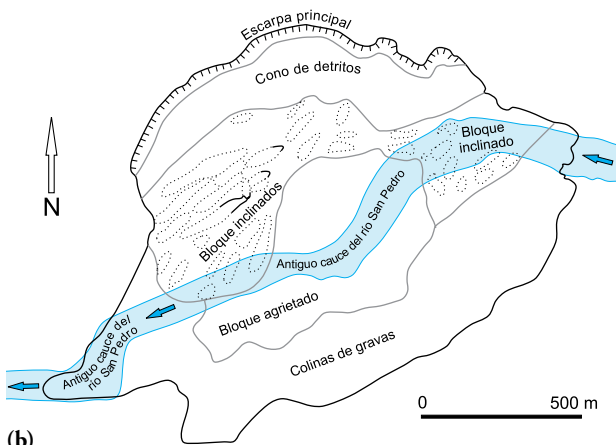
Factores condicionantes y desencadenantes

El 22 de mayo de 1960, un sismo en la zona de subducción de magnitud M_w : 9,5 (Kanamori y Cipar, 1974; Kanamori, 1977; Plafker y Savage, 1970; Cifuentes, 1989) afectó una vasta zona del territorio chileno entre la península de Arauco y el Golfo de Penas. La ruptura de *ca.* 1.000 km produjo alzamiento y subsidencia de los bloques costeros pero afectó también la región cordillerana andina, hasta 200 km al este de la costa. En ese lugar se generaron deslizamientos de roca en el eje de la Falla Liquiñe-Ofqui y otros localizados en laderas inestables de un amplio sector frente a la zona



(a)

Figura A.8.2 (a) Esquema de distribución de los deslizamientos de mayo de 1960 y aquellos antiguos probablemente de 1575 (b) Esquema geomorfológico de un deslizamiento multirotacional (Hauser, 2000; modificado de Davis y Karzulovic, 1963).



(b)

de ruptura (Veyl, 1960; Weischet, 1963). Asimismo, una singular erupción ocurrió en el complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle 38 horas después del sismo (Lara et al., 2004).

REFERENCIAS

- Cifuentes, I.L., 1989, The 1960 Chilean earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, No. 94, p. 665–680.
- Cisternas, M., Atwater, B., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C.P., Malik, J.K., Rizal, Y., y Husnil, M., 2005, Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake: *Nature*, v. 437, No. 03943.
- Davis, S. N., y Karzulović, J., 1963, Landslides at Lago Riñihue, Chile: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 53, No. 6, p. 1403–1414.
- Duhart, P., Antinao, J., Clayton, J., Elgueta, S., Crignola, P., y McDonough, M., 2003, Geología del área Los Lagos-Malalhue, X Región de Los Lagos: Servicio Nacional de Geología, Carta Geológica de Chile No. 81, 1 mapa escala 1:100.000.
- Hauser, A., 2000, Remociones en masa en Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Boletín, No. 59 Versión actualizada, 89 p.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, No. 82, p. 2981–2987.
- Kanamori, H., y Cipar, J.J., 1974, Focal process of the great Chilean earthquake, May 22, 1960: *Physics of Earth Planet Interiors*, No. 9, p. 128–136.
- Lara, L. E., Naranjo, J., y Moreno, H., 2004, Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.5°S) after the 1960 (Mw:9.5) Chilean earthquake: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 138, p. 127–138.
- Noguera, C., y Garcés, E., 1991, Deslizamiento en el río San Pedro, analizado 30 años después, *en Memorias, 9º Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Fundaciones*, Viña del Mar, p. 323–342.
- Plafker, G., y Savage, J.C., 1970, Mechanism of Chilean earthquakes of May 21 y May 22, 1960: *Geological Society of America Bulletin*, No. 81, p. 1001–1030.
- Veyl, C., 1960, Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile: Concepción, Universidad de Concepción, Instituto Central de Química, 42 p.
- Weischet, W., 1963, Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile: *Seismological Society of America Bulletin*, No. 53, p. 1237–1257.

A.9 DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL DE HUAMANCHARPA, CUSCO, PERÚ

Victor Carlotto

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Lima, Perú

E-mail: vcarlotto@ingemmet.gob.pe

.....

Localización

El deslizamiento del Cerro Huamancharpa se halla a 2 km al sur de la ciudad del Cusco, en el distrito de Santiago de la provincia y departamento del Cusco; y a unos 7 kilómetros de la carretera afirmada de Cusco – Paruro (Figura A.9.1). Este movimiento ocurrió el día viernes 22 de enero de 1982 a 6:00 a.m. y obedeció a la reactivación de un deslizamiento existente.

Característica del movimiento

La microcuenca del río Huancaro es geodinámicamente muy activa, particularmente entre los sectores de Huamancharpa y Cachona, en donde se observan varios deslizamientos activos e inactivos. El deslizamiento de enero de 1982 por lo tanto, hace parte de un conjunto de movimientos en masa que afectan el cerro Huamancharpa. En este caso, el deslizamiento se desarrolló en el flanco oriental del Anticlinal de Puquín que tiene una dirección norte-sur y con estratos buzando al oriente, a favor de la pendiente como se indica en la Figura A.9.1 (Carlotto et al., 2003).

El mecanismo del movimiento fue esencialmente traslacional, ya que el material se desplazó ladera abajo siguiendo los planos de estratificación. Sin embargo, posteriormente se han observado deslizamientos rotacionales hacia el pie del movimiento debido a la socavación del río. El deslizamiento es de forma semicircular, tiene una longitud de 650 m y un desnivel de 290 m entre la cabecera y la punta, con un ancho transversal de 310 a 414 m. La pendiente promedio es de 45%, no obstante que para el escarpe principal puede ser mayor al 90% (Figura A.9.2).

El deslizamiento involucró un gran volumen de areniscas y lutitas que se deslizaron rápidamente, causando el represamiento del río Huancaro. El movimiento duró alrededor de 100 horas y el volumen de agua embalsado fue de aproximadamente dos millones de metros cúbicos (Carlotto et al., 2003). Afortunadamente, la excavación rápida de un canal de desagüe permitió un desembalse semicontrolado que previno daños mayores aguas abajo.

Se considera que la parte norte del deslizamiento aún es activa. Es así como en la corona se encuentran agrietamientos en las lutitas, distanciados entre 4 y 13 m del

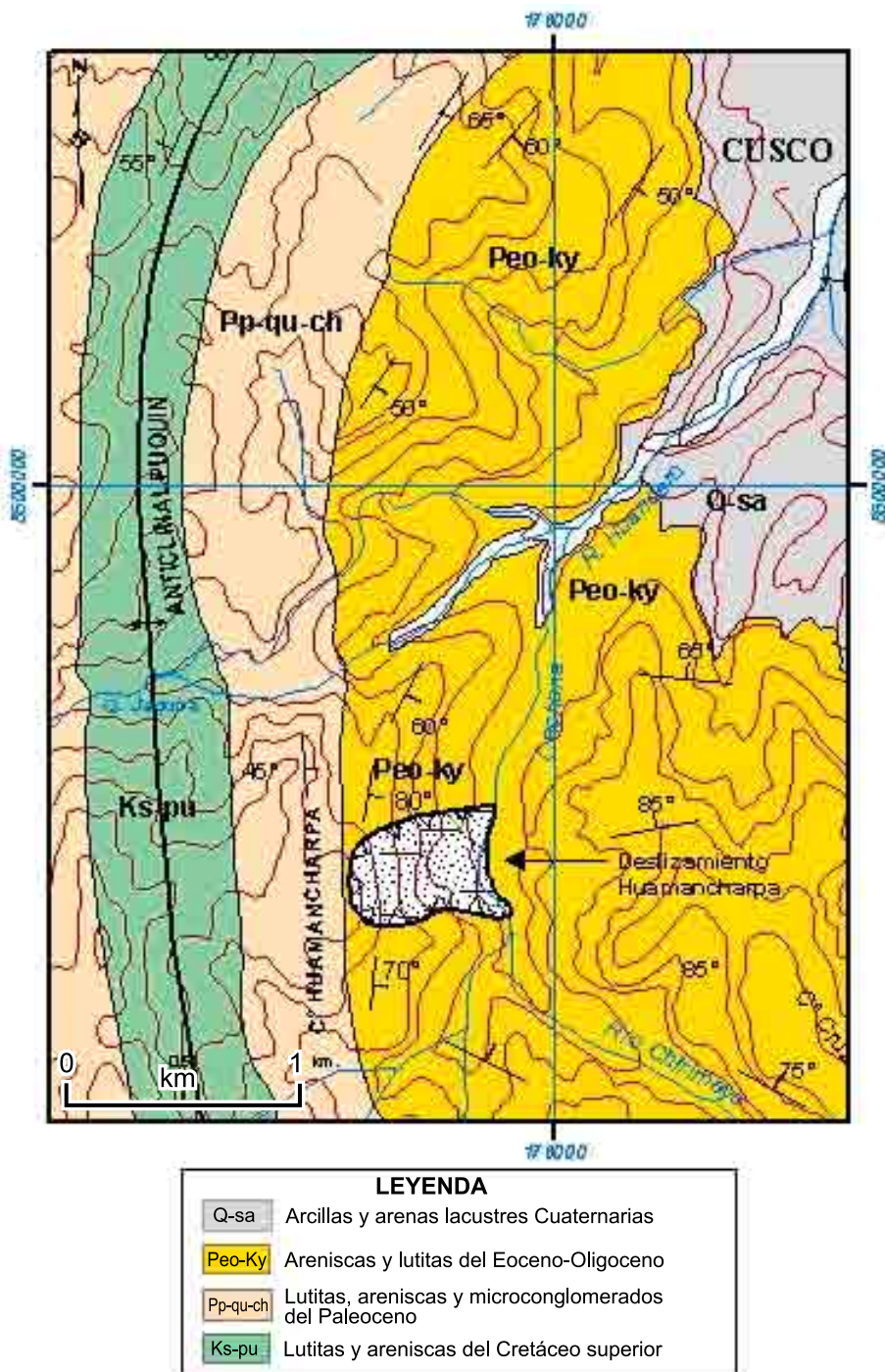


Figura A.9.1 Localización general del deslizamiento de Huamancharpa y geología regional del área.



Figura A.9.2 Vista aérea del deslizamiento de Huamancharpa, situado en la margen izquierda del río Huancaro.



Figura A.9.3 Detalle del movimiento traslacional controlado por la estratificación de la roca arenisca.

escarpe principal y con aberturas entre 10 cm y 0,50 cm. Estos agrietamientos facilitan la infiltración de aguas de lluvia y por lo tanto favorecen la ocurrencia de nuevos deslizamientos a lo largo de los planos de estratificación.

Factores condicionantes y detonantes

El deslizamiento tuvo un claro control estructural, debido a que los estratos de lutitas intercaladas con areniscas buzaban en el mismo sentido de la pendiente, además de que estos materiales se encuentran fracturados y alterados. También contribuyeron a ello las infiltraciones de agua y agrietamientos en la superficie de la ladera, así como la fuerte pendiente de esta que se encuentra entre 40° y 50° (Figura A.9.3).

Como evento detonante se pueden señalar las fuertes precipitaciones, que saturaron los materiales involucrados haciendo que estos se movieran pendiente abajo aprovechando la inclinación favorable de los estratos.

El deslizamiento aún es activo, ya que se han identificado agrietamientos recientes en el costado nor-oriental. Igualmente, la masa deslizada en el año 1982 continúa moviéndose hacia el valle debido a la socavación lateral del río, que causa pequeños deslizamientos que incluso volvieron a represar el río en el año 2003 (Carlotto et al., 2003) (Figura A.9.4).



Figura A.9.4 Cauce del río Huancaro aguas arriba del sitio de deslizamiento de Huamancharpa en donde se notan varios deslizamientos expuestos a la erosión del río.

La cuenca del río Huancaro y particularmente el deslizamiento activo de Huamancharpa es un peligro latente para la ciudad del Cusco. En efecto, en caso de producirse una nueva reactivación con represamiento, se puede dar el caso de un desembalse repentino no controlado que afectaría las construcciones situadas hacia los límites de la ciudad sobre los bordes del río Huancayo. Un desembalse rápido produciría a su vez erosión en ambos márgenes del río, reactivando otros deslizamientos que contribuirían a un flujo de detritos de grandes proporciones lo cual causaría grandes daños aguas abajo, incluyendo las partes céntricas de la ciudad (Carlotto et al., 2003).

REFERENCIAS

Carlotto, V., Fernandez, C., y Casos, G. 2003, Estudio Geológico, geodinámico, análisis de estabilidad de taludes, predicción de riesgos del deslizamiento de Huamancharpa: Informe Centro de Educación y Capacitación Guamán Poma de Ayala, Cusco, 44 p.

A.10 DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL – FLUJO DE DETRITOS DE MAYUNMARCA, PERÚ

Lionel Fídel (Compilador)

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Lima, Perú

E-mail: lfidel@ingemmet.gob.pe

.....

La descripción de este movimiento corresponde a una síntesis de los trabajos realizado para el Comité Suramericano de Movimientos en Masa por Chang y Alva (1988) y Montero (1999).

Localización

El deslizamiento de Mayunmarca se encuentra en la quebrada Ccochaca afluente por la margen derecha del río Mantaro, a 200 km al sureste de Lima. Por vía terrestre se halla en el km 56+000 de la carretera Mejorada – Ayacucho, entre la represa de Tablachaca y Anco. El movimiento ocurrió el 25 de abril de 1974 a la 9:00 p.m. y se extendió desde una altura de 4.000 m.s.n.m hasta los 2.500 m.s.n.m. (Ver Figura A.10.1).

Descripción del área y características del movimiento

En la zona de Mayunmarca afloran rocas con edades que van desde el Paleozoico inferior hasta el Holoceno. En la base y formando el lecho y riberas del río, existen rocas metamórficas constituidas por esquistos foliados y muy fracturados. En la margen

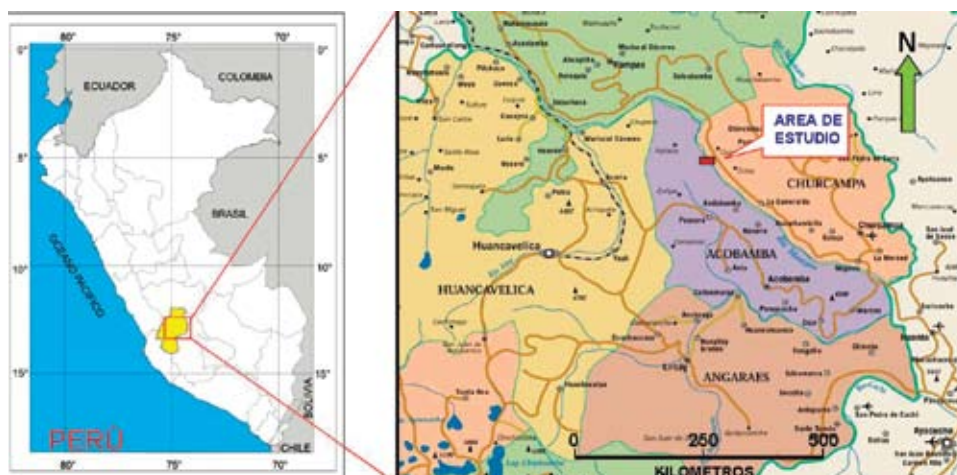


Figura A.10.1 Esquema de localización del deslizamiento de Mayunmarca.

derecha, estas rocas subyacen discordantemente a capas de areniscas rojas, lutitas, conglomerados y lavas andesíticas. El Holoceno consiste de depósitos de ladera con espesores entre 10 a 25 m y depósitos aluviales que yacen como remanentes colgados por encima del cauce (Martines Vargas, 1974) (Figura A.10.2).

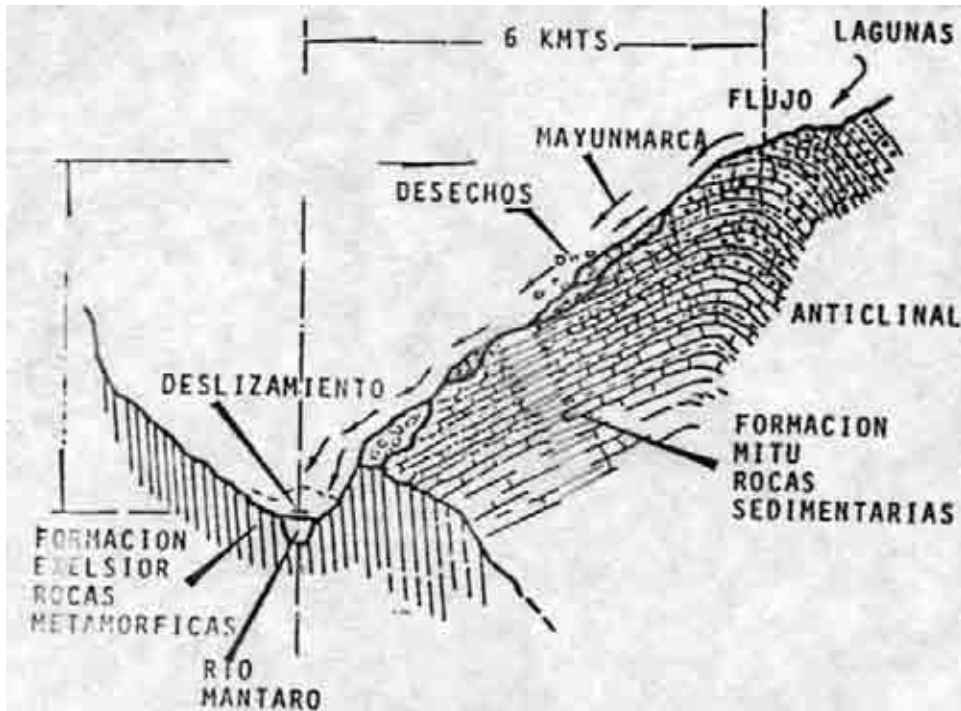


Figura A.10.2 Sección geológica generalizada del deslizamiento (Lee y Duncan, 1975).

El rasgo estructural de mayor importancia en la zona es un anticlinal asimétrico, cuyo eje sigue la dirección NW-SE y en cuyo flanco nororiental estuvo ubicado el pueblo de Mayunmarca. En este flanco las capas buzcan con dirección a la pendiente. Se observan en las partes altas del valle numerosas cicatrices de antiguos deslizamientos, favorecidos por el intenso fracturamiento y tectonismo de las rocas metamórficas y la intensa actividad glaciar. En las alturas corre el río Pumaránra que drena numerosas lagunas que abundan en esta zona (Chang y Alva, 1991).

Factores condicionantes y detonantes

Las causas del deslizamiento fueron varias y entre ellas se pueden enumerar las siguientes:

- (a) Sobresaturación de la cubierta de suelo formada por detritos debido a las infiltraciones de aguas lluvias, así como de aguas provenientes del río Pumarana y de dos lagunas situadas en la parte superior del deslizamiento (Galdos, 1975).
- (b) Intensa erosión retrogresiva que profundizó el cauce de las quebradas que drenaban la ladera (Galdos, 1975).
- (c) Fuertes precipitaciones entre octubre y marzo cuyas aguas se percolaron a través de las grietas preexistentes.
- (d) Estratificación a favor de la pendiente.
- (e) Espesos depósitos de material holocénico con taludes superiores a los 45° (Galdos, 1975).
- (f) Deslizamiento traslacional inicial en la terraza donde se asentaba el pueblo de Mayunmarca, seguido de numerosos deslizamientos rotacionales y un flujo de lodo proveniente del sector medio de la ladera, arriba del pueblo (Galdos, 1975) (Figura A.10.3).

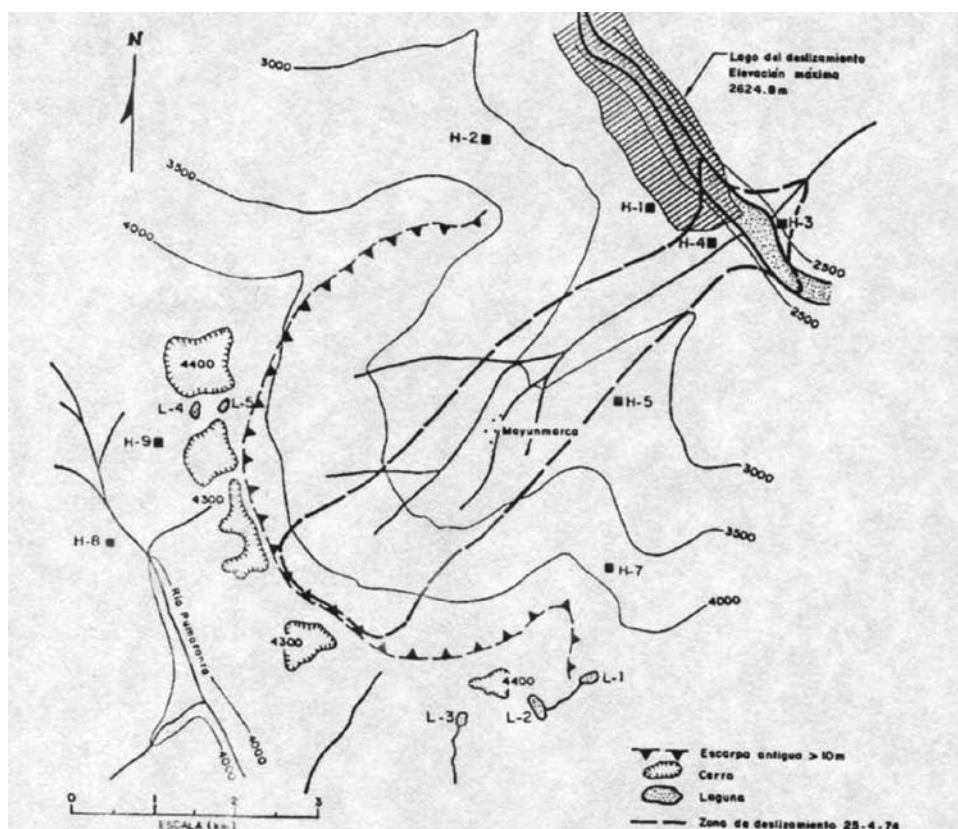


Figura A.10.3 Vista en planta de la quebrada Ccochaca, mostrando el límite de la zona de deslizamiento, el resapamiento y embalse (Lee y Duncan, 1975).



Figura A.10.4 Vista oblicua del lado oeste del deslizamiento de Mayunmarca (Fotografía S.A.N.).



Figura A.10.5 Vista del lado este, margen izquierda del río Mantaro (quebrada Tinte), y el repesamiento originado por el deslizamiento (Fotografía S.A.N.).

La falla inicial ocurrió como un deslizamiento traslacional a lo largo de la estratificación que buza a favor de la pendiente (Chang y Alva, 1991) (Ver Figuras A.10.2, A.10.3 y A.10.4). El deslizamiento tuvo una forma rectangular, con una longitud aproximada de 6 km, un ancho promedio de 1 km, un espesor de aproximadamente 150 m y una pendiente promedio de 30°. La corona, de forma semicircular, se localizó a 4.200 m.s.n.m y al pie de ella quedaron escarpes de hasta 15 m de altura, así como grietas de hasta 2 m de ancho. El movimiento desplazó un volumen de material de 1.600 millones de m³ a una velocidad de 140 km/h. Este material se acumuló en el cauce de río Mantaro a 2.600 m.s.n.m en una extensión de 1,5 km de ancho y 170 m de altura (Chang y Alva, 1991) (ver Figura A.10.5).

El deslizamiento causó la muerte de alrededor de 600 personas, dejó más de 2.500 damnificados y destruyó 3,8 km de la carretera La Mejorada – Ayacucho.

REFERENCIAS

- Chang, L., y Alva, J., 1988, Mapa de distribución de deslizamientos y aluviones en el Perú, *en* Memorias, 7º Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Huaraz, Ancash, p. 1–51.
- Galdos, J., 1975, Estudio orientado a la realización de trabajos geodinámicos, geotécnicos en la cuenca del río Mantaro: INGEMMET.
- Lee, K., y Duncan, J., 1975, Landslide of April 25, 1974 on the Mantaro River, Perú: Washington, DC, National Academy of Sciences.
- Martínez Vargas, A., 1974, Represamiento del Mantaro: El Aluvión de Huaccoto y su origen: Mesa redonda sobre el represamiento del Mantaro: CIP, Lima, Perú.
- Montero, J., 1999, Contribución al conocimiento de la inestabilidad de taludes y laderas en América Latina, *en* Montero-Olarte, J., ed., Sociedad Internacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica, Comité Suramericano de Movimientos en Masa, UNESCO – Sociedad Colombiana de Geotecnia.

A.11 DESLIZAMIENTO DE GUASUNTOS, ALAUSÍ, CHIMBORAZO, ECUADOR

Aracely Lima¹, Salomón Brito

Dirección Nacional de Geología, DINAGE, Quito, Ecuador

¹E-mail: alima@menergia.gov.ec

.....

Localización

La población de Guasuntos está ubicada en el Cantón Alausí, Provincia del Chimborazo, a 11 km al sureste de San Pedro de Alausí y a una altura de 1.260 m.s.n.m. (Figura A.11.1).



Figura A.11.1 Localización del deslizamiento de Guasuntos.

Descripción del área y características del movimiento

El terreno en donde se asienta la población de Guasuntos es relativamente plano pero se encuentra rodeado por laderas empinadas, en una de las cuales ocurrió el movimiento que se describe. Geológicamente, estos terrenos están conformados por depósitos volcánicos de materiales gruesos granulares, dispuestos en forma de terrazas que sobreyacen rocas metamórficas, tales como filitas, pizarras y cuarcitas. En la parte baja de la población y al pie de la ladera que falló se encuentran abanicos aluviales

intercalados con capas de cangagua. Estos abanicos forman una planicie en la margen sur del río Zula en donde se halla la población de La Moya.

El deslizamiento que ocurrió el día 3 de febrero de 2000, involucró un gran bloque que se desplazó siguiendo un mecanismo rotacional cuya superficie de falla presentó una inclinación de 70° en la zona del escarpe principal, hacia el costado sur del terreno. Se estima que el volumen de material desplazado fue de $1'800.000 \text{ m}^3$ (Figuras A.11.2 y A.11.3).

Figura A.11.2 Vista general del deslizamiento de Guasuntos ocurrido en febrero 2000 (Fotografía S. Brito).

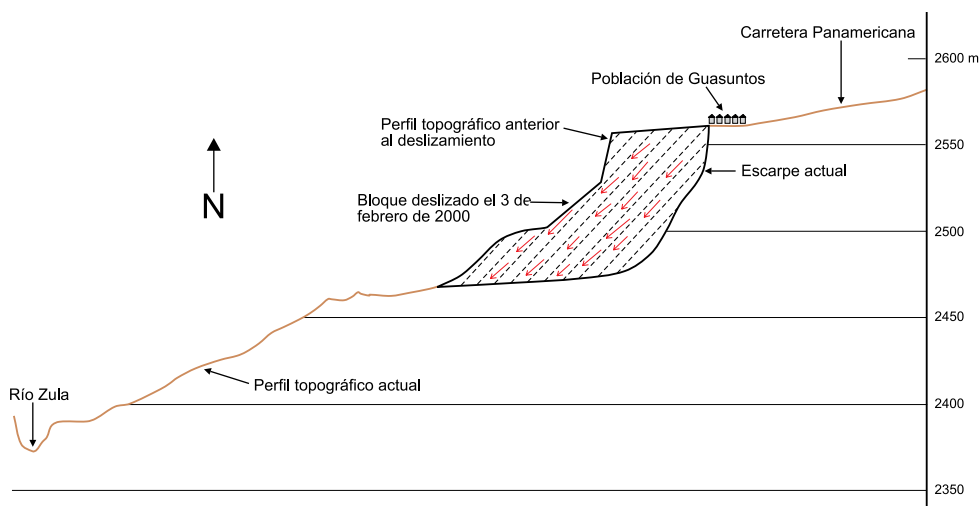


Figura A.11.3 Sección transversal del deslizamiento de Guasuntos.

Debido al tipo de material movilizado de forma violenta, a la gran velocidad de deslizamiento en una corta superficie de ruptura y a la pendiente de la ladera de 40 grados aproximadamente, el material se fragmentó en pequeños bloques de tamaño promedio menor a 1 m, englobados en una matriz areno limosa. Sin embargo, el evento tuvo movimientos premonitorios más lentos, pues de acuerdo con comunicaciones verbales de los pobladores de Guasuntos y funcionarios del Consejo Provincial, en una calle antigua y alrededor del tanque de recolección de las aguas servidas, ubicados en la parte superior del terreno movilizado, aparecieron grietas en los meses anteriores a la fecha del evento; estas grietas se presentaron junto con hundimientos que afectaron la estructura de la calle y produjeron roturas al tanque causando fugas de agua considerables que corrieron libremente por la superficie, lo que pudo contribuir de manera significativa al deslizamiento.

Se estima que los factores que condicionaron la ocurrencia del deslizamiento fueron la alta pendiente del terreno, el tipo de materiales, el proceso de erosión retrogresiva preexistente en la ladera y la infiltración de agua debida tanto a las precipitaciones como al uso humano en un terreno desprotegido de vegetación. Sobre ello, el informe de la DINAGE (2000) y el estudio de Guachamín (2001) indican que una de las causas principales o factor detonante fue la filtración de las aguas servidas y de las del tanque de agua que contribuyeron a saturar el suelo, además de las aguas lluvias y el peso de las construcciones.



Figura A.11.4 Vista del escarpe principal del deslizamiento y viviendas en riesgo sobre la corona.

Este movimiento causó la pérdida de seis vidas humanas, la destrucción de viviendas, daños en un tramo de la vía principal Panamericana sur y en la red eléctrica, así como el represamiento y desviación del río Guasuntos lo cual también afectó la población de La Moya.

Actualmente continúa el riesgo en éstas poblaciones, ya que en la eventualidad de reactivación del pie del deslizamiento uno de los elementos vulnerables es la carretera Panamericana, la cual tiene un tramo que se encuentra apenas a 40 metros del escarpe actual y otro tramo podría ser inundado por el represamiento del río Zula. Así mismo, las zonas alrededor del escarpe principal y corona del deslizamiento presentan un alto riesgo debido al peligro de un movimiento retrogresivo, pues de hecho en estas zonas se encuentran grietas abiertas de aproximadamente 10 cm de ancho. Por otra parte, si bien algunas viviendas fueron desalojadas, otras aún se encuentran habitadas. (Figura A.11.4).

REFERENCIAS

- DINAGE, 2000, Deslizamiento del sector Guasuntos – La Moya, Informe técnico de comisión de servicios, p. 3–13.
- DINAGE, 2004, Recursos Minerales y Áreas inestables del Cantón Alausí, Informe técnico en el marco del Convenio Ministerio de Energía y Minas – Municipio del cantón Alausí. Provincia del Chimborazo, p. 26–29.
- Guachamín, J., 2001, Estudio geológico de la zona inestable de Guasuntos, Provincia del Chimborazo, p. 56–59.

A.12 MOVIMIENTO TRASLACIONAL DEL CERRO PUCALOMA EN LA POBLACIÓN DE CHIMA, LA PAZ, BOLIVIA

Gonzalo Quenta¹, Iris Galarza, Nilo Teran

Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas de Bolivia, SERGEOTECMIN, La Paz, Bolivia

¹E-mail: quenta_gonzalo@yahoo.es

Hugo García, Hugo Aparicio, Miguel Blacutt, Roberto Mobarec, Andrés Cazas, Juan Carlos James

Anteriormente en SERGEOMIN

.....

Localización y descripción general de la zona

El cerro Puca Loma se encuentra en la localidad de Chima de la Provincia Larecaja, Departamento de La Paz – Bolivia. Chima se encuentra a una distancia de 280 km de La Paz siguiendo la vía La Paz, Caranavi, Guanay, Tipuani (Figura A.12.1).

Chima es una zona minera con comunidades que se asentaron en la década de los 60s debido a la presencia de oro en los ríos. En esta zona ocurren periódicamente

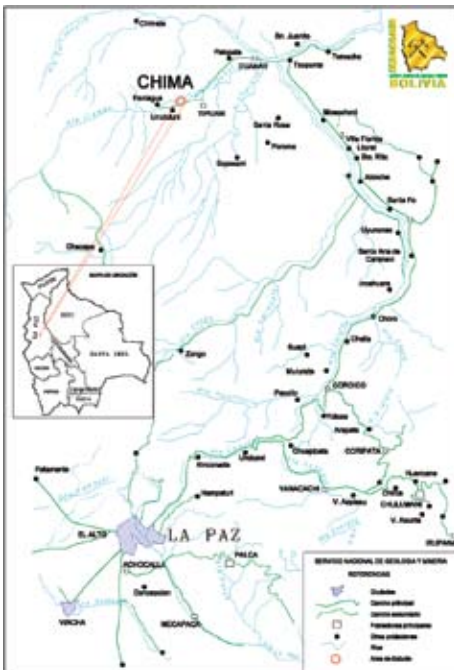


Figura A.12.1 Localización de Chima (Fuente Instituto Geográfico Militar).

deslizamientos debidos al debilitamiento ocasionado por la explotación minera subterránea aunque los archivos de la prensa escrita documentan que los deslizamientos en Chima datan de fechas anteriores a la del origen del pueblo. Además del deslizamiento que se describe en el Cerro Puca Loma ocurrido en el año 2003, tres años antes ya había ocurrido otro deslizamiento asociado también a la actividad minera. Así mismo se tiene el registro fotográfico que muestra la Figura A.12.2 de un deslizamiento que ocurrió el 1 de enero de 1952, el cual dejó un saldo de 50 personas fallecidas.

Características Geológicas y Geomorfológicas

El área de Chima es parte de la Cuenca de Cangallí, ubicada en la Cordillera Oriental. Está caracterizada como una cuenca intramontana alargada, en dirección NW-SE, con aproximadamente 200 km de largo, 30 km de ancho y una altitud variable entre 1.500 y 500 m.s.n.m. (Viscarra, 1986).

El sistema de drenaje regional tiene formas dendríticas en las áreas más abiertas y denudadas y formas en enrejado en zonas controladas por las estructuras en la Cordillera (García, 1990).

La zona de Chima presenta afloramientos de rocas lutíticas de edad ordovícica y suprayaciendo a éstas se encuentran depósitos aluviales de la Formación Cangallí. Otros materiales que se sobreponen a esta formación corresponden a depósitos cuaternarios y recientes, representados principalmente por terrazas, abanicos aluviales, depósitos coluviales y depósitos de flujos detríticos.

El campamento y la población de Chima fueron construidos, en parte, sobre depósitos de una terraza cuaternaria y materiales deslizados antiguamente.

Las pendientes del valle del río Tipuani alcanzan entre 20° y 60° de inclinación y tienen una forma cóncava. Dichas formas en el valle y laderas son producto de una fase de disección intensa del río Tipuani, sobre rocas de la Formación Cangallí y las rocas ordovícicas.

Movimiento en Masa del 31 de marzo del 2003

El movimiento en masa del Cerro Puca Loma sucedió a las 9:30 horas de la mañana del día 31 de marzo del 2003 según testimonio de la población. Sin embargo, de acuerdo con estos mismos testimonios, el fenómeno se habría iniciado hacia las 20:30 horas de la noche del día 30 de marzo, cuando la población sintió un “soplo” o un “suave terremoto”, lo que se consideró como el inicio del movimiento en masa (Figura A.12.3). Ante esta advertencia, una pequeña parte de los pobladores evacuaron la zona amenazada, pero lamentablemente otros que permanecieron en el sitio considerando que esta actividad era normal, fueron enterrados por el deslizamiento. Un total de 69 personas perecieron por este evento.

El movimiento presentó varios momentos de actividad. Así, a consecuencia de la

deformación progresiva del material se presentaron inicialmente algunos movimientos premonitorios caracterizados por una caída de detritos. Posteriormente comenzó el movimiento principal probablemente como un deslizamiento traslacional, con un



Figura A.12.2 Deslizamiento ocurrido en 1952 (Fotografía tomada en 1994, cortesía Gobierno Municipal de Tipuani).



(a)



(b)

Figura A.12.3 Chima (a) antes y (b) después del deslizamiento ocurrido el 31 de marzo de 2003.

frente de aproximadamente 800 m de altura a lo largo de la roca ordovícica que tiene un buzamiento aproximado de S 45°E. Una vez movilizado el material, hubo la desintegración de la masa en bloques irregulares que luego se convirtieron en una avalancha de detritos que corrió ladera abajo, borrando los rastros de la estratificación original. El material impactó contra un promontorio formado por rocas del ordovícico que actuó como barrera, aproximadamente a 300 m abajo de la corona del deslizamiento la que se localizó a 570 m.s.n.m. Este efecto de barrera habría sido también coadyuvado por la convergencia de las laderas que actuaron como cuello de botella para desviar el movimiento. A partir de esta barrera un 30% de la masa total continuo su descenso y cuando llego a aproximadamente 450 m de la corona se transformo en una avalancha detrítica evidenciada por la pérdida de rastros de la estratificación original.

Fue precisamente la avalancha de detritos la que al llegar a la base del plano aluvial destruyó la mayoría de las viviendas. Igualmente, el impacto del material removió la laguna de Lama, que data del año 1994, ubicada en la base del plano aluvial, la que causó la licuefacción abrupta de la avalancha, induciendo un flujo de detritos que fluyó en dirección sur, al menos por 100 m antes de detenerse (Figuras A.12.4 y A.12.5).

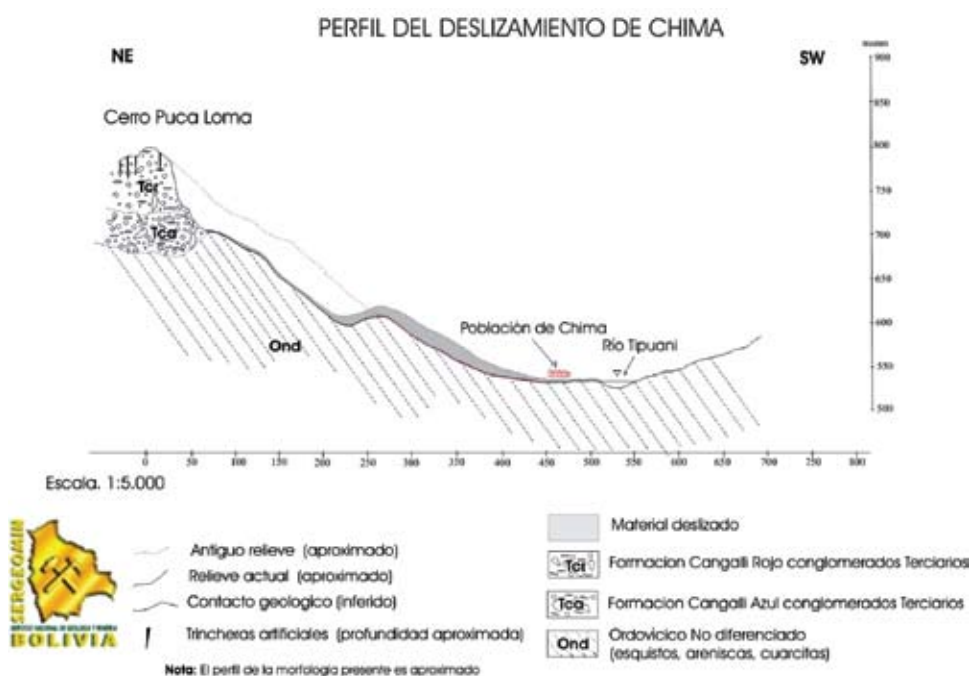


Figura A.12.4 Corte transversal de la zona de Chima.

El material removido durante el movimiento cubrió aproximadamente el 30% de la zona urbanizada. El área de depositación ha sido estimada en 81.000 m² y el espesor promedio de 5 m. Por lo tanto, el volumen total de material fue de aproximadamente 400.000 m³. La masa removida se desplazó sobre una trayectoria de aproximadamente 600 m. La mayor cantidad de material deslizado se detuvo a unos 350 m de distancia de la corona del deslizamiento.

En resumen, el evento del 31 de marzo del 2003 resultó en diferentes tipos de movimientos, cuyo desplazamiento fue controlado por la pendiente topográfica, la geología superficial y la hidrología del plano aluvial.

Los efectos del movimiento fueron los siguientes:

- 69 personas muertas
- Cerca de 600 personas afectadas
- 300 casas destruidas
- 40 mil toneladas de piedras y lodo movilizadas
- Un tercio de la población afectada
- El alud atravesó la población y llegó hasta un brazo del río Tipuani

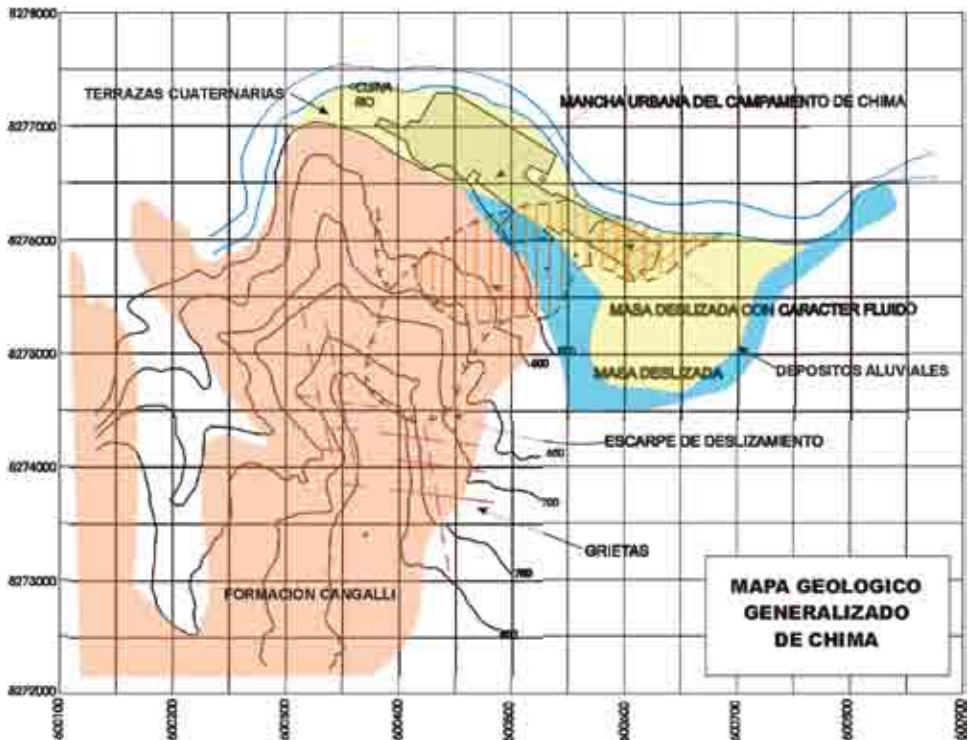


Figura A.12.5 Mapa geológico de Chima (SERGEOTECMIN, 2004).

Factores condicionantes y detonantes

El evento fue causado por la conjunción de varios factores tanto condicionantes como detonantes. Entre los primeros se pueden mencionar la pendiente topográfica, la geología y la geomorfología. Los detonantes fueron las intensas precipitaciones de los días previos al movimiento, en combinación con la acción antrópica por las labores mineras y el sismo de baja intensidad detectado por los pobladores.

Para efectos de la explotación minera, el Cerro Puca Loma está entrecruzado por muchas galerías, las cuales han sido excavadas con el uso de explosivos. El uso de explosivos seguramente fragmentó el macizo rocoso produciendo infinidad de discontinuidades, que al llenarse de agua favorecieron el aumento de peso y un aumento de la presión intersticial.

Los trabajos mineros más importantes de superficie fueron realizados en la confluencia de los ríos Tipuani – Mapiri y Tipuani – Challana; asimismo, en las terrazas cuaternarias de Tipuani, Guanay y Teoponte. Estas actividades se extendieron desde los años 1930 hasta la actualidad.

La caída de precios del oro obligó a los mineros cooperativizados de Chima a bajar los costos de explotación, dejando de lado las actividades subterráneas y por lo tanto abocándose a explotar a cielo abierto. A raíz de esta actividad prolongada y descontrolada de explotación, las acumulaciones anormales de aguas meteóricas originaron que la base del talud del Cerro Puca Loma busque un nuevo equilibrio natural de estabilidad.

Comentarios

Ante este episodio las instituciones reaccionaron rápidamente generando un mapa de amenazas (SERGEOTECMIN, 2004). Éste fue elaborado para delimitar aproximadamente, las zonas que pudieran sufrir impacto de nuevos movimientos en masa.

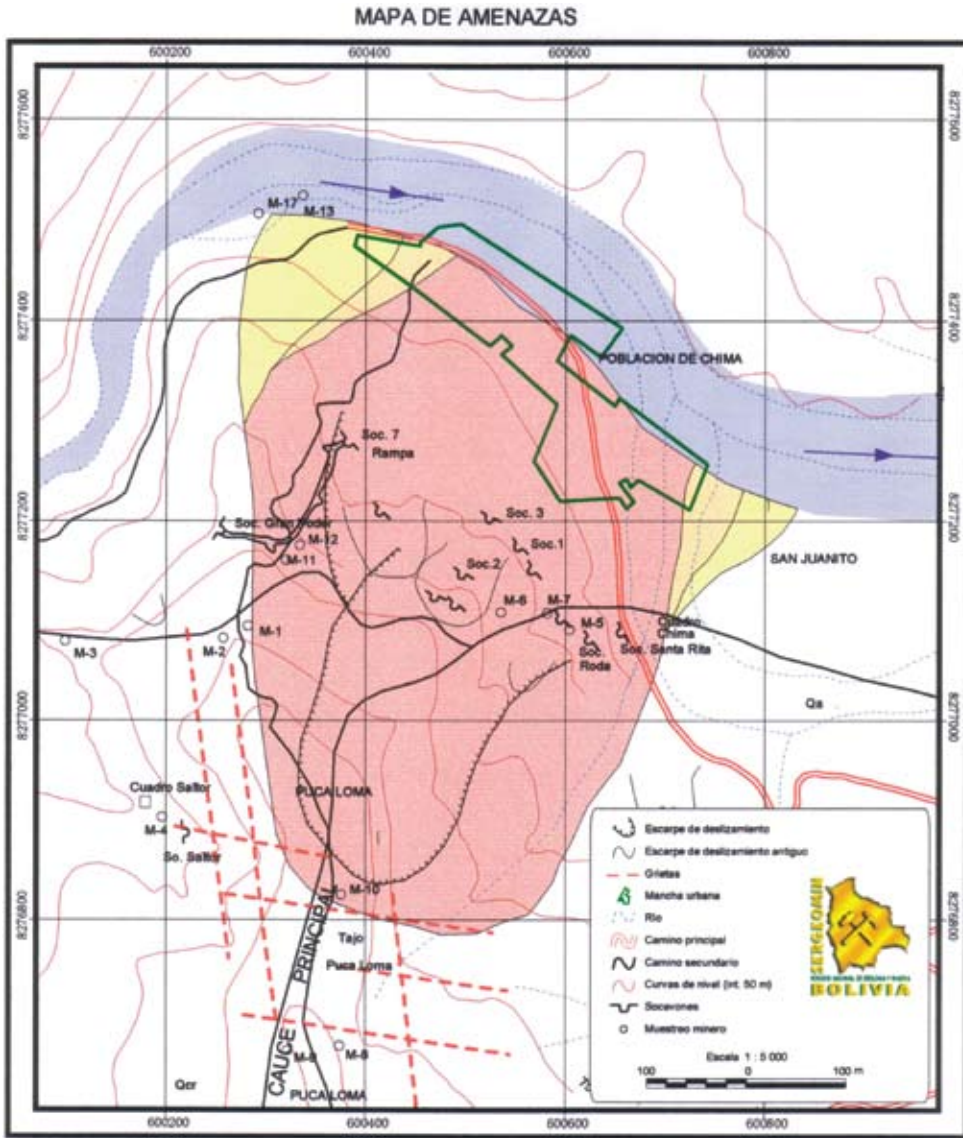
Las amenazas incluidas en el mapa correspondiente, son movimientos que se originarían a lo largo del escarpe mayor. Los tipos de movimientos en masa probables son: caídas de rocas, avalancha de rocas, avalanchas de detritos y flujos de detritos.

El mapa de amenazas también incluye posibles zonas de inundación de gran magnitud, que podrían ser causadas por precipitaciones o de rotura de presas naturales, las cuales podrían darse aguas arriba de Chima. Así mismo, el mapa incluye cuatro zonas de amenaza (Figura A.12.6), así:

La zona roja es considerada de alta amenaza, donde puede ocurrir la destrucción completa de viviendas e infraestructura con alta probabilidad de víctimas fatales.

La zona anaranjada de moderada amenaza, donde puede ocurrir la destrucción de viviendas e infraestructura y hay una alta probabilidad de víctimas fatales.

En la zona amarilla de baja amenaza también producirse daños en viviendas, infraestructura y personales.



Zona	Descripción	Consecuencias
Zona Roja	Zona de alto peligro	Completa destrucción de casas e infraestructura, alta probabilidad de fatiga. Mitigación estructural es casi imposible
Zona Naranja	Zona de moderado peligro	Destrucción de casas e infraestructura es posible. Alta probabilidad de fatiga. Mitigación estructural realista
Zona Amarilla	Zona de bajo peligro	Daño a casas, infraestructura, y a personas es probable. Mitigación estructural es posible
	Zona de alto peligro de inundaciones	Inundación e caídas de rocas de procesos naturales, aguas serías de Chima. Las inundaciones pueden ser extremadamente rápidas. Mitigación estructural muy costosa

- Notas:**
1. Este mapa de amenazas es preliminar y está hecho a base de una topografía preliminar
 2. Zonas de peligro y zona de inundación son aproximadas y no sirven para planificación detallada
 3. Otras remociones en masa en el futuro pueden cambiar los límites de zonas peligrosas
 4. Este mapa de amenazas no incluye otro tipo de amenazas
 5. Este mapa de amenazas será modificado en a la nueva información topográfica obtenida en terreno
 6. Los límites de Chima y del Rio Tupiza son aproximados

Proyección: UTM Esferoide: WGS 84 Zona 19

Figura A.12.6 Mapa de Amenazas de Chima (SERGEOTECMIN, 2004).

La zona de inundación también tiene alto grado de peligrosidad, debido a que pueden producirse inundaciones extremadamente rápidas.

Este mapa de amenazas muestra que la mayoría de la población de Chima está localizada en un área de amenaza relativa alta.

REFERENCIAS

- García, H., 1990, Estudio sedimentológico de la Formación Cangallí [Tesis de Grado]: La Paz, Bolivia, Universidad mayor de San Andrés.
- SERGEOTECMIN, 2004, Análisis, Evaluación y Simulación del Deslizamiento de Chima, Provincia Larecaja del Departamento de La Paz, p. 1–9.
- Viscarra, J., 1986, Geodinámica de la Formación Cangallí y distribución del oro [Tesis de Grado]: La Paz, Bolivia, Universidad mayor de San Andrés.

A.13 DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL Y REPRESAMIENTO EN EL VALLE DE ALLPACOMA, CIUDAD DE LA PAZ, BOLIVIA

Gonzalo Quenta¹, Iris Galarza, Nilo Teran

Servicio Nacional de Geología y Técnico de Minas de Bolivia, SERGEOTECMIN, La Paz, Bolivia

¹E-mail: quenta_gonzalo@yahoo.es

Reginald L. Hermmans

Servicio Geológico de Canadá, Vancouver, Canadá

Andrés Cazas, Hugo García

Anteriormente SERGEOMIN

.....

Localización

El valle del río Allpacoma se localiza al suroeste de la ciudad de La Paz, Bolivia, entre los límites de los municipios de La Paz, Achocalla y Mecapaca, adyacente al valle de Llojeta (Figura A.13.1).

Descripción del movimiento

El día 18 de julio del 2004 a las 23:00 horas aproximadamente, ocurrió un deslizamiento traslacional a lo largo de las márgenes del río Allpacoma. Éste provocó dos

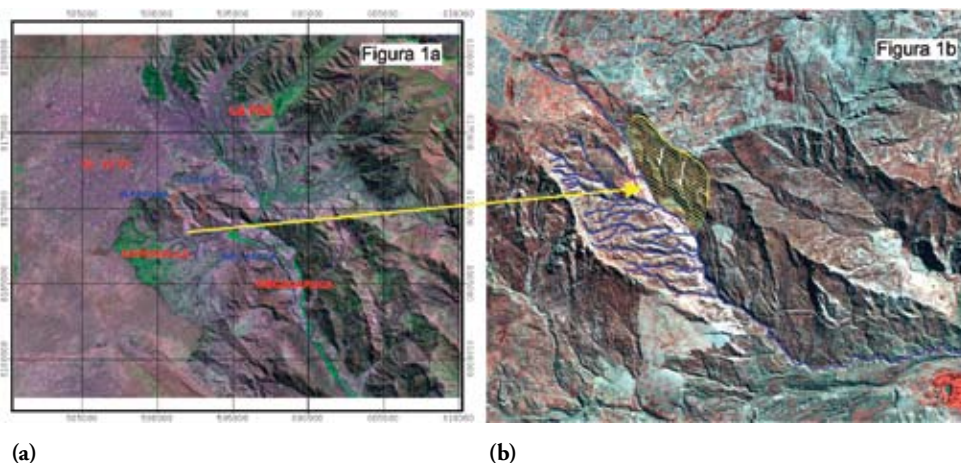


Figura A.13.1 Localización del deslizamiento de Allpacoma en imagen LANDSAT – TM, 2000 B. Imagen Quickbird del 3 de junio 2001.

represamientos sobre el río Allpacoma y fue seguido por caídas de bloques en la ladera norte (Figuras A.13.1a y 1b).

La corona del deslizamiento tuvo una longitud de aproximadamente 1,6 km y la profundidad de la superficie de falla un máximo de 110 m (Figura A.13.2a y 2b). La longitud del desplazamiento fue de 600 m y el volumen total aproximado de la masa deslizada de $70 \times 10^6 \text{ m}^3$. El deslizamiento se movió en dirección norte-sur y se convirtió en un flujo de detritos seco en la zona distal (Hermanns, 2004a). Por su velocidad, este movimiento ha sido clasificado como del tipo muy rápido según la clasificación de Cruden y Varnes (1996). Esta velocidad fue estimada tomando en cuenta la distancia de viaje y los testimonios de los habitantes que escucharon los sonidos del movimiento durante 3 horas esa noche. De acuerdo con las observaciones de campo no hubo remontamiento (runup) sobre la ladera opuesta a la zona de arranque, lo cual prueba que el movimiento no fue violento. La deformación que sufrió el material deslizado varió mucho desde la zona proximal a la distal del movimiento. En la primera se encuentran grandes bloques (100 m^3) movilizados con poca deformación interna, como lo demuestra una casa ubicada en uno de ellos, que aún después de desplazarse 25 m se conservó intacta. En cambio en la zona distal la deformación fue muy importante, siendo la roca intensamente fragmentada, principalmente en el centro del movimiento.



(a)



(b)

Figuras A.13.2 (a) Corona del deslizamiento Allpacoma (dirección del movimiento) y (b) desnivel.

Factores condicionantes y detonantes

El valle de Allpacoma ha sido profundizado intensamente por erosión. Como consecuencia sus laderas son muy empinadas y en la zona de arranque del movimiento la pendiente de las mismas varía entre 30° y 80° . La litología del sector afectado está constituida por la intercalación de arcillas y arenas gris blanquecinas, de baja cementación, depositada en una cuenca lacustre durante el Terciario superior. Estos

materiales se han asignado formalmente a la Formación La Paz (Dobrovlny, 1962). Además esta ladera esta debilitada por la falla normal de Allpacoma, que corre paralela a la misma y la corta justamente a la altura de la cabeza del deslizamiento. Aunque esta falla es activa, en la misma no se registró actividad sísmica ni el día del movimiento, ni en los días o semanas anteriores. Este conjunto de características morfológicas, litológicas y tectónicas condicionaron el deslizamiento de Allpacoma, que es el más grande de una serie de movimientos en masa ubicados en esa ladera y sobre la traza de la falla.

Efectos secundarios

Los flujos distales del movimiento represaron en dos sectores al río Allpacoma y en consecuencia generaron dos cuerpos de agua. El represamiento superior tuvo una longitud máxima de 160 m, un ancho máximo de 70 m, una profundidad máxima de 10 m y un volumen de agua mínimo del orden de los 25.600 m³. Por su parte, el inferior tuvo una longitud máxima de 350 m, un ancho máximo de 50 m, 20 m de profundidad y un volumen de agua mínimo estimado en 52.500 m³. El dique natural de esta última represa se formó cuando el flujo de detritos que invadió el valle se apoyó sobre un depósito en masa relicto en la ladera opuesta. El dique tuvo una longitud de 5 m

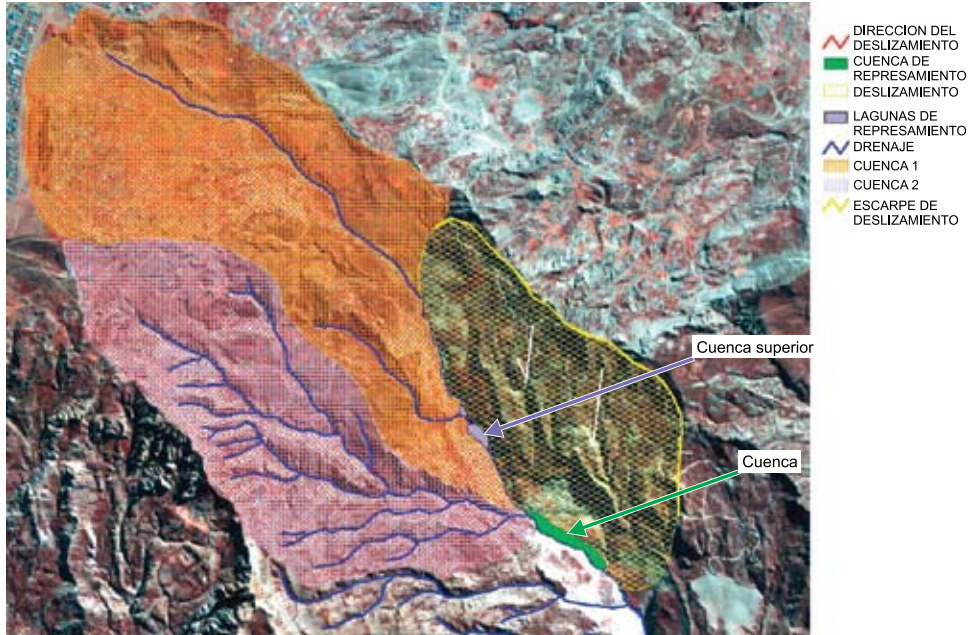


Figura A.13.3 Imagen Quickbird del 3 de junio 2001 que muestra la zona afectada por el movimiento en masa, el tamaño de las represas y las zonas de drenajes río arriba de los diques.

en su borde y un ancho de 1 m, con una pendiente de 25% aguas abajo y algo mayor aguas arriba. Por ello, al compararlo con parámetros morfológicos de represamientos debidos a movimientos en masa en otros lugares del mundo (Ermini y Casagli, 2003), se consideró que este era inestable, particularmente al considerar el área de la superficie de la cuenca de drenaje ($2'173.610 \text{ m}^2$) río arriba del dique (Figura A.13.3).

El movimiento ocurrió en julio y debido a que en octubre comienza en la zona la época de lluvias, se previó la posible colmatación rápida del embalse. Dicha situación produciría el rebalse y consecuente arrastre de sedimentos no consolidados del deslizamiento, lo que conduciría al colapso de los diques naturales formados. Esto podría ocasionar un flujo de lodo y detritos con una altura estimada de 5 m, si colapsara uno de los diques; pero que podría alcanzar los 19 m si colapsaran sucesivamente uno a continuación del otro, generando de este modo un evento de consecuencias catastróficas para las poblaciones ubicadas aguas abajo.

En agosto la cuenca de la presa superior aumentaba su nivel promedio a razón de diez centímetros por día, con picos que superaban este valor, en respuesta directa a las precipitaciones. Por su parte, la cuenca del embalse inferior se hallaba seca, debido a que el único río de caudal permanente era el Allpacoma que se encontraba represado aguas arriba y a que los tributarios de este río son de régimen efímero y en ese momento no aportaban aguas. Las precipitaciones fueron escasas y de poca intensidad al comienzo de la época húmeda, de modo que el llenado del represamiento fue muy lento. Sin embargo, el embalse se colmató a principios de noviembre y comenzó entonces a colapsar por rebalse y su consecuente acción erosiva, lo que originó un abanico aluvial en la cuenca del embalse inferior, conformado por bloques de hasta medio metro de diámetro. No obstante, el caudal aportado por este rebalse, sumado al de los cursos efímeros que contribuían con exiguos caudales, no alcanzó a llenar la cuenca formada por el represamiento inferior (Hermanns, 2004b).

A comienzos de noviembre, el dique de la cuenca inferior no fue revisado por su difícil acceso. Pero entre el 23 de noviembre y el 13 de diciembre de 2004, se pudo observar filtración de agua debida al lavado de materiales finos en los depósitos que conformaban la presa. Este fenómeno de tubificación generó un equilibrio dinámico entre la entrada y la salida de agua a la cuenca, pues estabilizaba el nivel de la laguna cuando éste se hallaba 2 m por debajo del tope del dique natural (Hermanns, 2005). Se evitó de este modo la acumulación de 10.500 m^3 con los que se hubiera colmatado la presa inferior. Un mes más tarde, en enero de 2005, el lavado de la presa natural había generado un túnel de 2,5 m de diámetro. Esta evolución permitió el desagüe lento y progresivo de la cuenca inferior, evitando así la generación de un aluvión que seguramente se hubiera producido, si el colapso del dique natural hubiese sido brusco. Tal situación salvó a las poblaciones ubicadas aguas debajo del sitio de represamiento.



Figura A.13.4 Abanico aluvial producido por el colapso parcial del dique superior y depositado en represa inferior.



Figura A.13.5 La formación del túnel previno el colapso del represamiento que probablemente hubiera ocurrido al colmatarse la laguna.

REFERENCIAS

- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Turner, K., y Schuster, R.L., ed., *Landslides investigation and mitigation: Washington D. C.*, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247, p. 36–75.
- Dobrovoly, E., 1962, *Geología del Valle de La Paz*: Departamento Nacional de Geología, Ministerio de Minas y Petróleo, Boletín 3. p. 1–156.
- Ermini, L., and Casagli, N., 2003, Prediction of the behavior of landslide dams using a geomorphological dimensionless index: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 28, p. 31–47.
- Hermanns, R. L., 2004a, Allpacoma landslide dam, MAP: GAC newsletter, v. 4, No. 9, p3. <http://www.pma-map.com/es/gac/newsletters.html>.
- Hermanns, R. L., 2004b, The July 18th, 2004, Landslide Processes: Large landslide in Allpacoma Valley causes multiples impoundments (Bolivia), MAP: GAC newsletter, v. 4, no. 6, p 3. <<http://www.pma-map.com/es/gac/newsletters.html>>.
- Hermanns, R.L., 2005, All Clear for Allpacoma Landslide, MAP: GAC newsletter, v. 5 no. 1, p 1. <<http://www.pma-map.com/es/gac/newsletters.html>>.

A.14 DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL (PANDEO), QUEBRADA DE LA TROYA, LA RIOJA, ARGENTINA

Maria Alejandra González¹ y Luis Fauqué

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

¹E-mail: marigo@minproduccion.gov.ar

.....

Localización

Estos movimientos se localizan en el tramo de la ruta provincial N° 26 que une los pueblos de Vinchina y Jagué, atravesando la Sierra de Los Colorados, por la quebrada de La Troya.

Esta sierra se ubica en el sector occidental de las Sierras Pampeanas, al oeste de la Sierra de Famatina, en la provincia de La Rioja. Sus coordenadas geográficas son aproximadamente 28°44'S y 68°16'W.

El pueblo de Vinchina dista aproximadamente 340 km de la ciudad de La Rioja. Jagué está a 34,32 km del anterior y los dos pertenecen al departamento General Sarmiento.

Descripción y Tipo de movimiento

La Sierra de Los Colorados es un bloque tectónico ascendido y alabeado durante la tectónica Andina. El flanco oriental de la sierra coincide con una escarpa de falla y tiene un relieve relativo mayor que el occidental que pasa transicionalmente a un bolsón. Presenta estructuras casi meridionales con alturas de 2.000 m.s.n.m. La quebrada de La Troya atraviesa transversalmente la sierra coincidiendo con una zona de falla. A pesar de esto el curso del río no corta a la estructura en forma recta, sino que es un curso meandroso cuyas curvas se adaptan alternativamente a los rumbos de los estratos que cambian en el sector de inflexión.

La ruta acompaña al curso del río por lo que presenta taludes muy diferentes según sea la orientación. Los movimientos observados a lo largo de la ruta se estudiaron en relación a tres grupos de orientaciones (grupo 1: NW-WNW-W; grupo 2: SE-ESE-S; grupo 3: NE-NNE-SW-SSW). El movimiento que se presenta pertenece al tramo 50 del grupo 1.

El talud que presenta estos movimientos coincide con la inclinación de las capas que es de 40° al NW. La secuencia sedimentaria está representada por una alternancia rítmica de areniscas y lutitas. Además de las discontinuidades representadas por los planos de estratificación, el paquete sedimentario está multipartido por diaclasas. En este sector, las más importantes debido a que facilitan los movimientos de ladera, son

las diaclasas verticales arrumbadas al noroeste y las de dirección meridional con inclinación al este. Ambas con espaciamentos métricos. Sumadas a estas discontinuidades sinsedimentarias las primeras, y de origen tectónico las segundas, hay un tercer grupo representado por fallas transgresivas y de estratificación. Estas últimas están directamente relacionadas con movimientos de reptaje que afectan a éstas laderas. Los mismos son imperceptibles, pero sus efectos pueden ser observados en distintos estadios de avance (Figura A.14.1) y en un rango de escalas que va desde bancos de areniscas de 0,10 m de espesor (pandeos) a paquetes de estratos de 5 ó 6 m de potencia. El rango de escalas mencionado se verifica por lo siguiente: el talud al que nos estamos refiriendo tiene una altura variable que va desde 50 m a 10 m. En el sector de menores alturas los movimientos son deslizamientos planares puros donde los estratos arenosos de 0,50 m a 0,80 m de espesor patinan sobre los bancos lutíticos o de areniscas lajosas, los bloques deslizados tienen hasta 2 m² de superficie, pues se hallan separados por el diaclasamiento y terminan apilándose al pie del talud. En los sectores intermedios se observan pandeos de estratos. En los sectores más altos del mismo talud, la gran longitud de las losas inclinadas y el delgado espesor de los bancos arenosos, generan como producto del esfuerzo ejercido por el peso de las losas, la cesión por ruptura de los paquetes arenosos generándose así las fallas transgresivas.

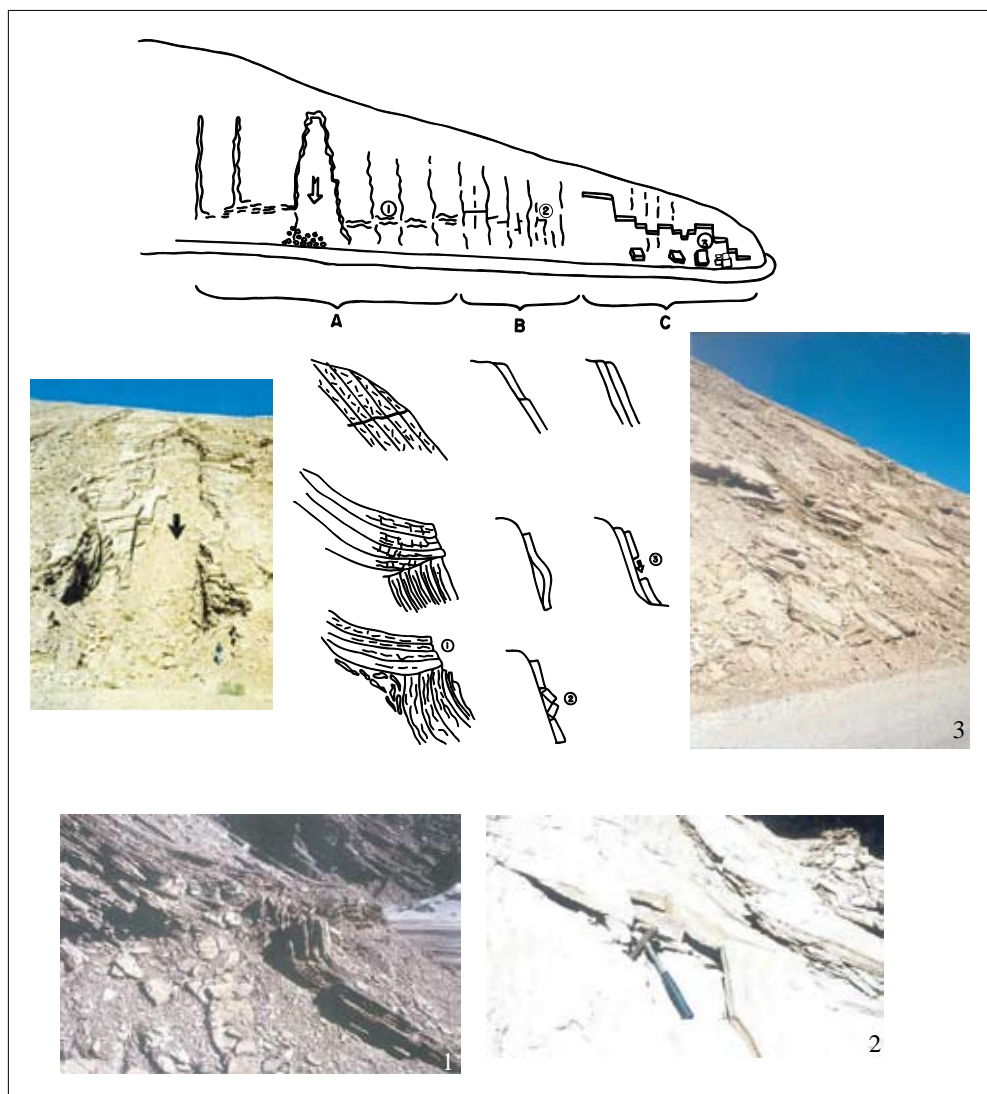
Estas se extienden entre las fallas de estratificación de las cuales parten y la superficie de la ladera, cortando oblicuamente a los estratos. Algunas no afloran en superficie, probablemente porque no se ha completado su desarrollo.

Estas estructuras inclinan en sentido contrario a la pendiente, con ángulos muy bajos que van desde 5° a 15°. Los ángulos tan bajos, próximos a la horizontal, de estas discontinuidades, facilitan el movimiento de los paquetes sedimentarios ubicados por encima de ellas.

Las fallas transgresivas no se hallan solas, sino que se presentan asociadas, cortando la pendiente a distintas alturas (se han observado hasta 3 fallas transgresivas sucesivas). Las ubicadas en el sector más bajo de la ladera, son las más peligrosas, porque involucran los mayores espesores (6 m) del paquete sedimentario por ellas afectado, mientras que las ubicadas por encima de estas, afectan espesores de sedimentitas cada vez menores (3 m). Las más bajas son las que soportan los mayores pesos de roca; a lo largo de ellas la secuencia ha tenido desplazamientos lentos cercanos al metro. En alguna de las superiores se han observado espesores de brecha de 0,05 m y rechazos inferiores a la decena de centímetros. Hay algunas fallas transgresivas que están refractadas a través de las diaclasas que inclinan al este.

Las fallas de estratificación coinciden siempre con los bancos pelíticos o de areniscas lajosas finamente laminadas.

A favor de estos dos tipos de estructuras (fallas transgresivas y de estratificación) las capas de areniscas y lutitas se están moviendo lentamente pendiente abajo y se van



Dibujo tomado de González y Fauqué (1996). Evolución de distintos tipos de rotura según la altura de la pendiente.

A: Rotura por falla transgresiva. Estructura generada por reptaje, que promueve a deslizamientos planares. 1 Arqueamiento de los estratos por fallas tangenciales.

B: Rotura por pandeo, generada por reptaje.

C: Deslizamientos planares.

Figura A.14.1 Evolución de distintos tipos de rotura según la altura de la pendiente (Gonzalez y Fauqué, 1996).

deformando en la medida que se mueven. De este modo las areniscas ubicadas por encima de las fallas transgresivas son arqueadas hacia arriba hasta disponerse horizontales, mientras que las capas ubicadas por debajo de la falla transgresiva son arqueadas por arrastre disponiéndose verticalmente. Esta inclinación va disminuyendo hacia la inclinación normal en unos pocos metros pendiente abajo, todo lo cual genera una estructura que los autores de habla inglesa llaman “chair like” (como silla), que genera espacios abiertos.

Las capas sedimentarias ubicadas sobre las fallas transgresivas, se hallan en condiciones inestables, por lo tanto al continuar el movimiento se desestabilizan, sobrecargan la parte inferior y se deslizan hacia abajo en un movimiento rápido.

Además de encontrar las evidencias de reptaje en la ladera se observa la depresión (vacío) producida por uno de estos deslizamientos. Tiene un ancho de entre 15 a 20 m sobre la ladera, en la dirección de la inclinación una longitud aproximada de 40 m y un espesor o profundidad de 6 m; lo cual evidencia que se habrían movilizado alrededor de 3.600 m³ en este movimiento.

El ancho de la superficie deslizada está controlado por las diaclasas verticales que actúan como fallas de desplazamientos de rumbo muy superficiales, conformando así los paredones de arranque lateral. El límite superior de la zona deslizada está delimitado por las diaclasas que inclinan al este.

Todos estos arqueamientos que sufren los bancos activan las diaclasas y separan bloques de todos los tamaños. Así, cuando el deslizamiento se produce las diaclasas y planos de estratificación separan la roca en bloques pequeños inmersos en una matriz fina dada por las lutitas y por la disgregación de las areniscas. De esta manera se generan movimientos complejos que comienzan como reptaje para pasar luego a deslizamientos planares que hacia su porción distal se comportan como un flujo.

En resumen, las laderas de este tramo son de las más inestables. En ellas, capas inclinadas de areniscas resistentes, han reptado hacia abajo sobre lutitas y su colapso subsecuente tiene lugar por deslizamiento. Estos últimos pueden ser disparados o desencadenados por precipitaciones, sacudidas sísmicas, acción antrópica, etc.; pero el reptaje durante largos períodos es un importante proceso preparatorio.

Factores condicionantes y desencadenantes

El trazado de la ruta en su recorrido presenta factores condicionantes propios para este tipo de movimiento. Además en la región actúan los factores desencadenantes necesarios.

Entre los factores condicionantes se encuentran la litología, las discontinuidades y la exposición, altura y pendiente de las laderas.

Litología. Está representada por intercalación de una secuencia más resistente de are-

niscas y areniscas lutíticas con espesores y frecuencias variables de paquetes lutíticos. En el perfil topográfico, se puede observar la coincidencia de los sectores con abundancia de afloramientos lutíticos, con zonas de ensanchamiento de valle, de relieve más erodado y con presencia de movimientos sobre ladera de mayor envergadura.

Discontinuidades. La Sierra de Los Colorados es una estructura homoclinal (N40°E 55°NW). Esto provoca que cuando los tramos del camino presentan una dirección y buzamiento semejante a la estratificación, se generan deslizamientos planares. Las discontinuidades sedimentarias también intervienen en otros tramos formando parte de deslizamientos en cuña. Algunas de estas superficies son rugosas y onduladas debido a un contacto erosivo, por la presencia de calcos de carga, o por observarse grietas de desecación rellenas. Esto dificulta el rozamiento aunque no sea un factor de mucho peso.

Las discontinuidades estructurales están representadas preferentemente por diaclasas. Se encontraron 7 familias con espaciamientos que varían de centimétrico a decimétrico, con continuidad alta y apertura milimétrica. Esto facilita la infiltración de agua.

Exposición. La posición de este tramo de ladera es NW por lo que durante el día está expuesto al calor del sol y la gran amplitud térmica (día – noche) favorece la disgregación mecánica.

Altura y pendiente. Las laderas y taludes presentan un fuerte empinamiento que varían entre 40° y 80°, siendo el promedio de 61°. Sus alturas son de moderadas a bajas, variando desde 10 a 50 m.

Para la generación de estos movimientos se conjugan varios factores desencadenantes naturales (precipitación, viento, sísmica y erosión) y antrópicos.

Precipitación y vientos. Las lluvias no son abundantes pero se descargan en poco tiempo (2 horas). Esto provoca crecidas tipo “flash”, que provocan erosión por escurrecimiento de gran cantidad de agua. Además esta se filtra por las discontinuidades, disminuye la resistencia a la rotura incrementando las fuerzas que tienden al deslizamiento. Además actúa como lubricante.

En la zona el viento se encajona en la quebrada y se denomina “el Troyano”. No se encontraron mediciones, pero se pudo observar como pequeños bloques inestables, debido a los fuertes vientos se proyectaban en caída libre hacia la traza del camino.

Movimientos sísmicos. El área corresponde a la Zona 3 del mapa de zonificación sísmica del INPRES (1978) que posee un coeficiente sísmico zonal de 0,10. En las cer-

canías hay registros de sismos superficiales, de menos de 70 km de profundidad. Estos sismos de intraplaca son los más destructivos. Uno de ellos ha sido calificado como terremoto histórico destructivo ocurrido en Villa Castelli el 24/10/57 de Magnitud 6 (INPRES, 1981).

Actividad antrópica. La importancia de la traza de la ruta uniendo los pueblos, motivó la necesidad de excavar una senda en la quebrada. Esta se realizó con voladuras, en su mayoría horizontales, las que provocaron el descalce del talud. También se debe considerar la vibración que produce el tránsito vehicular, sobre todo el pesado (con o sin maquinaria) que suele utilizar tanto la Dirección Provincial de Vialidad, como las empresas que se desempeñan en Cordillera.

REFERENCIAS

- González, M.A., y Fauqué, L., 1996, Estudio de Estabilidad de laderas de la quebrada de la Troya, Sierra de los Colorados, Provincia de la Rioja, Actas de la Asociación de Geología Aplicada a la Ingeniería X: 109–134, Buenos Aires, Argentina.
- INPRES, 1978, Determinación de los coeficientes sísmicos zonales para la República Argentina: Publicación Técnica No. 6; 27 p.
- INPRES, 1981, Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del peligro sísmico: Publicación Técnica No. 7, p. 1–41.

A.15 DESLIZAMIENTO DE EL MIRADOR, KM 105 CARRETERA BOGOTÁ-VILLAVICENCIO, COLOMBIA

Juan Montero Olarte

Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia

E-mail: juanmontero17@etb.net.co

.....

Localización y topografía

El deslizamiento de El Mirador se localiza a 100 kilómetros al SW de la Ciudad de Bogotá capital de la República de Colombia, en el Filo de Buenavista, que hace parte de la estribación oriental de la Cordillera Oriental de Colombia. Afectó en el pasado un tramo de la carretera Bogotá-Villavicencio, que comunica la capital de la república con los Llanos Orientales. Topográficamente el deslizamiento está ubicado en el pie de monte de la cordillera, en el sitio de coordenadas 4°10'19,9" N 73°38'59,7"E, a 700 m.s.n.m.

Geología

El filo de Buenavista y su zona de influencia donde se construyó la variante del Mirador está conformado por brecha, filita y cuarcita del Paleozoico, en contacto fallado con arenisca y Shale (lutita) del Cretáceo inferior. La roca se presenta moderadamente descompuesta e intensamente fracturada y cizallada por la influencia de la Falla Mirador-Salinas, importante rasgo tectónico en el borde llanero (oriental) de Colombia. (Figura A.15.1). La zona de la variante está ubicada en una región de Bosque Muy Húmedo Tropical con precipitación anual cercana a los 4.000 mm/a y con un promedio de 200 a 250 días lluviosos en el año. Antes de la construcción de la variante el terreno presentaba una cobertura natural de bosque y matorral, sin manifestación alguna de inestabilidad. Por otra parte esa región es de Amenaza Sísmica Intermedia y desde el punto de vista de su amenaza por deslizamientos se ubica en la Provincia IV de Amenaza Relativa Alta (Mapa Nacional de Amenaza Relativa por Fenómenos de Remoción en Masa; Montero, J., y Cortés, R., publicado por INGEOMINAS en 2002).

Descripción del Movimiento

A continuación se describe el origen y evolución de la inestabilidad en el sitio de El Mirador, de acuerdo con un seguimiento de más de 25 años.

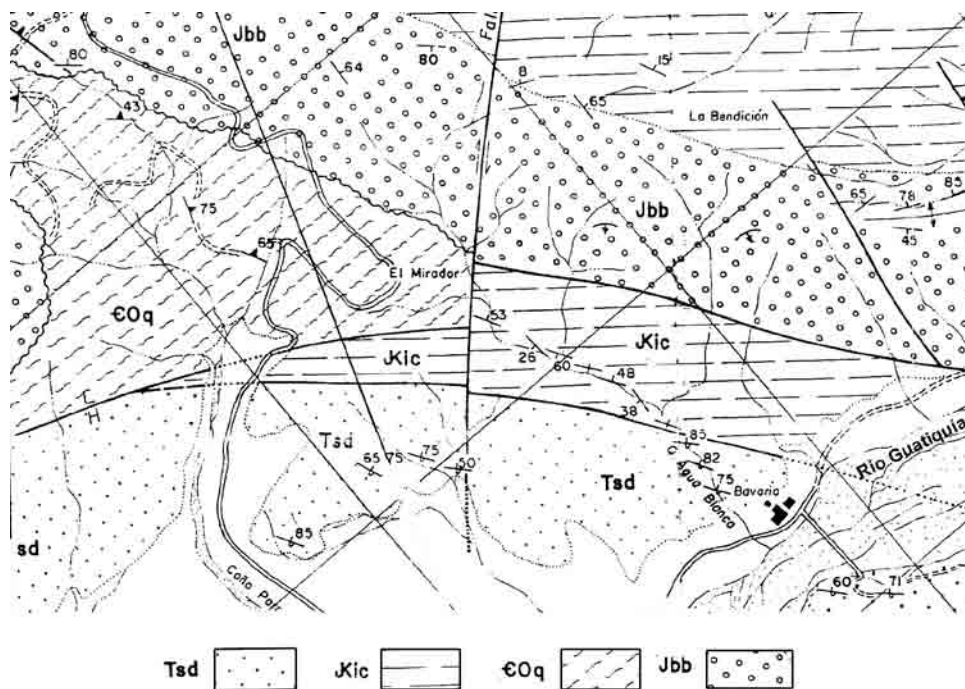


Figura A.15.1 Geología de la zona inestable de El Mirador. El material movilizado en el proceso erosivo que desencadenó el deslizamiento, fue evacuado hacia el río Guatiquía por la Q, Agua Blanca (Mapa del geólogo Humberto Dorado).

1964–1970

Durante la construcción de la variante de El Mirador en 1964, gran parte de los materiales excavados se descargó sobre la ladera, arrasando completamente la vegetación y exponiendo saprolito y roca intensamente cizallada en la ladera oriental del Filo de Buenavista. Por otra parte, las alcantarillas de la variante no fueron provistas de obras adecuadas de entrega, para evitar la acción erosiva en el material expuesto en la parte baja, muy sensible a la erosión. Como consecuencia, a mediados de 1964 se inició un grave proceso erosivo remontante, el cual 4 años más tarde alcanzó el borde de la carretera. (Figuras A.15.2 y Figuras A.15.3) Se formaron inicialmente dos cárcavas y con el tiempo una profunda hondonada. El material evacuado por la erosión avanzó casi dos kilómetros hacia abajo, donde se acumuló un extenso cono de deyección sobre la margen izquierda del río Guatiquía. (Figura A.15.4). Debido al progreso de la erosión hacia el occidente, la carretera debió ser reubicada varias veces hacia el interior del Filo incrementándose progresivamente la altura del talud interior de corte y a mediados de 1969 se desencadenó una falla de talud que la involucró completamente en una longitud de 300 metros.



Figura A.15.2 Ladera profundamente socavada por erosión a finales del período 1964–1970.



Figura A.15.3 Se observan los efectos de la erosión remontante que comienza a afectar la carretera en 1970.

1970–1977

En ausencia de medidas efectivas de control la carretera debió ser constantemente reubicada en este período y 300 metros de ésta quedaron alojados dentro de la masa involucrada en el deslizamiento.

1977–1988

Ante la amenaza para la seguridad del tráfico, se optó por la construcción de una nueva variante de 1,3 kilómetros que permitió alejar la carretera 150 metros del borde de la erosión de ese momento. Tampoco en este período se acometieron obras para controlar o por lo menos reducir la tasa de erosión, debido a lo cual la carretera se siguió desplazando hacia el occidente. El frente erosivo avanzó hacia la nueva variante 7 metros por mes entre 1970 y 1985 y la erosión se aceleró considerablemente entre 1985 y 1987 hasta 13 metros por mes lo cual obligó a reubicar 200 metros de la nueva variante (Figura A.15.5).

1988–1997

Se adelantó un programa integrado de recuperación consistente en una galería de drenaje y una pantalla anclada destinadas a estabilizar el enorme deslizamiento y drenar el terreno, pero se consideró que estas obras no serían efectivas si antes no se controlaba el proceso erosivo que mantenía activo el deslizamiento desde hacía varios años. Estas obras consistieron en un sistema de diques de fijación de sedimentos y corrección torrencial, complementados con obras de fijación de orillas. Una vez se controló el proceso erosivo se construyeron las obras de ingeniería destinadas a estabilizar el deslizamiento. Durante el período de construcción de estas obras se debió relocalizar nuevamente la variante en un tramo de 30 metros.



Figura A.15.4 Panorámica del sitio del Mirador tomada en un estado avanzado del proceso: al fondo se observa la cárcava en primer plano la zona de deyección de los flujos de detritos causados por la erosión. Solo después que se controló la erosión, fue posible controlar el enorme deslizamiento que involucró la carretera.

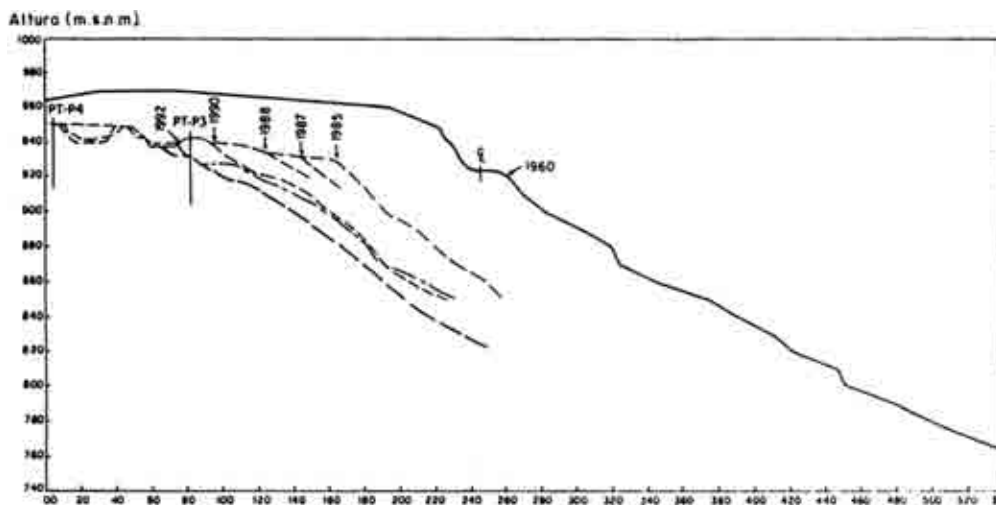


Figura A.15.5 Progreso de la erosión en un período de 18 años (1970–1988). En el lado derecho se observa la posición inicial de la carretera y en el izquierdo un corte en cajón perteneciente a la segunda variante. La vía se desplazó más de 200 metros hacia el occidente para evitar que la erosión la destruyera.

Tipo de movimiento y área comprometida

El deslizamiento desencadenado por el proceso erosivo se clasifica como un *deslizamiento rotacional de detritos*; en realidad un deslizamiento rotacional que desplazó roca triturada en una zona de falla. El área afectada por el deslizamiento y la involucrada en la zona sujeta a erosión hídrica que lo provocó, se extendió 2,5 kilómetros en un ancho medio aproximado de 350 metros (87,5 ha) en un período de 25 años.

Factores condicionantes

Los factores condicionantes del movimiento descrito son de dos tipos: inherentes y externos. Los inherentes corresponden al estado de fuerte trituración y cizallamiento de la roca y su exposición por la erosión hídrica severa que destruyó toda la cobertura vegetal y desplazó saprolito y roca mecánicamente despedazada. Como factores externos la lluvia intensa de la región (> de 4.000 mm/a).

Factores detonantes

Un fuerte proceso erosivo que se inició en 1964 y que no fue controlado por 24 años, originado en la descarga incorrecta de aguas desde dos alcantarillas de la variante del Mirador, desencadenó en 1964 el grave proceso erosivo que obligó a desplazar progresivamente la carretera y causó el deslizamiento. Las fuertes lluvias en la zona mantuvieron activo el deslizamiento por varios años.

Efectos y costos

En los 25 años de actividad la erosión y los deslizamientos en el sitio del Mirador causaron daños directos e indirectos diversos y generaron pérdidas apreciables en el sector privado y en el sector oficial. Además se debieron construir obras muy costosas. En conjunto esos daños y costos de recuperación ascendieron a pesos\$ 2.700'000.000 (aproximadamente 11 millones de dólares del año 2000).

Medidas de mitigación y control

En una primera etapa se controló el proceso erosivo mediante muros y diques para de disipación de energía y fijación de cauces en la parte baja de la ladera. Una vez se logró este propósito se llevaron a cabo obras complementarias en la zona del deslizamiento:

(1) Galería de drenaje de 407 metros de longitud y 6,7 m² de sección que intercepta aguas de infiltración por debajo de la superficie de falla; (2) Pantalla anclada de 145 m de longitud, con pilotes de 1,7 m de sección y 12 a 16 m de longitud, separados 1,3 metros y vinculados con una viga cabezal anclada con tendones de 34 m de longitud y 90 ton de carga de trabajo con separación de 21,5 m inclinados alternativamente entre 25° y 35° (Figura A.15.6 y Tabla A.15.1). En la Figura A.15.7 tomada en el año 2000 se aprecia la zona prácticamente recuperada. Hoy la vegetación es densa y la ladera estable.

Tabla A.15.1 Datos de los parámetros mecánicos para los análisis
(INGETEC – MOPT, 1994).

Superficie de Falla	Parámetros de Resistencia		T, t/m (Kc = 0,2)		Factor de Seguridad. Estático
	C (ton/m ³)	φ (°)	Talud 1,3 H:1V	Talud 1,5 H:1V	Talud 1,5 H:1V T = 60 ton/m
1	0	28	77,5	57,4	1,56
2	1	28	85,8	55,8	1,51
3	1	28	46,0	32,0	1,63

Kc = Aceleración Crítica; T = Fuerza de Tensionamiento de los Tendones; Fuerza de Corte del Pilote (38 ton/m).

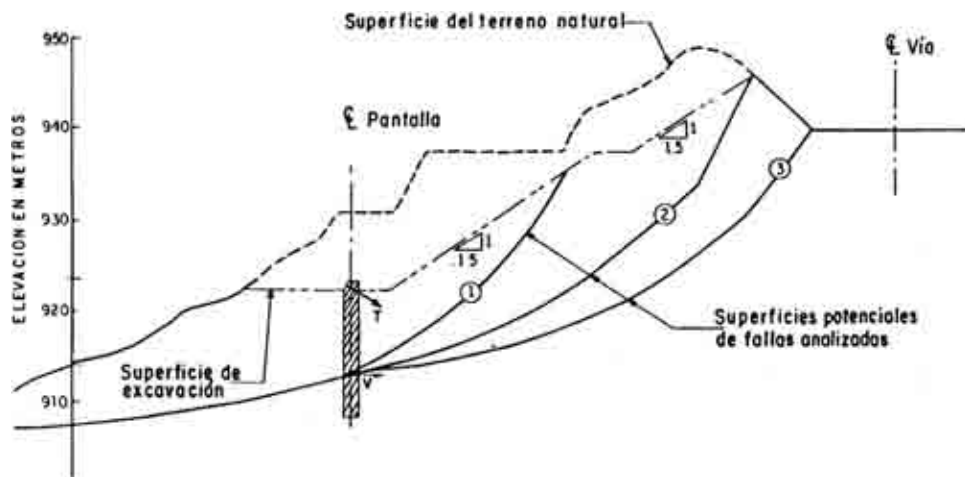


Figura A.15.6 Posibles superficies de falla establecidas por retro-análisis. Una de estas superficies coincidió con la que se pudo identificar directamente mediante exploración del subsuelo. (Ingetec-MOPT, 1988).



Figura A.15.7 Si se compara el estado de la ladera en 1971 (Figura A.15.2), con la situación en el año 2000, se puede tener una idea de la bondad de las obras de recuperación del sitio. Pero si se compara el costo de esta recuperación (11 millones de dólares) con el costo que hubiera tenido haber construido las obras de entrega controlada de las alcantarillas (US\$ 20.000) salta a la vista la importancia de la prevención. Desafortunadamente en Sudamérica se tiene muy poca información sobre los costos directos e indirectos de los deslizamientos.

REFERENCIAS

- Mendoza, C.E., y Cortés, F.A., 2000, Estudio de costos económicos, sociales y ambientales del deslizamiento del Mirador, carretera Bogotá-Villavicencio, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Montero, J., 1997, Evolución y control de erosión en El Mirador, carretera a Villavicencio, *en* Memorias, Segundo Simposio Suramericano de Deslizamientos, río de Janeiro, v. 1, p. 155–1164.

A.16 DESLIZAMIENTO – FLUJO DE DETRITOS DE AUYS Y ASIA, PATAZ, PERÚ

Bilberto Zavala¹, Manuel Vilchez

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Lima, Perú

¹E-mail: bzavala@ingemmet.gob.pe

.....

Localización

El deslizamiento y flujo de detritos que represó los ríos Buldibuyo y Toyos ocurrió el 5 de julio de 2003 entre las comunidades de Auyos y Asia (AA) en el distrito de Huaylillas, provincia de Pataz, de la región La Libertad al norte de Perú.

Descripción del área y características del movimiento

El deslizamiento de AA se desplazó a lo largo de la ladera media del cerro Tampash que se encuentra sobre la margen derecha del río Buldibuyo e involucró material de detritos de un movimiento antiguo. La existencia de este deslizamiento antiguo se evidencia por la morfología de la ladera que presenta una superficie escalonada, además



Figura A.16.1 Vista panorámica del valle del río Buldibuyo en donde se distingue el escarpe de un deslizamiento antiguo así como la forma escalonada del depósito. Se distingue asimismo el trazo de una falla antigua y la ladera con morfología de tipo estructural.

de un escarpe de 4 a 6 m de altura con forma más o menos recta en una parte e irregular en otra. Así mismo, en la parte superior de la ladera se distinguen estratos sedimentarios que buzcan en la misma dirección de la pendiente (Figura A.16.1).

El área afectada por el deslizamiento de AA estaba ocupada por áreas de cultivo de secano de ambas comunidades, terrenos de pastizales y viviendas rurales, así como un tramo de 6 km de la carretera que une a Huaylillas y Buldibuyo.

El evento se desarrolló como un movimiento de tipo complejo, compuesto por dos deslizamientos contiguos del antiguo depósito de deslizamiento, seguidos ambos por flujos de detritos (Figura A.16.2) El movimiento tuvo un carácter violento en el lado derecho, represando temporalmente el río Buldibuyo y su afluente el río Tollos, ubicado en frente del deslizamiento. En contraste, el movimiento al lado izquierdo

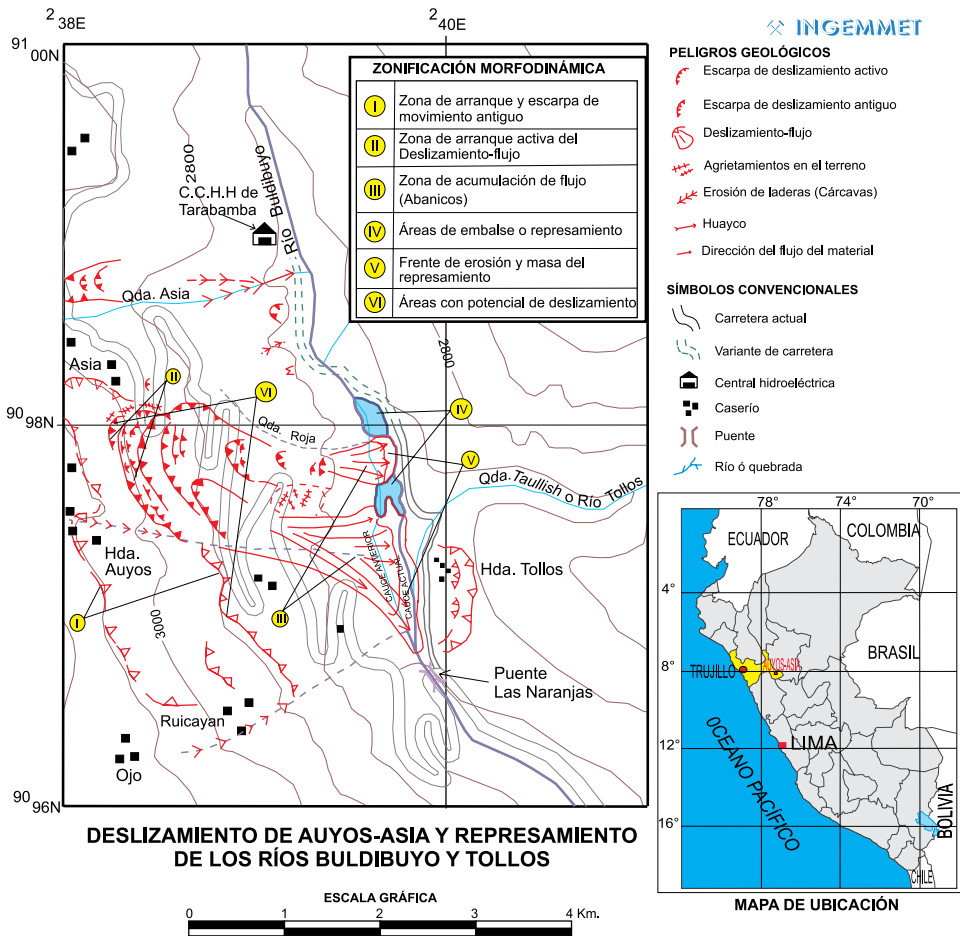


Figura A.16.2 Mapa que muestra la ubicación, geometría y zonación morfolodinámica de los movimientos en masa.



Figura A.16.3 Vista del deslizamiento de Auyos y Asia en la margen derecha del río Buldibuyo. Se distinguen las zonas de embalse aguas arriba de Tollos y las dos lagunas formadas.

fue menos violento pero también alcanzó a contribuir con el represamiento del río Buldibuyo. Hacia este flanco el deslizamiento quedó limitado por la quebrada Roja, donde se aprecia un macizo rocoso sedimentario compuesto de conglomerados y areniscas rojas (Zavala y Vilchez, 2003). Debido a estos movimientos se originaron las dos lagunas que muestra la Figura A.16.3 y a las que posteriormente se les abrió un canal para su drenaje.

La geometría de la corona del movimiento tiene una forma semicircular pero con alguna irregularidad, es estrecha hacia la cabeza y luego se abre hacia sus dos extremos en la base. El escarpe principal con una altura de 25 a 35 m, tiene una pendiente entre 45 y 50°, con varios escarpes secundarios escalonados. La parte media del deslizamiento, hacia su lado derecho, se muestra escalonada con pendientes suaves a moderadas (entre 15° a 35°) y es la que sufrió mayor modificación, pues allí se originó un flujo de material saturado que finalmente formó un abanico de pendiente suave. Para este movimiento se estimó un desplazamiento máximo de 600–700 m desde el ápice

en la parte media-inferior, de manera que el pie del movimiento embalsó inicialmente una longitud de río de aproximadamente 600 m (Figura A.16.3).

Por su parte, el deslizamiento del lado izquierdo dejó un escarpe semicircular, con altura de 10 a 15 m y pendiente entre 25° a 30°, así como escarpes secundarios escalonados e irregulares. La superficie de terreno igualmente quedó bastante agrietada y se estimó un desplazamiento de hasta 300 m que dio lugar a una longitud de embalse similar al anterior y un volumen de agua represada de aproximadamente 1,8 millones de m³ (Zavala y Vilchez, 2003).

La pendiente promedio del área afectada por el deslizamiento es de 25°–30°, con un desnivel de 650 m entre la zona de arranque (cota 3.050) y el pie (cota 2.400). El depósito principal de flujo muestra un altura de 30 m aguas abajo de Tollos, pero disminuye paulatinamente hasta el sector de puente Naranjas (Figura A.16.4 y A.16.5); y hacia aguas arriba de Tollos presenta un altura de 20 m.



Figura A.16.4 Cauce aguas abajo de Tollos que fue abierto por el río después del embalse. Se distingue la naturaleza del material, el espesor del depósito y la altura del embalse.



Figura A.16.5 Vista panorámica del deslizamiento de Auyos y Asia en donde se distinguen los dos eventos, el área de embalse frente a Tollos y el depósito de flujo generado aguas abajo. Nótese el grado de inestabilidad de la zona.

Actualmente, en el cuerpo del material deslizado se distinguen diversas características morfológicas debidas al movimiento inicial y los posteriores que han venido ocurriendo. Por ejemplo, se encuentran zonas con asentamiento, escalonamientos, escarpes secundarios, agrietamientos y vuelcos de terreno. También se reconocen movimientos de reptación en la parte media e inferior del depósito, así como flujos de detritos.

Causas del movimiento

De acuerdo a las características del movimiento, se pudo inferir que éste fue causado por diversos factores. Entre ellos se pueden mencionar los siguientes (Zavala y Vilchez, 2003):

- La existencia de un escarpe antiguo de deslizamiento que circunda la ladera del cerro Tampash y que constituyó probablemente el plano de debilidad a lo largo del cual falló el material (Fig. A.16.6).
- La existencia de una ladera estructural afectada por un deslizamiento más antiguo, cuyo depósito fué sujeto de este nuevo movimiento en masa.
- Las filtraciones de agua acumuladas en el período lluvioso, que ayudaron a humedecer el material detrítico en las laderas, provocando sobresaturación y pérdida de cohesión. Es preciso indicar que el deslizamiento de AA se produjo en la estación de estiaje; sin embargo, existen filtraciones en la ladera que evidencian un flujo del material saturado.



Figura A.16.6 Vista del sector de Auyos donde se distingue el escarpe antiguo que constituyó la zona de arranque del deslizamiento.

- La naturaleza del suelo compuesto por una masa de detritos inconsolidada, heterogénea, con matriz arcillosa, aparentemente saturada y con un pendiente natural suave, que se encontraba acumulada en la ladera del cerro Tampash.
- La pendiente pronunciada del material en la zona de arranque, que involucra una ladera coluvio-deluvial, con avance retrogresivo y que corresponde al escarpe de un deslizamiento antiguo.

REFERENCIAS

Zavala, B., y Vilchez, M., 2003, Peligros geológicos en el área de Tayabamba, Huayllillas y Buldibuyo: La Libertad, Gobierno Regional La Libertad-INGEMMET, Dirección de Geología Ambiental: Informe interno, 30 p.

A.17 EL DESLIZAMIENTO-REPRESAMIENTO DE LA JOSEFINA, ECUADOR

Galo Plaza

Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

E-mail: higeodes@server.epn.edu.ec

.....

Localización

El deslizamiento de la Josefina está ubicado en la ladera sur del monte Parquiloma, localmente conocido como Cerro Tamuga, que se encuentra a 2.819 m.s.n.m. y forma la margen norte del río Paute, a aproximadamente 20 km al noreste de la ciudad de Cuenca, en la región Andina del Ecuador (Figura A.17.1).

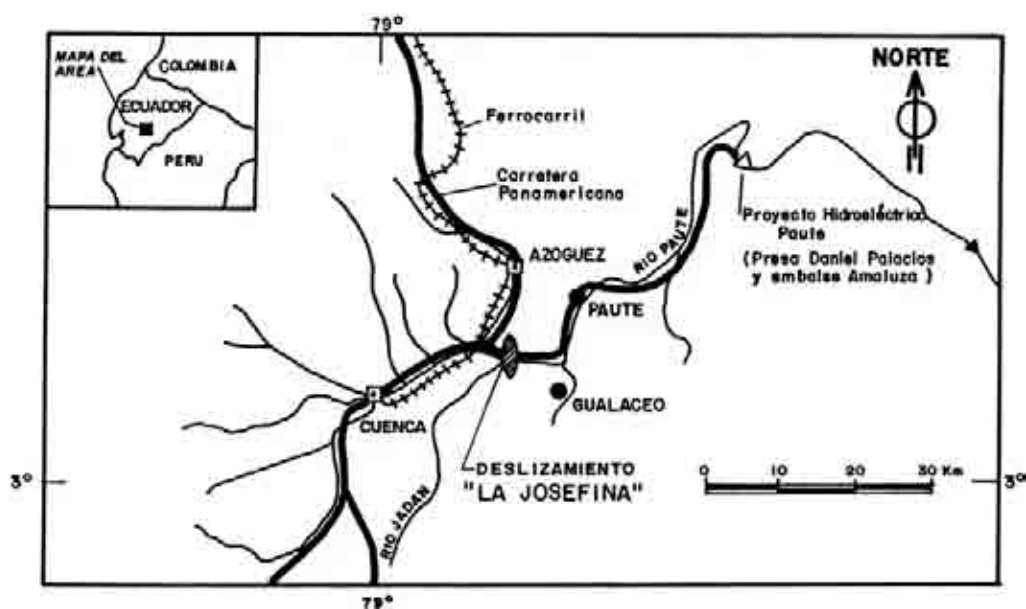


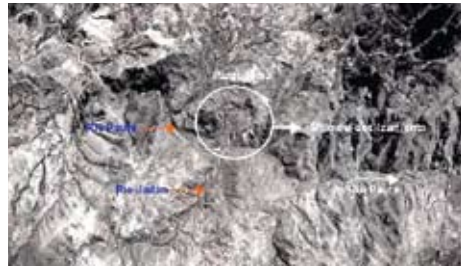
Figura A.17.1 Localización del área del deslizamiento – represamiento de La Josefina.

Características del área y descripción del evento

En el sitio donde ocurrió el deslizamiento, el río Paute confluye por su margen sur con el río Jadán (2.300 a 2.280 m.s.n.m). Aguas abajo de esta confluencia el valle es estrecho y encañonado (50 a 100 m de ancho), pero localmente aguas arriba el río Paute formaba una planicie aluvial de hasta 400 m de ancho. Las laderas sur del monte

Parquiloma tenían pendientes de 30 a 40 grados en promedio, aunque localmente, en su tercio inferior alcanzaban hasta 90 grados debido a las excavaciones realizadas para la explotación de material pétreo (Plaza, G. y Egüez, A., 1993). En estas laderas, según el análisis de fotografías aéreas de varios años anteriores al 29 de marzo de 1993, se reconoció la morfología de un antiguo deslizamiento (Plaza, G. y Egüez, A., 1993; Acosta, J. y Salazar, R., 1993; Beltrán, G., 1993; Plaza, G. y Egüez, A., 1993; Sevilla, J., 1993) con un escarpe de 85 m de altura que se ubicaba entre los 2.665 y 2.750 m.s.n.m y un depósito que cubría una superficie de 46 hectáreas, limitado en sus flancos por dos quebradas y hacia el sur por el río Paute (Egüez A. y Plaza, G., 1996) (Figura A.17.2).

Figura A.17.2 Principales rasgos morfológicos del sitio La Josefina antes del deslizamiento del 29 de marzo de 1993 (Fotografía aérea del 23 de junio de 1963, escala 1: 60.000. Instituto Geográfico Militar, Quito).



El deslizamiento de la Josefina ocurrió el 29 de marzo de 1993, aproximadamente a las 22:00 horas, en el borde oriental de la cuenca intramontañosa de Cuenca, que se localiza en los Andes septentrionales del Ecuador, en donde afloran rocas sedimentarias (Formación Biblián) y volcánicas (flujos ignimbríticos y cuellos volcánicos) del Neógeno, cubiertas por depósitos coluviales. Esta secuencia sobreyace rocas metamórficas (subdivisión Maguazo), intruídas por diques de microdioritas. El sector está afectado por varias fallas, entre ellas la falla Jadán-Tororoyacu que se ubica al oriente, en el límite del deslizamiento y una importante zona de fracturas hacia la corona, con rumbo paralelo al escarpe y alto ángulo de buzamiento hacia el noreste y suroeste (Egüez A. y Plaza, G., 1996) (Figura A.17.3).

Características morfométricas

El deslizamiento alcanzó 1.500 m de longitud, 600 m de ancho y entre 80 a 100 m de espesor, entre las cotas de 2.800 y 2.280 m.s.n.m., formando un área inestable de aproximadamente 1 km². El escarpe del movimiento alcanzó alturas entre 270 y 300 m y el volumen movilizado fue de 19,4 millones de m³ (Sevilla J., 1994a). La masa movida formó una presa natural de 1,1 km de longitud a lo largo del río Paute, con 300 m de ancho en el talud aguas arriba y 100 m de alto en el talud aguas abajo, tapando los cauces de los ríos Paute y Jadán (Plaza, G., 1996) (Figura A.17.4).

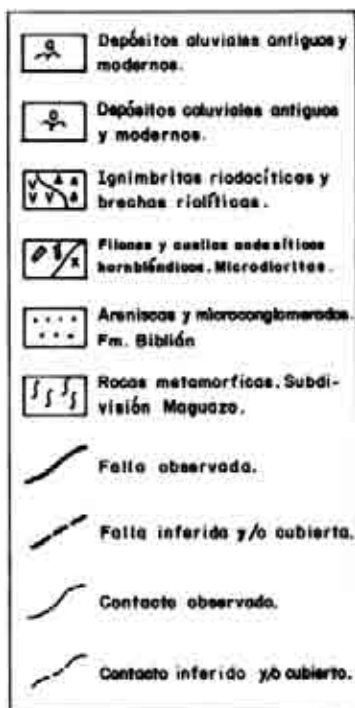
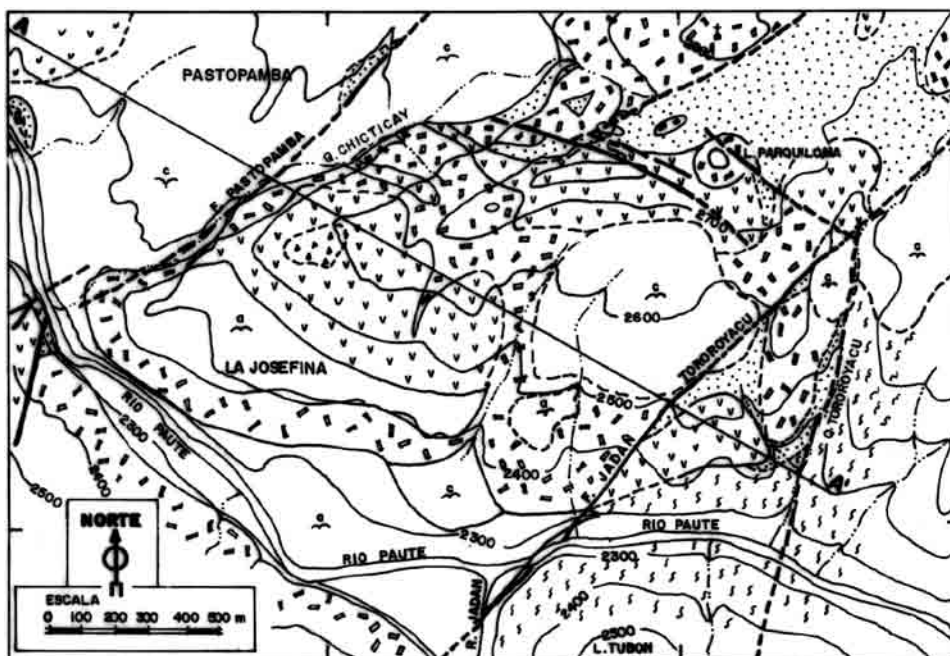


Figura A.17.3 Mapa Geológico del sitio La Josefina (Tomado de Zevallos et al, 1996).



Figura A.17.4 El deslizamiento-represamiento de La Josefina (30-04-93): A, parte superior del escarpe. B, plano de ruptura. C, depósito y presa natural. D, canal excavado para desagüe. E, embalse (Tomado de Zevallos et al, 1996).

Dinámica del movimiento

El deslizamiento se formó por dos movimientos principales casi simultáneos (Ver Figura A.17.5). El primer movimiento fue una ruptura rápida y violenta a través de un plano de ruptura localizado al pie de la ladera, originando un deslizamiento rotacional; el segundo ocurrió pocos instantes después y el material desplazado cubrió en parte el del primero. La velocidad de movimiento debió ser muy alta, pues en pocos segundos la masa movilizada se desplazó verticalmente 200 m. Los movimientos involucraron los depósitos del antiguo deslizamiento, así como algunas ignimbritas, andesitas y microdioritas fracturadas. Por ello se estima que la superficie de falla actual está formada por el escarpe del antiguo deslizamiento y las fracturas de las rocas ígneas y volcánicas cuyos planos forman cuñas favorables a la dirección del movimiento (Egüez A. y Plaza, G., 1996).

Causas y Efectos

Se han propuesto algunos factores condicionantes del movimiento (Plaza, G., 1996). Por una parte, la ladera sur de la loma Parquiloma era muy pendiente y estaba formada por rocas muy fracturadas con planos favorables a la dirección del movimiento



Figura A.17.5 El deslizamiento-represamiento de La Josefina (05-04-93): A, escarpe. C1, dirección y depósito del primer movimiento. C2, dirección y depósito del segundo movimiento. D, embalses (1) río Paute, (2) río Jadán (Tomado de Zevallos et al, 1996).

y cubiertas por el depósito de un antiguo deslizamiento. Además, las excavaciones localizadas al pie de la ladera, originadas por las canteras para extraer material pétreo, habían alcanzado profundidades peligrosas de hasta 160 m, con un volumen de excavación estimado en al menos 2,31 millones de m³. También se conocía la existencia de grietas importantes en la parte superior de la ladera desde 30 años antes, lo cual ya era una manifestación de la inestabilidad de los terrenos. Adicionalmente, la cantidad de precipitación en los meses precedentes había alcanzado hasta dos veces el promedio mensual. Se estima entonces, que los principales factores detonantes para la ocurrencia del deslizamiento fueron las aguas de las lluvias y las excavaciones profundas realizadas al pie de la ladera.

El deslizamiento represo los ríos Paute y Jadán, creando aguas arriba un embalse de 200 millones de m³, que inundó tierras de cultivo, casas, una central termoeléctrica, una antigua línea de ferrocarril, la vía panamericana sur que enlaza la región austral con el resto del país, la vía que enlaza la ciudad de Cuenca con pequeños poblados y la Central Hidroeléctrica Paute, que proporciona el 70% de la energía eléctrica que consume el país (Figura A.17.6). Treinta y tres días después se rompió la



Figura A.17.6 Efectos de la inundación 2 km aguas arriba del deslizamiento (01-04-93). En el centro, la Central Termoeléctrica y en la esquina inferior derecha un puente y la Carretera Panamericana. (Tomado de Zevallos et al, 1996).

presa natural, cuando el agua fluyó por un canal excavado en su parte superior, destruyendo también casas, carreteras, terrenos de cultivos, puentes y parte del poblado de Paute, y poniendo en peligro a la presa y a la central hidroeléctrica del proyecto Paute. Posteriormente, los ríos Paute y Jadán retomaron sus cauces, quedando como remanente del represamiento una pequeña laguna en el río Paute. El talud del depósito del deslizamiento fue reconformado a través de bermas y se le proporcionó una inclinación adecuada para asegurar su estabilidad. También fue reconstruido el tramo de la carretera El Descanso-Paute, localizado al pie del deslizamiento.

REFERENCIAS

- Acosta, J., y Salazar, R., 1993, Hipótesis sobre el origen del deslizamiento La Josefina y geomorfología del área de influencia: Coloquio Científico: El deslizamiento de la Josefina: Quito, Escuela Politécnica Nacional, Mimeo, p. 7.
- Beltrán, G., 1993, Deslizamiento en los ríos Paute y Jadán: Coloquio Científico: El deslizamiento de la Josefina: Quito, Escuela Politécnica Nacional, Mimeo, p. 10.

- Egüez, A., y Plaza, G., 1996, Geología regional y local *en* Zevallos et al. ed., Sin plazo para la esperanza: Reporte sobre el desastre de la Josefina, Ecuador, 1993: Quito, Escuela Politécnica Nacional, p. 29–50.
- Plaza, G., 1996, El Deslizamiento-Represamiento, *en* Zevallos et al. ed., Sin plazo para la esperanza: Reporte sobre el desastre de la Josefina, Ecuador, 1993: Quito, Escuela Politécnica Nacional, p. 57–77.
- Plaza, G., y Egüez, A., 1993, Consideraciones Geológico-Geotécnicas sobre el deslizamiento de la Josefina: Coloquio Científico: El deslizamiento de la Josefina: Escuela Politecnica Nacional, Quito, Mimeo, p. 10.
- Sevilla, J., 1993, El Deslizamiento La Josefina: Coloquio Científico: El deslizamiento de la Josefina: Quito, Escuela Politecnica Nacional, Mimeo, p. 5.
- Sevilla, J., 1994, Evaluación del volumen del material deslizado en el desastre de La Josefina: Informe inédito, 3 p.
- Zevallos, O., Fernández, M., Plaza, G., Klinkicht, S, ed., 1996, Sin plazo para la esperanza: Reporte sobre el desastre de La Josefina, Ecuador, 1993: Quito, Escuela Politécnica Nacional, 348 p.

A.18 DESLIZAMIENTO Y FLUJO DE TIERRA VILLATINA, MEDELLÍN, ANTIOQUIA, COLOMBIA

Juan Montero Olarte¹

Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia

¹E-mail: juanmontero10@etb.net.co

.....

La descripción del evento que se suministra a continuación proviene principalmente de las publicaciones de Hormaza (1990), García (2005), del Inventario Nacional de Deslizamientos de INGEOMINAS (2000), Tokuiro (1988) y de la experiencia del redactor.

Localización

La ciudad de Medellín, capital del Departamento de Antioquia, con más de 2.000.000 de habitantes, está situada en el Valle de Aburrá, en la parte septentrional de la cordillera Central, a 1.479 m.s.n.m. Las laderas periféricas de la ciudad, muchas de las cuales están actualmente clasificadas como zonas de alto riesgo (García, 2005), están habitadas por una densa población de escasos recursos en asentamientos informales. El Barrio Villatina donde se presentó el deslizamiento que aquí se describe, está ubicado en la parte intermedia de la ladera nororiental del Cerro Pan de Azúcar, vertiente oriental del Valle de Aburrá, a 1.900 m.s.n.m en la posición: Latitud 6°12'19.6", Longitud 75°32'44.5" (Figura A.18.1).

El evento del 27 de septiembre

El deslizamiento de Villatina, ocurrido a las 2:30 p.m. del día 27 de septiembre de 1987, ha sido uno de los mayores desastres de origen natural en la ciudad de Medellín. Aunque este evento ha sido poco investigado ha tenido gran notoriedad por sus efectos catastróficos; según García (2005) se estima que más de 450 personas fallecieron y 1700 fueron damnificadas por efectos de este evento. Es además, de gran interés en el análisis del potencial destructivo de los deslizamientos, debido a que siendo un deslizamiento de volumen pequeño mostró su alto poder destructivo (Figura A.18.2).

La ladera donde ocurrió el deslizamiento está conformada por suelo residual limo-arcilloso de dunitas serpetinizadas que cubre roca moderadamente descompuesta y muy fracturada. Localmente está cubierta por un manto coluvial delgado de 2 a 3 m de espesor y restos de antiguos deslizamientos. En el macizo rocoso se presentan tres sistemas de diaclasas, de los cuales el sistema N50°W/30°–35°S esta dispuesto paralelamente a la ladera (Archivo Gráfico de INGEOMINAS).

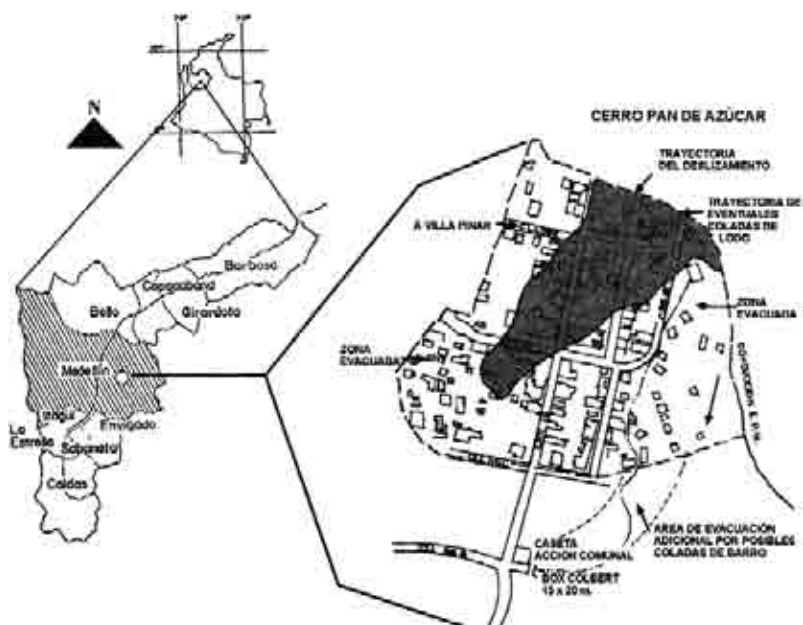


Figura A.18.1 Localización de la ciudad de Medellín, Colombia y el sitio del deslizamiento de Villatina (Tomado de García, 2005).



Figura A.18.2 Deslizamiento de Villatina, Medellín, Colombia, ocurrido el 27 de noviembre de 1987. Al fondo el cerro de Pan de Azúcar (Archivo Gráfico de INGEOMINAS).

La descripción del evento que se suministra a continuación proviene principalmente de Hormaza (1990), García (2005) y del Inventario Nacional de Deslizamientos de INGEOMINAS (2000), complementada con Tokuiro (1988):

De acuerdo con descripciones de habitantes del lugar, el movimiento se presentó de manera muy rápida y estuvo acompañado de un ruido sordo. Esta circunstancia explica porqué muy poca gente pudo ponerse a salvo. En realidad la masa se desplazó desde la cota 1900, doscientos metros por encima de las viviendas de la parte alta del Barrio Villatina, sepultando varias de ellas o empujándolas lateralmente. También se observó material disgregado que caía sobre las viviendas.

Según la interpretación de Arias y James (1987), la masa que se deslizó, se separó de la superficie del terreno por encima de las viviendas antes de destruirlas. Por su parte Bustamante (1987) interpreta el gran ruido que se produjo segundos antes de que se presentara la destrucción de las viviendas, al aire que se comprimió al irrumpir la masa en la zona afectada.

El movimiento involucró en gran parte masa coluvial constituida por bloques angulares de roca embebidos en una matriz limo-arcillosa de color amarillento, suelos residuales de la dunita serpentinizada y algunos bloques rocosos arrancados de la masa rocosa moderadamente descompuesta infrayacente. Esta secuencia fue identificada en la corona del deslizamiento después del evento.

Parece que el más alto porcentaje de la masa que se movilizó provino de la parte alta de la ladera situada sobre la cota 1900 y por debajo de una acequia situada en la cota 1960 la que se relaciona con los factores detonantes de este evento. Con base en los datos tomados de las fuentes consultadas, ocurrieron dos movimientos: el deslizamiento de material predominantemente coluvial desde la parte superior con dimensiones: 50 de ancho, 60 de largo y espesor promedio de 6 m y un volumen aproximado de 20.000 m³ y posteriormente el descenso muy rápido de una parte del material arcillo-limoso muy húmedo desplazado en el deslizamiento por en fondo de una hondonada situada encima de las viviendas que resultaron afectadas. La condición muy húmeda del material desplazado en el movimiento se atribuye a infiltración de aguas desde la parte más alta con la contribución de la morfología y el hecho de que la zona no está protegida con vegetación

Inmediatamente después de los desplazamientos del terreno se pudo observar que un gran volumen del material desplazado en el deslizamiento (40%) quedó retenido en la parte superior, 30% se esparció inicialmente entre las cotas 1900 y 1750 y solo el 30% de los 20.000 m³ (volumen suelto) que se deslizaron, cubrió la zona afectada del Barrio Villatina (Bustamante, 1988). Del material retenido inicialmente en la parte alta de la ladera, una porción importante posiblemente se desplazó pero parte quedó expuesto en una condición meta-estable. En la Figura A.18.3 se puede apreciar las

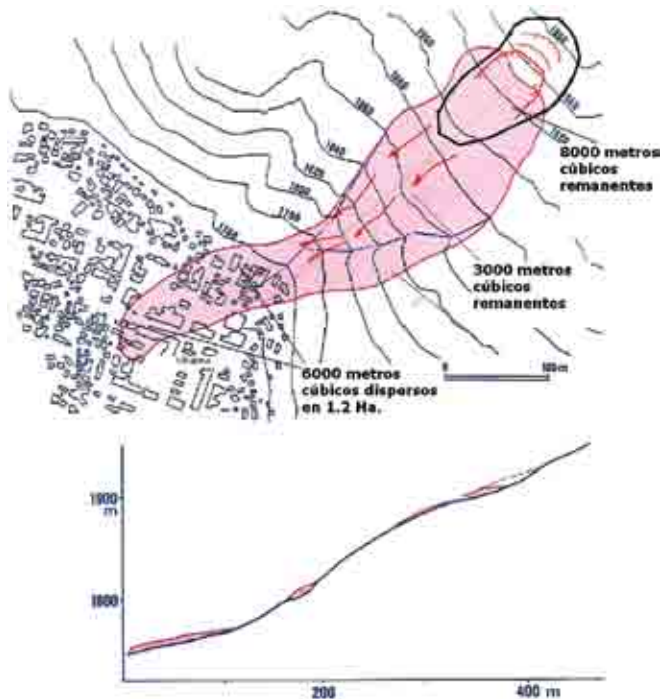


Figura A.18.3 Deslizamiento de Villatina. Puede apreciarse algo el tránsito del flujo en el extremo de la ladera adyacente a la zona afectada (Bustamante, tomada de Herme- lin, M. ed., 2005).

viviendas sepultadas por el deslizamiento y las características de la ladera por donde el material se desplazó antes de cubrir las viviendas.

Tipo de movimiento

Con base en las características topográficas y morfológicas del sitio y el conocimiento que se tiene de los tipos de fallas de taludes que se presentan en zonas de suelos residuales desarrollados sobre rocas cristalinas, se hace el siguiente análisis y propuesta del mecanismo de falla que se aprecia en la Figura A.18.4. El gradiente de la ladera afectada desciende de 28° a 21° entre las cotas 1960 y 1900. Esta sección corresponde según Hormaza (1990) y Tokuiro (1988), a la zona de donde se desplazó la masa inestable. Por debajo de la cota 1900 el terreno se torna progresivamente más pronunciado y se suaviza ligeramente por encima de la cota 1760. A partir de esta cota el gradiente decrece progresivamente hasta empalmar con el nivel donde se encontraban las viviendas afectadas que se localizaban en la parte alta del barrio Villatina entre las calles 56C y 56E y las carreras 15 a 17. Por otra parte, por debajo de la cota 1900 se presenta una depresión por donde se supone que el movimiento se canalizó.

Los testimonios y comentarios de los habitantes de la zona, las descripciones y los conceptos presentados por los geotecnistas que aportaron al trabajo de Hormaza y el

Figura A.18.4 En este esquema se puede apreciar el tipo de movimiento: deslizamiento traslacional de detritos (por encima de la cota 900) – flujo de tierra indicado por las flechas (Tokuhiro, 1989, modificado).



hecho de que el material que sepultó y/o empujó las viviendas era térreo fino con algunos fragmentos de roca, indica como mecanismo de falla un *deslizamiento traslacional de detritos* (movimiento ocurrido por encima de la cota 1960, 160 m sobre el nivel del sector afectado), seguido de un rápido y catastrófico *flujo de tierras* (el cual afectó el área entre cotas 1900 y 1780 que se impulsó notablemente en la cota 1860) que en parte pudo separarse del terreno y provocar la *caída de algunos detritos* sobre algunas de las viviendas. Considerando una diferencia de cotas de 25 m y una distancia de viaje (runout) de aproximadamente 400 m, el ángulo de viaje sería aproximadamente 35° (Figura A.18.3).

Factores detonantes y condicionantes

La mayor parte de las personas que han investigado este deslizamiento le atribuyen el papel de factor desencadenante principal a la presencia de una acequia, localizada en la corona del deslizamiento. (Cárdenas, O. G. y Ramos, O. 1988; Echeverri, R. y Tejada, F. 1987; Arias, A. y James, M. E. 1987; Bustamante, M. 1987; e INTEGRAL, 1987). Sin embargo es importante considerar también como factor desencadenante las altas precipitaciones características del mes de septiembre en esta área; según registros hidrológicos de las Empresas Publicas de Medellín, el mes de septiembre de 1987 fue el octavo más lluvioso desde 1908 (El Colombiano, 21 de octubre 1987, en García, 2005). Ya que ocurrieron intensas y prolongadas precipitaciones (en lugar de un solo evento intenso), podría considerarse, una respuesta retrasada a condiciones críticas o umbrales desencadenantes, debido al incremento paulatino en la presión de poro.

Los siguientes factores contribuyeron al movimiento:

- (1) El gradiente compuesto, que indujo varios mecanismos.
- (2) La naturaleza suelta y condición húmeda de los suelos residuales, el saprolito y el coluvión, este último con un mayor aporte al volumen de masa desplazada.
- (3) La inestabilidad precedente reflejada en grietas de tracción y antiguos escarpes relictos y depósitos de vertiente.
- (4) Las fuertes lluvias precedentes.
- (5) La presencia de un sistema de diaclasas, rellenas de talco y clorita, paralelo a la ladera, el cual podría explicar en parte la componente traslacional del movimiento.
- (6) Factores antrópicos: en la zona superior del deslizamiento se había construido una acequia o canal de captación de las aguas de la quebrada La Castro. Se trata de un canal en tierra que conducía agua al barrio 13 de noviembre, el cual se bloqueó provocando el desbordamiento de las aguas; además ya que el canal no estaba revestido es muy posible que el agua que conducía, se infiltraba por la ladera. Según Bustamante (1988), el aporte de agua desde el canal, después del desbordamiento mencionado pudo ser de un litro por segundo.

Consecuencias y medidas de mitigación y control

Analizando diferentes testimonios e informaciones los muertos pudieron ser alrededor de 450, las viviendas destruidas cerca de 60 y 1.700 en número de damnificados, debido a las viviendas circundantes que fueron evacuadas.

En los dos años siguientes a la tragedia, la administración Municipal procedió a evacuar los sobrevivientes en riesgo hacia sitios considerados como más seguros. Sin embargo algunos de los sitios de reubicación de personas como El Limonar y La Loca se consideran inestables. Además, en la parte alta del barrio Villatina podrían presentarse nuevos deslizamientos y flujos en el caso de que no se hayan descargado totalmente los materiales remanentes de este y otros antiguos deslizamientos ocurridos en la zona.

En la época en la que ocurrió la tragedia (1987 y 2 años después de la tragedia del Nevado del Ruiz), apenas se había iniciado la conformación de un Sistema Nacional para la Prevención de Desastres, SNAPD, en Colombia. Hoy en día Colombia cuenta con el SNAPD en el cual incorpora organismos, de carácter municipal a departamental en un sistema de prevención de desastres. Como instrumento para la incorporación de las restricciones en el uso del territorio debido a amenazas geológicas, cada población con mas de 30.000 habitantes en Colombia cuenta con un plan de ordenamiento en la cual se incorpora este componente. La ciudad de Medellín cuenta hoy con mapas de zonificación de amenaza y riesgos.

REFERENCIAS

- Arias, A., y James, M.E., 1987, Apreciaciones preliminares acerca del deslizamiento de Villatina: Medellín, reporte Ingeominas.
- Bustamante P., M., 1987, Reconocimiento del deslizamiento ocurrido en el barrio Villatina, Medellín, Hermelín y Asociados Ltda.
- Cárdenas, O.G., y Ramos, O., 1988, Estudio geológico-geotécnico del barrio Villa Tina (Parte Alta), [Tesis Ing. Geológica]: Medellín, Universidad Nacional de Colombia Facultad de Minas, p. 219–225 y p 241–289.
- Echeverri, J.A., Tejada F., y Luís R., 1987, Aspectos técnicos del deslizamiento en la parte alta del barrio Villa Tina, Medellín: Secretaria de Obras Públicas Departamentales, Departamento de Antioquia, 14 p.
- García, C., 2005, El Deslizamiento de Villatina, *en* Hermelin, M., ed., Desastres de origen natural en Colombia, 1979–2004: Medellín, Fondo Editorial Universidad EAFIT-Universidad del Valle OSSO, p. 55–75.
- Hormaza, M.S., 1990, Investigación preliminar de las causas probables de deslizamiento en las laderas de Medellín [Tesis de pregrado]: Medellín, Universidad Nacional de Colombia.
- INGEOMINAS, 2000, Inventario Nacional de Movimientos en Masa (Base de datos).
- Integral S.A., 1987, Consideraciones Geotécnicas sobre el deslizamiento de Villa Tina, Informe al Municipio de Medellín: Secretaria de Obras Públicas Municipales, 12 p.
- Tokuhiro, H., 1988, Landslide in Villatina, Medellín, Colombia: Landslide News No. 2 (<http://japan.landslide-soc.org>).

A.19 FLUJO DE DETRITOS DEL RÍO LIMÓN, AL NORTE DE MARACAY, ESTADO ARAGUA, VENEZUELA

Daniel A. Salcedo

Ingeotec, Ingenieros Geotécnicos Consultores, Caracas, Venezuela

E-mail: dansalc@cantv.net

.....

Localización

El área afectada por el flujo torrencial (flujo de detritos) está ubicada al norte de Maracay, capital del Estado Aragua Venezuela. La ciudad de Maracay está ubicada a unos 100 km al oeste de Caracas, capital de Venezuela. El Plano de la Figura A.19.1 muestra la ubicación de la cuenca del río Limón y el área afectada.

Descripción del área y características del evento

El 9 de septiembre de 1987 ocurrió en la cuenca del río Limón, una lluvia inusual de 174 mm en menos de 5 horas. La intensa lluvia saturó los suelos residuales en zonas de pendientes pronunciadas (generalmente $> 40^\circ$), lo cual activó pequeños flujos y desli-

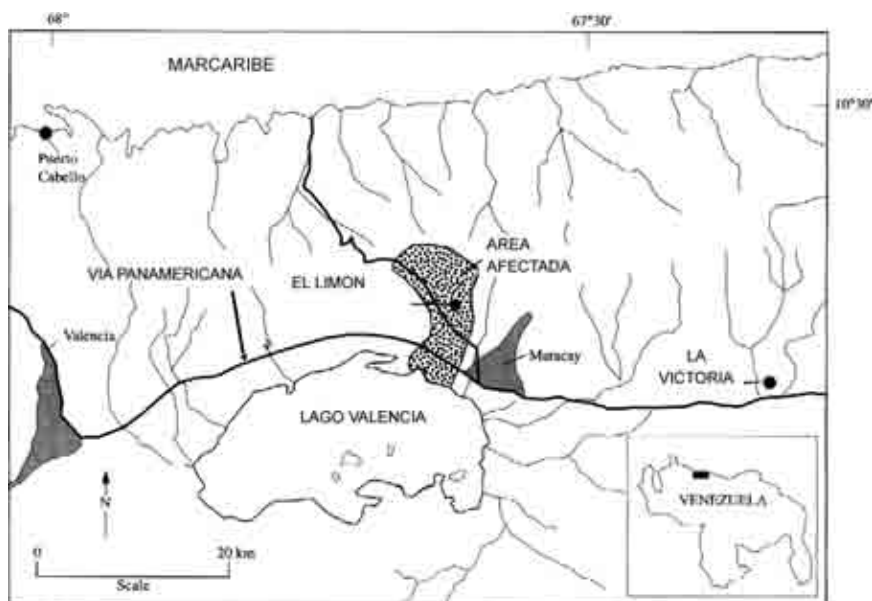


Figura A.19.1 Mapa mostrando el área afectada por el flujo torrencial del 9 de septiembre de 1987, río Limón, Venezuela (Schuster, Salcedo y Valenzuela, 2002).

zamientos superficiales que se transformaron en avalanchas y flujos de detritos. Estos flujos torrenciales, resultaron para esa fecha en la peor catástrofe de deslizamientos en la historia de Venezuela, antes de la ocurrencia del desastre de Vargas en diciembre de 1999. Unas 20.000 personas que regresaban de su fin de semana en la playa, fueron atrapadas en diferentes secciones de la carretera y muchos de ellos murieron (Figuras A.19.2 y A.19.3).



Figura A.19.2 Vista aérea mostrando vehículos atrapados y volcados sobre la ladera inferior, en una sección de la carretera.



Figura A.19.3 Labores de rescate de víctimas dentro de los vehículos afectados.

El flujo de detritos continuó hacia abajo alcanzando la población de El Limón y los caseríos de Caña de Azúcar y El Progreso, destruyendo casas y matando o hiriendo a una gran cantidad de personas. El evento dañó o destruyó unas 1.500 viviendas, 500 vehículos, tres puentes y 25 km de carreteras. Un total de 210 personas perecieron como consecuencia del flujo torrencial.

Factores detonantes y condicionantes

Las características detalladas del evento pueden ser consultadas en Elizalde et al. (1987), Salcedo y Vignali (1987), Montes (1989) Audemard et al. (1987). De estas referencias se pueden resumir los siguientes aspectos:

- La intensa lluvia saturó los suelos residuales y coluviales, originando deslizamientos muy superficiales con espesores menores de 1,5 m, los cuales ocurrieron en las partes superiores de las laderas en la cuenca del río Limón (Ver Figura A.19.4).
- A medida que la masa saturada avanzó hacia abajo, se transformó rápidamente en avalanchas de detritos muy fluida y luego en flujos de detritos.
- Los flujos de detritos, incluyendo bloques de roca, árboles y otros tipos de vegetación, se movieron hacia abajo por los cauces de quebradas, formando presas o taponos temporales que inundaban algunas áreas.
- El área afectada por deslizamientos abarcó unas 140 Ha. Basándose en un espesor promedio de suelo residual de 1,4 metros, el volumen total de material removido de la parte superior de la cuenca del río Limón, ha sido estimado en $2 \times 10^6 \text{ m}^3$.

A pesar de las catastróficas consecuencias del evento de 1987 en la cuenca del río Limón, es interesante destacar que otros eventos con deslizamientos de mayor magnitud han ocurrido en el pasado en la misma área. Por ejemplo, Audemard y De Santis (1987) identificaron un depósito de edad Pre-Colombina con un volumen de $10 \times 10^6 \text{ m}^3$, 5 veces más grande que el del evento de 1987.



Figura A.19.4 Típicos flujos superficiales de suelo residual y vegetación, dejando la roca in situ descubierta.

REFERENCIAS

- Audemard, F., y De Santis F., 1987, Observaciones e interpretaciones sobre los flujos torrenciales ocurridos el 06-08-87 en el sector El Limón y zonas vecinas: Fundación Venezolana de Investigaciones sismológicas, Reporte interno, p. 18.
- Elizalde, G., Rosales, A., y Boscones, L., 1987, Aprender a convivir en la montaña: Catástrofe en la cuesta del río el Limón: Caracas, Carta Ecológica, Lagoven, v. 39, p. 1-4.
- Montes, L., 1989, Avalanchas y aludes torrenciales en la cuenca del Río el Limón, Estudio de Vulnerabilidad, *en* Memorias, 6º Congreso Geológico Venezolano, p. 1232-1252.
- Salcedo, D., y Vignail, M., 1987, Informe de inspección efectuada en la carretera Maracay-Ocumare de La Costa, Ministerio de Transporte y Comunicaciones, Caracas, Informe inédito, 24 p.
- Schuster, R.L., Salcedo, D.A., y Valenzuela, L., 2002, Overview of catastrophic landslides of South America in the twentieth century, *en* Evans, S.G., y DeGraff, J.V., ed., Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms: Boulder, The Geological Society of America, p. 1-34.

A.20 DESLIZAMIENTOS MÚLTIPLES: EL CASO DEL EVENTO DE 1990 EN SAN CARLOS, ANTIOQUIA, COLOMBIA

Michel Hermelin

Universidad EAFIT, Medellín, Colombia

E-mail: hermelin@eafit.edu.co

Elkin Velásquez

Universidad Externado de Colombia, Bogotá, Colombia

Oscar Mejía

CORANTIOQUIA, Medellín, Colombia

.....

Introducción

La amenaza por movimientos en masa múltiples (o eventos convulsivos, Clifton, 1988) es bastante común en los países andinos; dichos movimientos suelen estar acompañados por eventos paralelos como avenidas torrenciales e inundaciones.

La Tabla A.20.1 muestra casos de dichos procesos en las dos décadas pasadas en los países norandinos. Sin embargo los manuales sobre movimientos en masa suelen omitirlos, a pesar de las cuantiosas pérdidas en vidas humanas y en bienes que han representado. En este artículo se sintetiza un caso relativamente bien conocido en Colombia, el de San Carlos en el departamento de Antioquia, ocurrido el 21 de septiembre de 1990 y se establecen algunas comparaciones con eventos similares.

Desencadenantes conocidos de este tipo de eventos son los sismos (por ejemplo Simonett, 1967; Keefer, 1984) y las precipitaciones prolongadas e intensas (Jones, 1973) y están bastante bien documentadas en la literatura internacional. Cuando ocurren en forma múltiple (como en Panamá en 1976; Murindó, Colombia en 1992) en zonas con vegetación selvática casi intacta, pueden llegar a producir la extinción de especies endémicas (Garwood et al., 1979); sus consecuencias pueden llegar a ser dramáticas como ocurrió en el Estado Vargas, al norte de Venezuela, donde se estima que perdieron la vida 15.000 personas y los daños se evaluaron en el 7% del PIB (Producto Interno Bruto) del país (PNUD, 2000).

Tabla A.20.1 Ejemplos de movimientos en masa múltiples en los países norandinos.

Fecha	Lugar	País	Referencia
1987	Ecuador	Ecuador	Schuster y Nieto, 1996; Nieto y Schuster, 1988
1988	Envigado (Antioquia)	Colombia	Caballero y Mejía, 1988; Flórez y Parra, 1988
1990	San Carlos (Antioquia)	Colombia	Velásquez y Hermelin, 2005
1991	R. San Francisco (Risaralda, Caldas)	Colombia	Hermelin, Curvelo y Osorio, 1992
1992	Murindó (Antioquia)	Colombia	Martínez et al., 1995; Velásquez, 2005
1993	Tapartó (Antioquia)	Colombia	Piedrahita y Hermelin, 2005
1995	Río Páez (Cauca)	Colombia	Wilches-Chaux, 2005
1999	Estado Vargas	Venezuela	PNUD, 2000; Larsen et al., 2001
2000	La Estrella (Antioquia)	Colombia	Cadavid et al., 2004; Cadavid y Hermelin, 2005

Localización del área y características regionales

La población de San Carlos está localizada a unos 100 km al este de Medellín (Latitud 6°8'N) en la vertiente oriental de la Cordillera Central, a una altura de 1.000 m sobre el nivel del mar, con temperatura media de unos 22°C y una precipitación anual media de unos 4.000 mm. Por el paso de la zona de convergencia intertropical se presentan dos épocas más lluviosas centradas en abril y octubre. La región está situada sobre el Batolito Antioqueño, un cuerpo granodiorítico de edad cretácica de más de 7.000 km², muy susceptible a la meteorización química (Hermelin, 1991; Hermelin y Velásquez, 1992).

Hasta fines del siglo XIX la zona era un bosque muy húmedo poco poblado y los habitantes se dedicaban a la minería de oro aluvial y a la explotación de madera. Hoy en día la población ha aumentado y las actividades agropecuarias incluyen ganadería y en la cuenca alta del río San Carlos cultivos de café y de productos de subsistencia, con rendimientos obviamente muy bajos.

El evento y sus consecuencias

Los procesos descritos en este trabajo ocurrieron en la parte alta de la cuenca del río San Carlos, localizada a unos 5 km al occidente de la población, con alturas que alcanzan 1.800 m.s.n.m.

La localización del aguacero fue posible gracias a las huellas dejadas por los numerosos movimientos de masa: se pudo delimitar un área de unos 11 km² (Figura A.20.1). Afortunadamente se contaba con una estación pluviométrica localizada en esa zona, cuyo responsable permaneció atento durante el evento: a las 20:00 del 21 de septiembre de 1990 se inició un aguacero que duró 3 horas y produjo 208 mm de precipitación. En el resto de la noche cayeron 23 mm.

Como consecuencia de esa precipitación se generaron muchos movimientos de masa (más de 800), se socavaron las orillas de las quebradas y se produjo un flujo torrencial que causó 20 víctimas; 260 habitantes tuvieron que ser evacuados, 27 casas fueron destruidas, 30 más afectadas, se destruyeron varios puentes y un tramo de carretera. La planta hidroeléctrica alimentada con agua procedente del embalse sobre el río Calderas sufrió cuantiosas pérdidas cuando bloques hasta de 2 m de diámetro

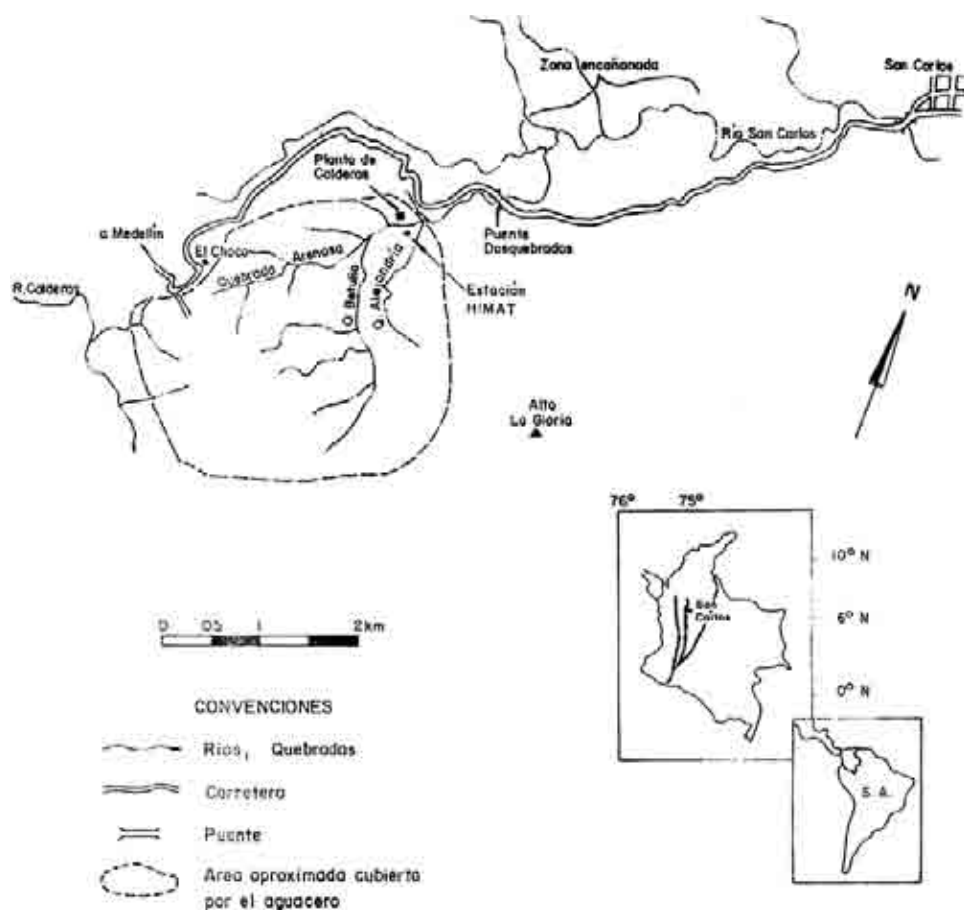


Figura A.20.1 Área afectada por movimientos en masa durante el evento de septiembre 21 de 1990.

impactaron sobre ella y destruyeron la maquinaria, con un costo de unos US\$ 6M. También afectó la vida útil del embalse de Punchiná, que alimenta la central hidroeléctrica de San Carlos.

Movimientos en masa

En fotografías aéreas tomadas pocos días después del desastre se identificaron 838 movimientos, unos 76,4 por km² (Figura A.20.2).

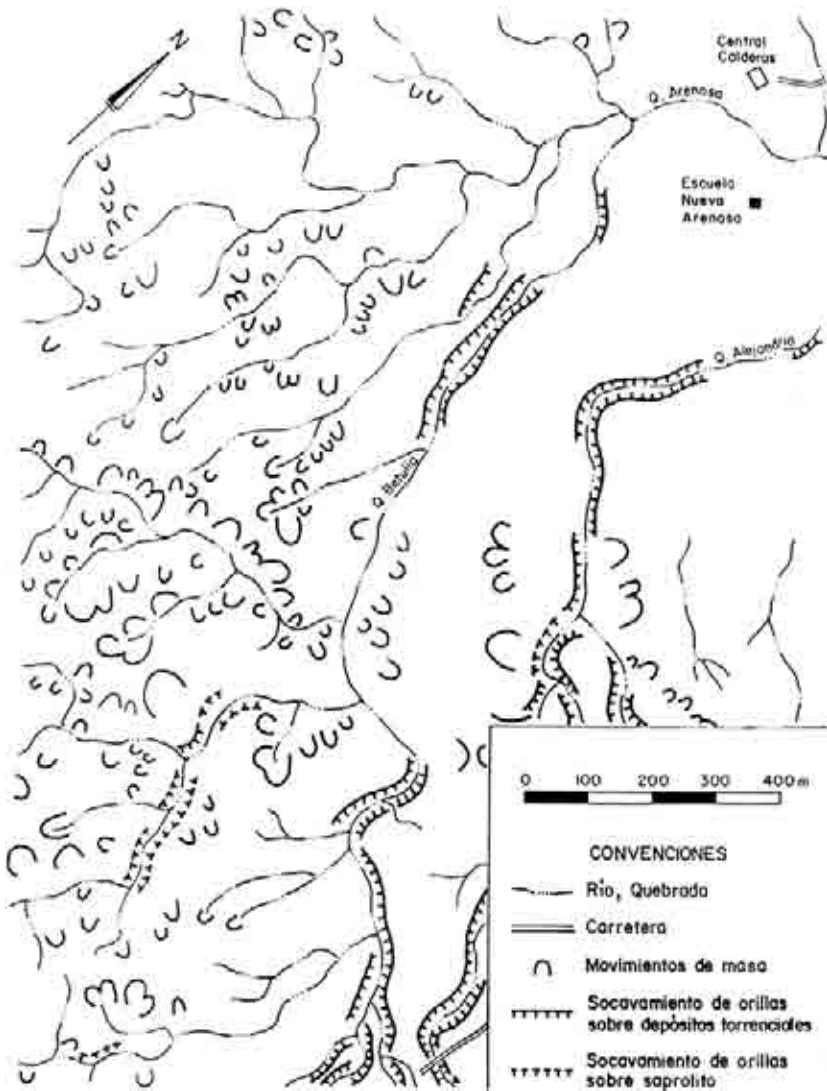


Figura A.20.2 Esquema de los movimientos en masa con base en las fotografías aéreas tomadas pocos días después del desastre.

Una descripción simplificada de los perfiles de meteorización y suelos de la zona afectada aparece en la Tabla A.20.2. Es de anotar que la variedad se produce no tanto por diferencias en la composición de roca sino por la diferencia de pendientes, que controla la formación y la conservación del material descompuesto (Velásquez, 1992a). El espesor del material removido es del orden de un metro y el volumen varía.

Tabla A.20.2 Perfil de meteorización en las vertientes de la cuenca alta del río San Carlos (adaptado de Velásquez et al., 1991).

Rango de profundidades	Material
0	Horizonte A con material coluvial
0,1 – 0,15	Suelo areno limoso bioturbado, Permeabilidad alta
0,5 – 1,2	Suelo areno limoso transicional a saprolito
0,6 – 1,5	Saprolito
1,0 – 5,0	Gruss *
1,0 – 7,0	Roca muy diaclasada
1,0 – 15,0	Roca fresca

*agregados poliminerálicos con meteorización química incompleta de feldespatos y minerales máficos.

Tabla A.20.3 Clasificación generalizada de los movimientos en masa (adaptado de Velásquez et al., 1992).

Volumen	Número
> 2.000 m ³	90
1.000–2.000 m ³	255
< 1.000 m ³	493

El material movilizado por los movimientos de vertiente permite clasificarlos en flujos de lodo (afectando hasta el saprolito), flujos de escombros (hasta la roca fracturada) o deslizamientos planares, que llegaron hasta el nivel de roca fresca afectada por diaclasamientos (Figura A.20.3). La gran mayoría de los movimientos ocurrió en pendientes entre 35 y 42° y se notó que los movimientos de masa se presentaron cualquiera que fuera el tipo de cubierta vegetal (Figura A.20.4). Los deslizamientos múltiples en laderas (Figura A.20.5) a menudo fueron seguidos por ensanchamiento y profundización de los cauces, los que en algunos casos llegaron a tener dimensiones de 15 (profundidad) por 30m (ancho) cuando inicialmente eran de 2 × 3 m (Figura A.20.6).



Figura A.20.3 Huellas de flujos superficiales (Cuenca alta afluente río Piedras).



Figura A.20.4 Huellas de deslizamientos; nótese la ocurrencia en tipos de usos de la tierra diferentes (Cuenca alta quebrada La Arenosa).



Figura A.20.5 Huellas de deslizamientos múltiples (Cuenca alta quebrada Betania).



Figura A.20.6 Ensanchamiento y profundización quebrada La Arenosa.

Con base en determinaciones de laboratorio y observaciones de campo (Hermelin et al., 1992; Velásquez et al., 1992) se llegó a la conclusión de que los movimientos habían sido causados principalmente por infiltración del agua en los horizontes superiores más permeables. A raíz de esa impregnación aumentó la presión de poros al mismo tiempo que la densidad del material, produciéndose la ruptura y el movimiento.

Recurrencia y tasa de recuperación

Con base en la existencia de suelos derivados de cenizas volcánicas en algunos de los depósitos torrenciales anteriores al evento, se hicieron correlaciones tefracronológicas tentativas que permitieron establecer que la recurrencia de este tipo de eventos catastróficos es del orden de 3.000 años (Velásquez et al., 1992).

Por otra parte observaciones realizadas en 1996, 6 años después del evento muestran que la recuperación de la vegetación es tan alta (Figura A.20.7) que para una persona sin conocimiento detallado de lo que ocurrió, es prácticamente imposible deducir que se presentó en la zona un evento de esta magnitud. Obviamente debe recalcar la influencia de la alta precipitación y de la temperatura media de unos 22°C, que permiten una tasa de recuperación muy alta al favorecer el crecimiento rápido de la vegetación.



Figura A.20.7 Recuperación de la vegetación, fotografía tomada en 1996.

A pesar de lo anterior, el desequilibrio que induce este tipo de evento sobre el paisaje es tal que el regreso a condiciones normales tarda varios meses: las vertientes desestabilizadas, particularmente a orillas de los ríos, seguirán produciendo sedimentos hasta que lleguen a un equilibrio y que la tasa de formación de suelo supere la de erosión, lo que suele tomar por lo menos varios meses.

Análisis y Conclusiones

La ocurrencia relativamente alta de este tipo de procesos múltiples causados tanto por sismos como por lluvias muy fuertes o muy prolongadas obliga a considerarlos como amenazas muy reales en las montañas intertropicales húmedas. Además, la magnitud de los daños que causan confirma la necesidad de estudiarlos con detenimiento.

Por otra parte su estudio se dificulta tanto por ser poco frecuentes en el tiempo, lo que obliga a aplicar el razonamiento ergódico, bien conocido en geomorfología (Chorley et al., 1985).

Otra dificultad es de la poca conservación de sus evidencias en climas tropicales húmedos: si no se describen en forma prácticamente inmediata, sus evidencias desaparecen muy rápidamente.

Siendo fenómenos que por alta magnitud han sido llamados catastróficos o convulsivos (Clifton, 1988), fuera de generar múltiples movimientos de vertiente producen también crecientes torrenciales, inundaciones, represamientos, sedimentación masiva y por lo tanto su estudio difícilmente puede limitarse a uno solo de sus aspectos.

Cuando ocurren en áreas más densamente pobladas, las consecuencias de estos procesos pueden ser particularmente problemáticos, como se pudo apreciar en la población de La Estrella, Antioquia (Colombia) a raíz del evento del 2.000 (Cadavid et al., 2004; Cadavid y Hermelin, 2005).

Finalmente, con el fin de poder aplicar análisis estadísticos (Can et al., 2005) se requiere disponer de una cantidad adecuada de datos y de una cartografía suficientemente detallada. Eso refuerza la necesidad de estudios sistemáticos de este tipo de eventos.

Las siguientes recomendaciones son pertinentes para el manejo de esta amenaza de origen natural:

- el estudio sistemático e inmediato de estos eventos es indispensable, si se quiere mejorar el conocimiento de sus características.
- el análisis del comportamiento de las vertientes ante los movimientos sísmicos debe ser mejorado, particularmente en climas húmedos.
- es fundamental, particularmente en zonas densamente pobladas, conocer para las principales formaciones superficiales y pendientes los umbrales de precipitación

a partir de los cuales comienzan a ocurrir los deslizamientos. Este conocimiento ha permitido que ciudades como Hong Kong y Rio de Janeiro monten sistemas de alerta permanentes que permiten tomar medidas, si no de prevención por lo menos de contingencia.

Es obvio que para países con paisajes, geología, suelos, climas y vegetación tan distintos como son los andinos, es prácticamente imposible pretender recurrir para estos estudios a una sola agencia especializada a nivel nacional. Es fundamental pensar en desarrollar grupos de investigación regionales que puedan no sólo enriquecer el conocimiento por medio de estudios locales específicos sino intervenir inmediatamente después de eventos para obtener la mayor cantidad posibles de información y asesorar en el control del evento, cuando eso es posible. Grupos que asocien entidades regionales con universidades locales deben empezar a asumir esa responsabilidad, si se quiere progresar seriamente en la investigación de los eventos catastróficos asociados a movimientos en masa múltiples.

REFERENCIAS

- Caballero, H., y Mejía, I., 1988, Algunos comentarios acerca del evento torrencial de la quebrada Ayurá (Envigado) del 14 de abril de 1988 y sus implicaciones en la evaluación de la amenaza al municipio, *en* Memorias, 2ª Conferencia sobre Riesgo Geológico en el Valle de Aburrá, Medellín: Medellín, p. 22.
- Cadavid, M.F., Hermelin, M., y de Greiff, P., 2004, Lessons learned from the May 2000 catastrophic event in the town of La Estrella, Antioquia, Colombia: *Journal of Human Security and Development*, v. 1, p. 75–90.
- Cadavid, M.F., y Hermelin, M., 2005, La avenida torrencial de 2000 de La Estrella, Antioquia, *en* Hermelin, M., ed., Desastres de origen natural en Colombia, 1979–2004: Medellín, Fondo Editorial Universidad EAFIT-Universidad del Valle OSSO, p. 187–198.
- Can, T., Nefeslioglu, H.A., Gokceoglu, C., Sonmez, H., y Duman, T.Y., 2005, Susceptibility assessments of shallow earthflows triggered by heavy rainfall at three catchments by logistic regression analyses: *Geomorphology*, V. 72, p. 250–271.
- Chorley, R.J., Schumm, S.A., y Sugden, D.E., 1985, *Geomorphology*: London, Methuen, 605 p.
- Clifton, H., 1988, Sedimentologic relevance of convulsive geologic events: *Geological Society of America, Special Paper*, p. 1–5.
- Flórez, M.T., y Parra, L.N., 1988, La avalancha de la quebrada Ayurá del 14 de abril de 1988, *en* Memorias, 2ª Conferencia sobre Riesgo Geológico en el Valle de Aburrá, Medellín: Medellín, Colombia, 24 p.

- Garwood, N.C., Janos, D.P., Brokaw, N., 1979, Earthquake-caused landslides: a major disturbance to tropical forests: *Science* v. 205, p. 997–999.
- Hermelin, M., 1991, Algunas reflexiones acerca de la catástrofe del 21 de septiembre de 1990 en San Carlos, Antioquia: AGID Report No 16 Universidad EAFIT, p. 115–118.
- Hermelin, M., y Velásquez, E., 1992, Erosional and depositional features produced by a convulsive event, San Carlos, Colombia, september 21, 1990: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 45, p. 89–95.
- Hermelin, M., Curvelo, C., y Osorio, V.L., 1992, Estudio de los fenómenos ocurridos en cuenca del río San Francisco a raíz del aguacero del 20 de marzo de 1991, *en* Memorias, 3ª Conferencia Latinoamericana sobre Riesgo Geológico Urbano, y 2ª Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, Pereira: Bogotá, INGEOMINAS, v. 2, p. 147–176.
- Jones, F.O., 1973, Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil, Washington, U S Geological Survey, 42 p.
- Keefer, D., 1994, The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions: *Geomorphology*, v. 10, p. 265–284.
- Larsen, M.C., Wieczorek, G.F., 2001, Venezuelan debris flow and flash flood disaster of 1999 study, *EOS*, v. 82, p. 572–573.
- Martínez, J., Ávila, M.G., 1995, Landslides and debris flows triggered by the 6 June 1994 Paéz earthquake southwestern Colombia: *Landslides News*, v. 9, p. 13–15.
- Nieto, A.S., y Schuster, R.L., 1988, Mass wasting and flooding induced by the 5 March 1987 Ecuador earthquake: *Landslides News*, v. 2, p. 5–8.
- Piedrahita, I., y Hermelin, M., 1996, Amenazas geológicas por eventos torrenciales en la vertiente occidental del río San Juan, Antioquia, *en* Memorias, 7º Congreso Colombiano de Geología, y Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, 4ª, Bogotá: Bogotá, INGEOMINAS.
- Piedrahita, I., y Hermelin, M., 2005, La avenida torrencial del río Tapartó, (Antioquia) de 1993 *en* Hermelin, M., ed., *Desastres de origen natural en Colombia, 1979–2004*: Medellín, Fondo Editorial Universidad EAFIT-Universidad del Valle OSSO, p. 109–120.
- PNUD, 2000, Efectos de las lluvias caídas en Venezuela en diciembre de 1999, Caracas: PNUD-CAF, CDB Publicaciones, 224 p.
- Schuster, R.L., Nieto, A.S.O., Rourke, T.D., Crespo, E., y Plaza Nieto, G., 1996, Mass wasting triggered by the 5 March 1987 Ecuador earthquakes: *Engineering Geology*, v. 42, p. 1–23.
- Simonet, D.S., 1967, Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Toricelli Mountains, New Guinea, *en* Jennings J.N., y Mabbutt J.A., ed., *Landform*

- studies from Australia and New Guinea, Canberra, Australian National University Press, p. 64–84.
- Slaymaker, O., 1990, Climate change and erosion processes in mountain regions of western Canada: *Mountain Research and Development*, v. 10, p. 183–195.
- Velásquez, E., Hermelin, M., y Mejía, O., 1991, Movimientos de Masa causados por el aguacero de septiembre 21 de 1990 en San Carlos, *en Memorias*, 4º Congreso Colombiano de Geotecnia, Bogotá: Bogotá, Sociedad Colombiana de Geotecnia, p. 567–582.
- Velásquez, E., Mejía, O., y Hermelin, M., 1992, Consideraciones sobre las cenizas volcánicas de la región de San Carlos, *en Memorias*, 3ª Conferencia Latinoamericana sobre Riesgo Geológico Urbano, y 2ª Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, Pereira: Bogotá, INGEOMINAS, v. 1, p. 449–460.
- Velásquez, E., Mejía, O., y Hermelin, M., 2002, El evento torrencial de septiembre de 1990 en San Carlos (Colombia) y sus consecuencias catastróficas, *en* J. L. H. M. I. (compiladores), *Desastres Naturales en América Latina: México*, Fondo de Cultural Económica, p. 335–348.
- Velásquez, E., y M., Hermelin, 2005, El evento de San Carlos (Antioquia) de 1990, *en* Hermelin, M., ed., *Desastres de origen natural en Colombia, 1979–2004: Medellín*, Fondo Editorial Universidad EAFIT-Universidad del Valle OSSO, p. 77–90.
- Wilches-Chaux, G., 2005, El terremoto, la avalancha y los deslizamientos de la cuenca del río Paéz (Cauca), 1994: Cali, Fondo Editorial Universidad EAFIT-Universidad del Valle OSSO, p. 135–150.

A.21 FLUJO DE DETRITOS (ALUVIÓN) DEL 4 DE ABRIL DEL 2001 DE PALMA SOLA, JUJUY, ARGENTINA

Emilio F. González Díaz, María Alejandra González¹, Eulogio Ramallo y Diego Azcurra

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

¹E-mail: marigo@minproduccion.gov.ar

.....

Localización

Los movimientos en masa se iniciaron en los faldeos de la sierra del Centinela y se concentraron y encauzaron por los ríos Las Delicias, Santa Rita y El Sauzal afectando las poblaciones de Palma Sola, Puesto Nuevo, Las Delicias y El Olvido. Provincia de Jujuy en el noroeste argentino.

Descripción – Tipo de movimiento

Las serranías de Santa Bárbara, del Centinela y de Maíz Gordo representan paisajes estructurales compuestos por una sucesión de anticlinales aportillados, con su antiguo núcleo eopaleozoico parcialmente expuesto por fallamiento posterior y denudación. Fallas principales marginan sus flancos occidentales dando lugar a extensas escarpas de falla. El típico paisaje de estructura plegada anticlinal se reconoce más claramente en sus limbos orientales. Estas estructuras en razón de su inclinación axial, muestran una “nariz” o cierre en sus tramos septentrionales. Las mayores alturas de la sierra alcanzan los 2.500 m, mientras que hacia la nariz llega a los 800 metros.

Considerando la relación estructura-drenaje, son numerosos los valles longitudinales (o de rumbo), controlados espacialmente por la general orientación de la estratificación o el fallamiento principal. Más en detalle, son comunes los valles homoclinales, con asimétricos perfiles transversales, como una consecuencia del fenómeno de la “migración homoclinal”. También se distinguen tramos de valles del tipo transversal, resultantes de la madurez del proceso geomórfico fluvial.

Tanto el arroyo Santa Rita como el arroyo Las Delicias presentan un recorrido S-N a través de un amplio valle. Sus planicies aluviales presentan un encajonamiento de hábito meandriforme de sus cauces. Luego de atravesar las sierras, el arroyo Las Delicias se insurge en los depósitos de bajada, mientras que el Santa Rita continúa hasta desembocar en el río San Francisco.

En abril de 2001, en ambos flancos de la sierra del Centinela, ocurrieron numerosos y distintos procesos de movimientos en masa. Su tipología está integrada por avalanchas de detritos (Figura A.21.1), deslizamientos de detritos (Figura A.21.2) y/o de suelos y caídas de rocas (Figura A.21.3).



Figura A.21.1 Vista aérea de la cumbre de Chanacaca con numerosas avalanchas de detritos. En segundo plano y a niveles cumbres de la sierra del Centinela, deslizamientos de detritos activos e inactivos en la Formación Pirgua.



Figura A.21.2 (a) En primer plano, depósitos de flujos de detritos. En segundo plano, huellas de deslizamientos de detritos.

Los materiales aportados por estos movimientos, al llegar a los cauces de los ríos se transformaron en flujos a los que se les distinguió dos fases denominados *fase de creciente* (flujo de detritos) inicial y *fase de aluvión no natural* posterior. La primera se reconoce entre las cabeceras de los tributarios occidentales de la Sa. del Centinela y el puente de Palma Sola. Aguas abajo de éste, aconteció la fase del aluvión no natural. La *fase de creciente*, fue una consecuencia del enorme volumen de agua aportado por las intensas precipitaciones al sistema fluvial. En dos días llovió aproximadamente 200 mm que corresponde al 25% de la media mensual. Sus efectos en el drenaje troncal y particularmente en el tributario son claramente discernibles en las imágenes Landsat analizadas con posterioridad (14/04/01).

En el Arroyo Santa Rita, los detritos de la fase de creciente (con un mecanismo afín a un flujo denso) alcanzó a sobrepasar sus márgenes, los que ocurrieron

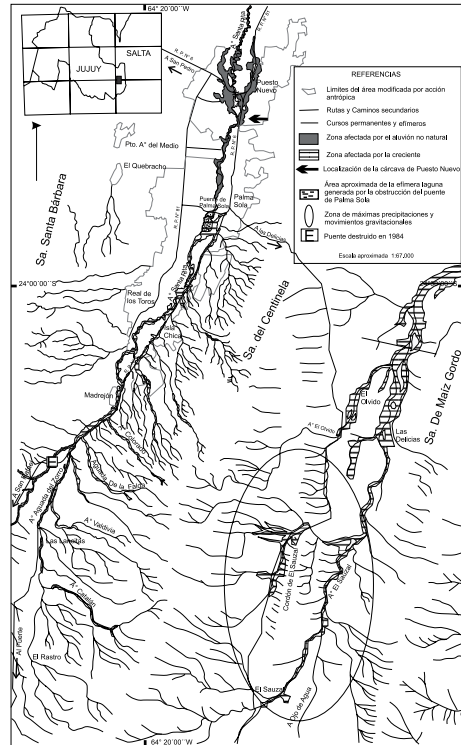


Figura A.21.2 (b) Localización de las zonas afectadas por el flujo, del área aproximada de la laguna efímera generada por la obstrucción del puente y del sector de mayor precipitación.

casi exclusivamente sobre el término de las pendientes de corte en su viaje a la siguiente pendiente de acumulación. En consecuencia, hubo una coetánea acumulación de espesos enlames en las áreas situadas inmediatamente aguas abajo de esas curvas, con consecuentes daños en caminos, cultivos y propiedades adyacentes. También generó extensas “barreras” o localizados “cúmulos”, integrados principalmente por restos de la vegetación transportada, y clastos de diversos tamaños (Figura A.21.4 y A.21.5).

En los tributarios sus desbordes facilitaron su desvío y encauzamiento a lo largo de caminos secundarios, destruyéndolos por erosión (carcavamiento), por “corte” de los mismos o por obstrucción con sus materiales transportados (clastos, ramas y troncos de árboles).

La segunda fase es definida como fase de un circunstancial aluvión no natural. El término “aluvión” propuesto por Hauser (1993), equivale a la castellanización de jökulhlaup, o de outburst flood, fenómeno que resulta generalmente de la ruptura del endicamiento producido por acumulaciones naturales (morenas, material deslizado, etc.) y la consiguiente liberación del embalse generado. El aluvión tiene un mecanismo de transporte masivo de detritos. El aluvión de Palma Sola debió guardar cierta similitud con un debris flood (Hungry, et al. 2001) o con la facie distal o continuidad (runout) más diluidas de un debris flow o lahar que Scott (1989) definiera como un flujo hipersaturado. Para la formación del aluvión fue fundamental que la sección



Figura A.21.3 Caídas de rocas en las pendientes de los valles asimétricos homoclinales y de rumbo (cumbre de Chancaca). Se observan los conos de deyección generados al pie de la pendiente (Formación Yacoraite).



Figura A.21.4 Barrera vegetal formada en el camino entre Las Lanzitas y la desembocadura del arroyo Colorado.



Figura A.21.5 Cúmulo de ramas contra un obstáculo, en este caso representado por un árbol. La persona en situación más elevada señala la altura alcanzada por la creciente, que está indicada por el límite superior de la corteza arrancada del árbol.

del puente de Palma Sola, careciera de una relación adecuada con la extensión de la planicie aluvial del Arroyo Santa Rita y con el volumen de agua que probablemente llegaría a canalizar en determinadas situaciones, como la ocurrida el 4 de abril del 2001. Debido a esto se denominó “no natural” ya que la obstrucción fue provocada por un puente carretero.

La acumulación de materiales contra la estructura del puente de Palma Sola provocó el efímero endicamiento de las aguas de la fase de creciente del Arroyo Santa Rita, y la consecuente formación de un extenso cuerpo de agua (Figura A.21.6). Este hecho fue seguido por el paroxísmico colapso de un tramo de su estructura (terraplenes de acceso) generando el aluvión no natural. A partir del colapso del endicamiento en el tramo derecho del terraplén, las aguas embalsadas se movilizaron en forma de una local y episódica onda de un aluvión, de gran volumen y velocidad, de material diverso. Su accionar erosivo se concentró en las pendientes externas o “de corte” de sus sinuosidades. Evidencias de ello se observan en el paraje Aguas Negras, donde se asocia a fenómenos locales de deslizamientos y de caídas causadas por el socavamiento basal de la pendiente. Este proceso enriqueció la variada carga sólida que se movilizaba. La altura del encajonamiento las márgenes en este punto (¿“primer nivel de terraza?”), limitó la acción fluvial a una erosión lateral, sin llegar a desbordar.

Los hechos en Puesto Nuevo al arribo del aluvión, reclaman una explicación más detallada. Inmediatamente aguas arriba del extremo sur del pueblo (donde existía un aserradero), el Arroyo Santa Rita traza una amplia sinuosidad o curva, cuya pendiente de corte se halla muy próxima la ruta y al Canal Puesto Nuevo. En ese lugar la escarpa externa de erosión del arroyo alcanza baja altura y de acuerdo a lo observado, ocupa una situación altimétrica inferior al “segundo nivel”. En ese punto la onda del aluvión se



Figura A.21.6 Vista aérea del puente de Palma Sola. Aguas arriba (hacia el observador) aparece la zona que albergó una efímera laguna por endicamiento. También se ve el puente tipo Bailey construido para salvar el obstáculo representado por el arroyo Santa Rita.



Figura A.21.7 Vista aérea. Detalle del punto de ingreso (a) del ramal principal del aluvión a Puesto Nuevo. Se comprueba la peligrosa cercanía de la traza de la ruta provincial número 6 (b) a la pendiente de corte del arroyo. Esta situación se repite con el canal de riego (c) de Puesto Nuevo.

dividió en dos “ramales” (Figura A.21.7). Uno de ellos (el que más daños provocó y probablemente de mayor envergadura), sobrepasó fácilmente la citada escarpa y continuó su trayectoria paralelamente a la ruta. Con alto poder erosivo excavó una cárcava de grandes dimensiones: 4–5 m de profundidad en su extremo sur, unos 50 m de ancho y una longitud cercana a los 1.000 m (Figura A.21.8). En planta tenía una forma acunada que cerraba hacia el norte. El elevado grado de erosión y la formación de la “cárcava” de gran magnitud, aparentemente se vio favorecida por las características litológicas del terreno sobre el que el “ramal” se desplazó. En su composición participan arenas, limos y arcillas de reducida compactación. Además, recientes obras de “zanjeo” para la instalación del sistema cloacal, perturbaron la estructura del terreno, con reducción localizada de su consistencia e incremento de su friabilidad. Sin duda, tales condiciones previas contribuyeron para que la erosión alcanzara tan sobresalientes parámetros y tan rápido desarrollo de la impresionante geoforma (Figura A.21.9). El desarrollo de la cárcava decapitó los frentes de inmuebles (Figura A.21.10). Los enlames previos sepultaron parcialmente propiedades adyacentes a la ruta, vehículos y maquinaria. La “cabeza” de este “ramal” se

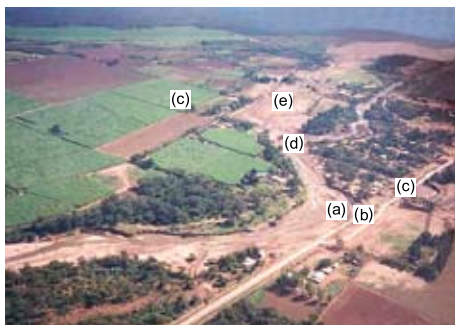


Figura A.21.8 Vista aérea de la gran sinuosidad (a) del arroyo Santa Rita y el lugar (b) por donde ingresó el ramal principal del aluvión al centro urbano de Puesto Nuevo. La traza de la gigantesca cárcava (c) aparece adyacente a la zona de viviendas afectadas y a un tramo dañado de la ruta provincial número 6. Aguas arriba se ve la abrupta curva que dio lugar al desborde y los enlames resultantes (d), sobre sectores adyacentes a las rutas provinciales número 6 y 8.



Figura A.21.9 Una vista desde el norte, del interior de la gigantesca cárcava generada por la acción erosiva del ramal principal del aluvión.



Figura A.21.10 Vista de la cárcava, que muestra sus altas escarpas de erosión y los daños en la ruta provincial número 6.

proyectó más al norte. Destruyó tramos por socavamiento de su terraplén (cárcavas o “zanjones” marginales). Ocasionalmente arrastró algunos vehículos.

El otro “ramal” continuó su trayectoria aguas abajo controlado por el encajonamiento del Arroyo Santa Rita. Al arribar a la siguiente y abrupta curva, también sobrepasó su margen izquierda, cubriendo sus enlames en una gran extensión que abarcó aproximadamente un kilómetro cuadrado (Figura A.21.11).

Resumiendo, de no mediar la obstrucción de la creciente en el puente de Palma Sola y el desarrollo del aluvión no natural, el desastre de Puesto Nuevo jamás hubiera alcanzado semejante magnitud.



Figura A.21.11 Vista aérea de las acumulaciones de enlames del aluvión en los terrenos del porotal situado frente al paraje de Aguas Negras (Finca Flores).

Factores condicionantes y desencadenantes

Entre los factores que condicionaron el proceso geomorfológico se destacan:

El relieve y la morfología. Las pronunciadas pendientes y el elevado relieve relativo favorecieron los movimientos de ladera y acentuaron la erosión fluvial de los cursos.

La litología. Básicamente es arenosa fina y limosa, (unidades terciarias y cretácicas). Muy deleznable por la moderada cohesión de sus materiales y la inconsistencia del cemento carbonático. Se reconoció un déficit de agua (González Díaz y González, 2002).

La característica de las cuencas. La rápida convergencia y concentración de tributarios de las cuencas, sus fuertes pendientes, la configuración elongada de la cuenca, hicieron que el escurrimiento superficial alcanzara rápidamente su pico de máxima en el troncal, y generara una creciente de tipo “flash”.

Antecedentes previos de movimientos en masa. En las sierras adyacentes, particularmente en los faldeos de la Sierra del Centinela, se observaron numerosas evidencias de movimientos gravitacionales previos (deslizamientos, caídas, flujos, etc). Existen antecedentes de su reiteración (1950; 1996), en ocasiones bajo la forma de flujos densos del tipo torrente de barro (1984), que dañaron Palma Sola.

Actividad antrópica. En la construcción de algunas obras, como el puente de Palma Sola no se tuvo en cuenta los parámetros morfométricos de la cuenca de drenaje, amplitud de la planicie aluvial, la probabilidad de movilizaciones de enormes volúmenes hídricos durante una creciente, el régimen de los tributarios, el tipo de carga accidental (troncos, ramaje, etc.). Tampoco las destrucciones previas que afectaron en los puentes de acceso a San Rafael (1984), o en Palma Sola (1996), sobre el Arroyo Santa Rita.

El factor desencadenante del fenómeno fue la tormenta del 3 y 4 de abril. Se registraron tres episodios de formación de varias células convectivas. La notoria agrupación de deslizamientos y de la erosión fluvial en un determinado sector latitudinal (aproximadamente entre 24°15' y 24°05') de la Sierra del Centinela, fortalecen la idea de una concentración de las precipitaciones en dicho sector. En dos días, la precipitación llegó a superar el 25% de la media anual, generando una excepcional creciente en las dos cuencas independientes de los arroyos Santa Rita y El Sauzal.

REFERENCIAS

- González Díaz, E.F., González, M.A., Ramallo E., y Azcurra, D., 2001, El aluvión de Palma Sola: Serie Contribuciones Técnicas SEGEMAR Peligrosidad Geológica, No. 3, Versión digital CD-Rom.
- González Díaz, E.F., y González, M.A., 2002, El aluvión no natural del 4 de abril del 2001 en Palma Sola, Jujuy, Argentina, *en* Memorias, 15° Congreso Geológico Argentino, Calafate: CD-Rom, p. 66.
- Hauser, A., 1993, Remociones en masa en Chile: Boletín Servicio Nacional de Geología y Minería, No. 45, p. 73.
- Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M., y Hutchinson, J. N., 2001, Review of the Classification of landslides of the flow type: Environmental and Engineering Geoscience, v. 7, p. 221–238.
- Scott, K.M., 1989, Magnitud and frequency of lahars and lahar runout flows in the Toutle-Cowlitz river system: USGS, Professional Paper No. 1447-B, p. 1–33.

A.22 FLUJO DE DETRITOS (HUAYCO) DE TAMBO DE VISO, LIMA, PERÚ

Lionel Fídel Smoll¹, Daniel Olcese Huerta

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Lima, Perú

¹E-mail: lfidel@ingemmet.gob.pe

.....

Localización

La quebrada Viso sobre la que ocurrió el flujo de detritos que se describe a continuación, se localiza en la provincia de Huarochiri del departamento de Lima y hace parte de la cuenca del río Rímac, hacia donde drenan sus aguas por la margen izquierda (Figura A.22.1).

En esta zona ocurren con frecuencia este tipo de flujos, denominados huaycos en Perú, aunque usualmente son de pequeña magnitud. Sin embargo, las fuertes precipitaciones asociadas al fenómeno El Niño 97/98, detonaron este flujo de detritos de gran magnitud el día 16 de enero de 1998.

Descripción

Las unidades geológicas que afloran en el área, están conformadas por calizas y margas fracturadas que se encuentran en la margen derecha de la quebrada, frente a su desembocadura en el río Rímac, formando un valle encañonado con pendientes abruptas. Por su parte, en la cuenca media afloran rocas volcánico – sedimentarias (andesitas y areniscas) muy fracturadas, y en la cuenca alta andesitas y basaltos. La morfología es de un valle glaciar. Cubriendo a estas rocas se tienen depósitos glaciares y fluvio glaciares en la cuenca alta, así como espesos depósitos coluviales y proluviales que corresponden a los materiales de flujos antiguos y recientes que se encuentran sobre el cono de deyección de la quebrada.

La quebrada Viso conforma un valle juvenil en forma de “V” con laderas de pendientes fuertes a abruptas, que encañonan la quebrada en algunos sectores. El valle tiene un área de aproximadamente 22 km² y 15 km de longitud, con alturas que varían entre 2.400 y 5.600 m.s.n.m.

El volumen del flujo fue de aproximadamente 400.000 m³ y transportó bloques rocosos de hasta 3 m de diámetro. Una vez que alcanzó el río Rímac, el material del flujo alcanzó a represarlo por algunos minutos; luego ocurrió el desembalse que ocasionó cuantiosos daños aguas abajo (Fídel y Olcese, 1998) (Ver Figuras A.22.2 a A.22.4).

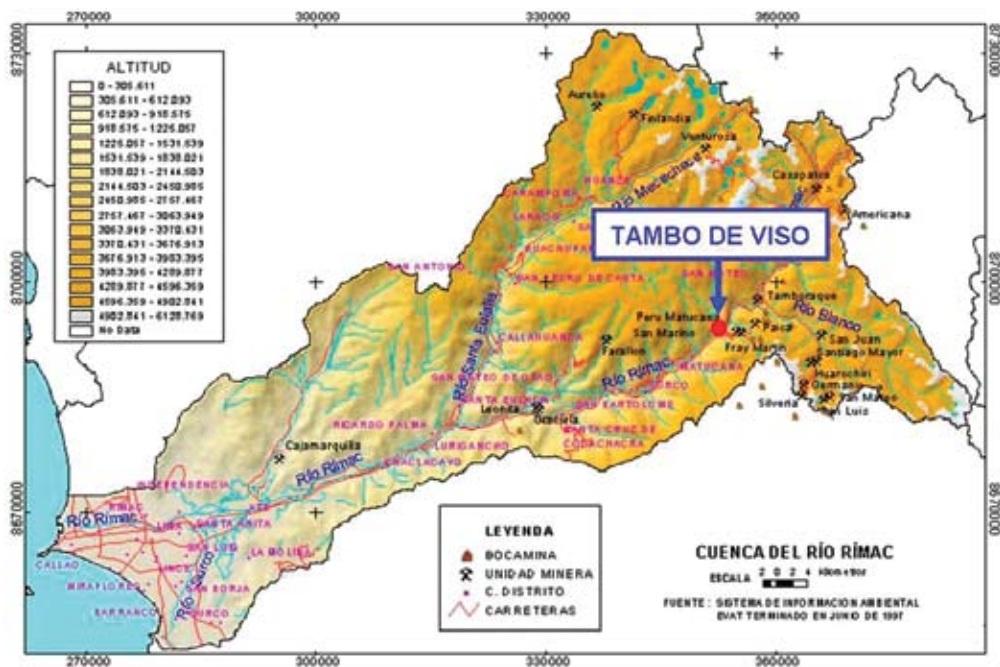


Figura A.22.1 Esquema de localización del flujo de detritos de Tambo de Viso.



Figura A.22.2 Vista de la desembocadura de la quebrada Viso en el río Rímac. Se aprecia el puente de Ferrocarril Central, la línea férrea y la Carretera Central completamente sepultadas por el flujo (Fotografía L. Fidel, enero 1998).

Factores condicionantes y detonantes

El principal factor detonante de este evento fueron las fuertes precipitaciones, pero estuvo condicionado por la orografía local, el abundante material inconsolidado en las laderas, la escasa vegetación, la morfología abrupta de la zona, así como la fuerte pendiente y la existencia de un cono de deyección ubicado en un valle estrecho y encañonado. Todo ello contribuyó tanto a la formación, como al transporte y acumulación del flujo de detritos (huayco) que se precipitó sobre el río Rímac (Fidel y Olcese, 1998).

Efectos

Este evento destruyó 300 m de la Carretera Central y 400 m de la línea del Ferrocarril Central, incluyendo dos puentes y paralizando por varios días el transporte de minerales y productos agrícolas de la sierra central hacia la capital. También se destruyeron terrenos de cultivo, varias viviendas de la localidad de Viso y el acceso a la mina Barón que hoy en día se encuentra abandonada. De igual manera, el desembalse natural provocó la colmatación del cauce aguas abajo, además de erosionar varios tramos de la plataforma de la carretera y destruir puentes y accesos como lo ilustran las Figuras A.22.3 y A.22.4 (Fidel y Olcese, 1998).



Figura A.22.3 Vista de la quebrada Viso, aguas arriba de la desembocadura al río Rímac. Se destaca la gran cantidad de material que cubrió viviendas y árboles (Fotografía L. Fídel, enero 1998).



Figura A22.4 Carretera Central del Perú, aguas abajo de la quebrada Viso, totalmente erosionada por el paso del flujo de detritos (Huayco) (Fotografía El Comercio, enero 1998).

REFERENCIAS

Fídel, L., y Olcese, D., 1998, Inspección de riesgos geológicos en prevención a efectos del fenómeno «El Niño» en la cuenca del río Rímac: INGEMMET Dirección de Geotecnia, Lima, informe interno.

A.23 FLUJO DE DETRITOS DE ANTOFAGASTA 1991, CHILE

Luis E. Lara (compilador)

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN, Santiago

E-mail: lelara@sernageomin.cl

.....

La descripción del evento que se suministra a continuación proviene principalmente de la publicación de Hauser (1997), un boletín especial sobre los 'aluviones' de Antofagasta de 1991.

Localización

La ciudad de Antofagasta (23,6°S/70,4°W), capital de la región homónima, se encuentra en la costa del norte de Chile ocupando una planicie de abrasión al oeste de la Cordillera de la Costa. La planicie, y toda el área urbana, es cruzada por quebradas que descienden hacia la costa y que concentraron los flujos de detritos de 1991.

Descripción del área y características del movimiento en masa

Según diversas fuentes, en la madrugada del 18 de junio de 1991, extensos sectores de la ciudad de Antofagasta y sus alrededores fueron arrasados por una sucesión de flujos detríticos que descendieron desde la Cordillera Costa hasta la zona urbana alcanzando el litoral. El saldo de este evento fueron 91 víctimas fatales, 19 desaparecidos, 700 viviendas totalmente destruidas, otras 4.000 con daño severo y pérdidas por *ca.* US\$ 71 millones.

La superficie total de las hoyas hidrográficas del sector afectado por los flujos alcanza *ca.* 142,4 km² y las quebradas aparecen, principalmente, labradas sobre rocas volcánicas jurásicas muy competentes de la Formación La Negra (García, 1967; Ferraris y Di Biase, 1978; González y Niemeyer, 2005). Aguas abajo, las quebradas alcanzan la planicie de abrasión marina que separan el litoral del piedemonte de la Cordillera de la Costa. En el sector costero afloran, a su vez, secuencias marinas soleventadas del Cuaternario (Martínez y Niemeyer, 1982). Las quebradas, normalmente secas, contienen depósitos aluviales que forman grandes abanicos al dejar la cordillera en dirección al mar. Gravas y bloques del relleno aluvial es el material que fue removido mecánicamente durante los eventos de alta pluviosidad.

El registro de precipitaciones, sumado al análisis de los factores críticos sugiere un período de retorno de *ca.* 50 años para este tipo de movimientos en masa en la zona (Hauser, 2000).

Una primera etapa de construcción de obras de mitigación se realizó en los años siguientes al desastre. Sin embargo, el crecimiento urbano y la intervención antrópica



(a)



(b)

Figura A.23.1 (a) Voluminosa acumulación de los depósitos del flujo de detritos de 1991 en Antofagasta, sector litoral cerca de la base de descarga de la quebrada La Negra (b) El mismo lugar fotografiado en 1996, 5 años después del evento (Fotografías A. Hauser).

irregular aumentan nuevamente el riesgo ante eventos similares en el entorno de Antofagasta (Hauser, 1997) (Figura A.23.1).

Factores condicionantes y desencadenantes

La disponibilidad de material detrítico en los grandes abanicos aluviales que descenden hacia la costa fue la condición previa que facilitó el desarrollo de los flujos de detritos. El factor gatillante fueron las intensas precipitaciones acompañadas también de fuertes vientos. Las quebradas cercanas a Antofagasta recibieron hasta 42 mm en un día, valor que superó con creces el promedio de *ca.* 3 mm/día registrado históricamente para el período 1969–1991. El registro estratigráfico muestra la recurrencia de estos procesos y su relación con eventos El Niño (Vargas et al., 2000).

REFERENCIAS

- Ferraris, F., y Di Biase, F., 1978, Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta: Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile No. 30., Santiago, p. 48.
- García, F., 1967, Geología del Norte Grande de Chile, *en* Memorias, 3^{er} Simposio sobre el Geosinclinal Andino, Santiago, p. 183.
- González, G., y Niemeyer, H., 2005, Cartas Antofagasta y Punta Tetas, Región de Antofagasta: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile No. 89, escala 1:100.000, 1 mapa, 35 p.
- Hauser, A., 1997, Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: un análisis crítico a 5 años del desastre: Boletín Servicio Nacional de Geología y Minería, No. 49, 47 p.
- Hauser, A., 2000, Remociones en masa en Chile: Boletín Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, No. 59, Versión actualizada, 89 p.
- Martínez, E., y Niemeyer, H., 1982, Depósitos marinos aterrazados del Plioceno Superior de la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla de Atacama, *en* Memorias, 3^{er} Congreso Geológico Chileno, Concepción: p. A176–A188.
- Vargas, G., Ortlieb, L., y Rutland, J., 2000, Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del sur: Revista Geológica de Chile, v. 27, No. 2, p. 157–176.

A.24 FLUJO DE TIERRA DE SAN CAYETANO, CUNDINAMARCA, COLOMBIA

Yolanda Calderón¹, Justo Pastor Padilla

Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS, Bogotá, Colombia

¹Email: ycaldero@ingeo Minas.gov.co

.....

Localización

El municipio de San Cayetano se ubica al noroccidente del departamento de Cundinamarca, sobre el flanco occidental de la Cordillera Oriental, a tres horas por carretera de Bogotá, capital de Cundinamarca y de Colombia. El área afectada por el movimiento en masa se sitúa al nororiente del casco urbano de San Cayetano, en las coordenadas geográficas 74°10'50.75"W y 5°26'23.76"N, y 73°58'34.49"W y 5°12'57.08"N. La zona, ubicada en las riberas del río Negro, red hidrográfica de tipo torrencial, tiene una topografía de laderas con pendientes hasta del 10% y altitud entre 2.000 y 2.500 m.s.n.m.

Descripción del área y características del movimiento

El casco urbano de San Cayetano se ubica entre la quebrada La Virgen, límite occidental del casco urbano, y la quebrada Alcaparral al oriente, entre las Fallas de San Cayetano y la Virgen; presenta una superficie sub-horizontal, morfología aterrazada y levemente ondulada, con una extensión aproximada de 100 Hectáreas. El gran deslizamiento del que se trata se ubica al nororiente del casco urbano, ocupando alrededor de 10 km²; tiene una superficie muy rugosa y pendiente topográfica moderadamente inclinada, con presencia de depresiones, promontorios, charcos y lagunas (Figura A.24.1).



Figura A.24.1 Vista general del deslizamiento de San Cayetano en el departamento de Cundinamarca. A la izquierda el casco urbano del municipio.

La mayor parte del área donde ocurrió el deslizamiento corresponde a suelos coluviales recientes, depositados en su mayor parte sobre rocas sedimentarias (capas de lutitas) laminadas de color gris claro a gris oscuro (shales negros) de la Formación Simijaca del Cretácico Superior y sobre intercalaciones de limolitas y areniscas de la Formación Arenisca de Chiquinquirá del Cretácico Inferior. Los depósitos coluviales son matriz soportados, compuestos principalmente por arcillas de baja plasticidad con algunas arenas limosas y arcillosas (Figura A.24.2).

Figura A.24.2 Vista aérea del flujo , se detalla la dirección del movimiento.



A mediados de enero de 1999 (enero 20 de 1999) se observaron los primeros indicios de inestabilidad en el casco urbano de San Cayetano, y en el transcurso de menos de tres meses las estructuras del casco urbano del pueblo se agrietaron a tal grado que fue necesario evacuar 180 familias que ocupaban la localidad. Inmediatamente al noreste del casco urbano, sobre el valle del río Negro, se venía desarrollando unos meses atrás, un movimiento en masa de gran dimensión.

El área de la masa en movimiento se estima en unas 200 Ha y su volumen entre 15 y 20 millones de m^3 , sin embargo el área total de suelo coluvial inestable es mucho mayor, pudiendo ocupar una extensión de 10 km^2 . La inclinación de la superficie del terreno en la zona del deslizamiento principal es de aproximadamente 11% y el desplazamiento del suelo se produjo con un azimut de 215 grados en dirección de la mayor pendiente. Se presentaron tasas de movimiento de varios centímetros a metros por día. El espesor del depósito movilizado oscila entre 2 y 15 m.

El gran deslizamiento se desarrolló a partir de múltiples deslizamientos rotacionales retrogresivos, que se generaron hacia la cabeza del deslizamiento inicial. El material desplazado avanzó centenares de metros pendiente abajo como un flujo de tierra y de detritos. A su paso el material deslizado detono, por efecto del empuje sobre las laderas naturales, nuevos deslizamientos rotacionales, traslacionales, volcamientos y nuevos flujos de tierras (Figura A.24.3).



Figura A.24.3 Procesos de socavación lateral y confluencia de la quebrada Tabaquera y el río Negro (Valle de Hato Viejo).

Factores condicionantes y detonantes

La composición litológica (lutitas de composición arcillosa y suelos coluviales producto de estos mismos materiales), el alto grado de meteorización y el fracturamiento de las rocas, así como estructuras heredadas y discontinuidades condicionaron la ocurrencia de este evento. Así mismo, la presencia de familias de diaclasas, orientadas en condición de inestabilidad cinemática y morfología ondulada de las laderas inestables que permite acumulación de agua y mayor infiltración contribuyeron.

Estas características unidas a la presencia de suelos desprotegidos debido a la deforestación y prácticas agrícolas no adecuadas incrementaron la percolación de agua a capas profundas durante el prolongado periodo de intensas precipitaciones. Este periodo de lluvias, con una recurrencia de 200 años, duro 219 días y pudo producir la saturación de los horizontes inferiores de suelo y su posterior pérdida de resistencia, siendo de acuerdo a los resultados arrojados por la evaluación el detonante principal del movimiento, y los movimientos asociados.

Efectos y medidas de mitigación y control

El deslizamiento de San Cayetano se convirtió en un desastre que requirió la evacuación y reubicación de la totalidad del casco urbano, el desarrollo de estudios de amenazas y riesgo para todo el municipio con el fin de determinar un nuevo sitio de reubicación del casco urbano. La reubicación definitiva de la población se produjo entre el año 2000 y 2002. Se diseñaron y construyeron obras de control y mitigación.

La reconstrucción integró todos los aspectos técnicos, económicos, administrativos y sociales con el fin de disminuir el impacto del fenómeno en la población afectada.

REFERENCIAS

- INGEOMINAS, 2000, Zonificación Geológica – Geotécnica de los Municipios de San Cayetano y Paima, Informe Técnico, v. 1.
- INGEOMINAS, 2000, Estudio semidetallado del antiguo casco urbano de San Cayetano y del gran deslizamiento, Informe Técnico, v. 1.

A.25 COLAPSO Y FLUJO DE DETRITOS DE AOBAMBA, CUSCO, PERÚ

Victor Carlotto¹, Lionel Fidel, Antonio Guzmán, Germán Valenzuela y Alfredo Huamaní

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Lima, Perú

¹E-mail: vcarlotto@ingemmet.gob.pe

.....

El presente artículo es una síntesis de los trabajos realizados dentro del Convenio EGEM S.A. – INGEMMET por Carlotto (2000), Fidel y Huamaní (2000) y Guzman et al. (1999).

Localización

La cuenca del río Aobamba en donde ocurrieron los movimientos en masa que se describen, se localiza en la provincia de Urubamba en el Departamento de Cusco, al sureste de Perú. Por su parte, la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu que fue la instalación más importante afectada por estos eventos, se encuentra sobre el río Vilcanota a 300 m aguas arriba de la desembocadura del río Aobamba (Figura A.25.1).

Entre 1996 y 1999 ocurrieron cuatro eventos en la cuenca de este río: el primero fue el colapso y flujo de detritos del 12 de julio de 1996 que se originó en la quebrada Orcoscancha; luego el que se considera el más destructivo, el 27 de febrero de 1998 en la quebrada Rayancancho. A este le siguieron otros dos, uno el 12 de marzo y otro el 22 de noviembre de 1998 en la misma quebrada Orcoscancha. Estos tres últimos eventos coincidieron con las fechas de ocurrencia del fenómeno El Niño de 1997 y 1998 (Fidel y Huamaní, 2000, Guzmán et al., 1999).

Por otra parte, vale la pena mencionar que la destrucción de partes de un antiguo camino Incaico que cruza el río Aobamba sugiere que por varios siglos no se presentaban en esta cuenca eventos con la magnitud de la ocurrida en el año de 1998 (Carlotto et al., 2000).

Descripción del área y características del movimiento

Aspectos geomorfológicos y geológicos

La cuenca del río Aobamba que corre en dirección N-S, constituye el límite occidental del Santuario Histórico de Machu Picchu. A ella confluyen las quebradas Sisaypampa y Pacchac Grande, que nacen en los nevados de Salcantay a 6.264 m.s.n.m. El río Aobamba desemboca en el río Vilcanota – Urubamba a 2.050 m.s.n.m. después de recorrer 18 km desde su nacimiento y se caracteriza por una cuenca de recepción en forma de circo glaciar. El río presenta un valle juvenil con una cuenca media en



Figura A.25.1 Cuenca del río Aobamba y el recorrido de los flujos de detritos ocurridos entre el 27 de febrero y el 22 de noviembre de 1998.

forma de “V”, con laderas de pendientes fuertes en las partes altas y abruptas sobre las márgenes del río. Estas laderas muestran varias cicatrices de antiguos deslizamientos (Figuras A.25.1 y A.25.2).

El río Aobamba y sus afluentes cortan rocas metamórficas del Paleozoico inferior y sobre todo rocas intrusivas del Batolito Permo-Triásico de Machu Picchu muy fracturadas y alteradas. Sobre ellas a su vez, yacen depósitos superficiales de suelos coluviales y residuales poco consolidados cubiertos por espesa vegetación (Carlotto et al. 2000).

Factores condicionantes y detonantes

El 27 de febrero de 1998, después de un prolongado período de sequía en la región, fuertes precipitaciones provocaron el deshielo, sobresaturación y colapso por disminución de la resistencia al corte, de morrenas laterales medianamente consolidadas que se encontraban en la cabecera de la quebrada Rayancancha en el sector Pacchac Grande a 5.000 m.s.n.m (Figura A.25.1). Ello originó un flujo de detritos que, en su descenso, erosionó las laderas adyacentes incrementando el volumen de material removido (Guzmán et al., 1999, Fidel y Huamaní, 2000 y Carlotto et al. 2000). El material demoró 1,45 horas en llegar a su desembocadura al río Vilcanota – Urubamba

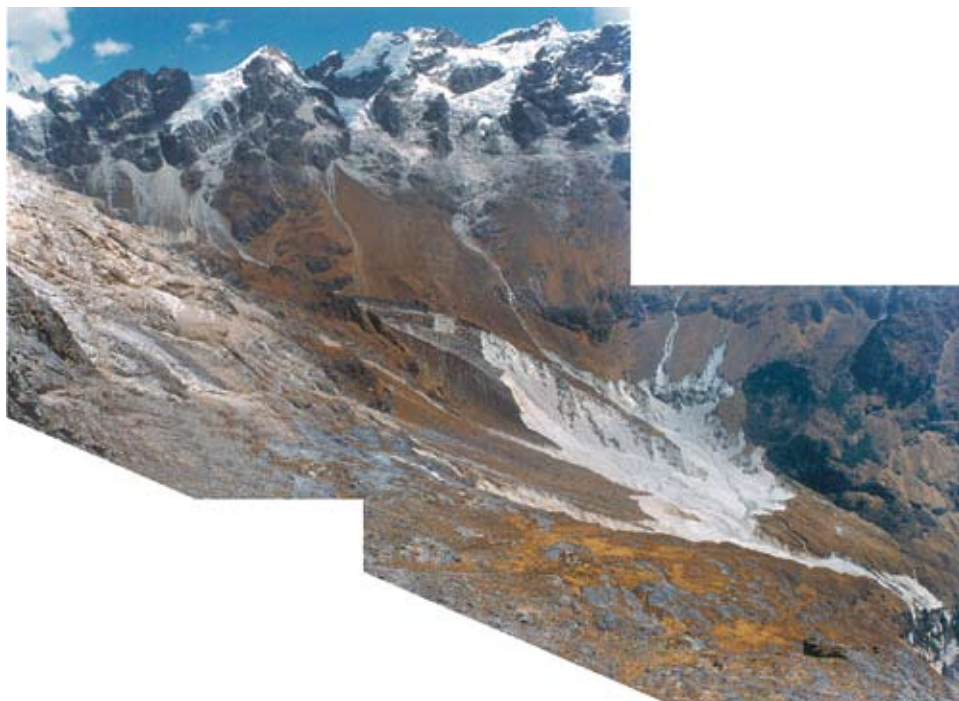


Figura A.25.2 Morrenas laterales en las cabeceras de la quebrada Pacchac Grande (5.000 m.s.n.m) que colapsaron y provocaron el flujo de detritos (aluvión) de Aobamba.

para luego represarlo (Figura A.25.3). Adicionalmente, durante los 3 días siguientes se presentaron alrededor de 200 flujos más en oleadas sucesivas. El tiempo de ocurrencia de estos eventos, sin embargo, permitió la evacuación del personal de la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu. Tiempo después, el día 12 de marzo de 1998, a las 23:40 horas, ocurrió un segundo evento originado en la quebrada Orcoscancha que incremento la cantidad represada. Posteriormente, en la misma quebrada, el día 22 de noviembre de 1998 ocurrió un tercer evento (Carlotto et al. 2000).

Daños ocasionados

Los flujos de detritos, con un volumen de 28 millones de m^3 represaron el río Vilcanota – Urubamba (Figura A.25.2) y formó un embalse de 275.000 m^2 . Se calcula que para mayo de 1998 el volumen de este embalse era de 6.875 millones de m^3 , de los cuales 3.025 millones eran agua y 3.850 millones lodo (Carlotto et al. 2000). Los flujos cubrieron parte de la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu, provocando fuertes daños en la caverna de la sala de máquinas, así como en el patio de transformadores, la casa de control y mando, torres de alta tensión, parte del campamento y equipos mecánicos (Figura A.25.4); se reportó también la pérdida de tres vidas humanas.



Figura A.25.3 Vista del represamiento del río Vilcanota – Urubamba. A la derecha el río Aobamba. Aguas arriba, en el río Vilcanota, se ubica la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu que fue parcialmente destruida por el flujo de detritos (aluvión).



Figura A.25.4 Vista del edificio de Control de la Central Hidroeléctrica de Machu Picchu en donde se observa la intensidad de los daños. Por las ventanas ingreso el agua y lodo que daño la casa de máquinas (subterránea).

Igualmente fue dañada la línea férrea Machu Picchu – Maranura y una serie de poblados ribereños y terrazas agrícolas en ambos márgenes del río Vilcanota. Sus efectos se extendieron inclusive más allá de la ciudad de Quillabamba que se encuentra a 44 km aguas abajo (Carlotto et al. 2000). Los gastos de rehabilitación de la Central Hidroeléctrica se calcularon en 90 millones de dólares americanos.

REFERENCIAS

- Carlotto, V., 2000, Los aluviones de Aobamba (Machu Picchu) y Sacsara (Santa Teresa), geología, geodinámica y análisis de daños, *en* Memorias, 10º Congreso Peruano de Geología, Sociedad Geológica del Perú, p. 126.
- Fidel, L., Huamaní, A., 2000, Evaluación del riesgo geológico en las áreas de Paccha Grande, lagunas de Sisaypampa y Corihuayrachina: Egem S.A. – INGEMMET, informe técnico, 21 p.
- Guzmán, A., Fidel, L. y Valenzuela, G., 1999, Inspección a la Seguridad Física Actual del Central Hidroeléctrica de Machu Picchu: Egem S.A. – INGEMMET, informe técnico, 39 p.

A.26 FLUJO DE LODO DEL VALLE DEL ACONCAGUA, CHILE

Luis E. Lara (compilador)

Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, SERNAGEOMIN, Santiago

E-mail: lelara@sernageomin.cl

.....

La descripción del evento que se suministra a continuación proviene principalmente de la publicación de Hauser (2000), versión actualizada de un catálogo de los movimientos en masa en Chile.

Localización

El valle del río Aconcagua se encuentra en la V Región de Valparaíso (32,9°S/70,3°W), en Chile central, y forma un importante corredor bioceánico que conecta con la Provincia de Mendoza en la República Argentina. El área del flujo de barro de 1987 se sitúa en la carretera internacional 60 Los Andes-Mendoza y se encuentra en la cabecera del río Juncal, que en dirección aguas abajo forma el río Aconcagua.

Descripción del área y características del movimiento en masa

Luego de precipitaciones de gran intensidad para la zona, entre 148 y 185 mm en 24 horas, registradas en la estación pluviométrica de río Blanco los días 13 y 18 de agosto, se produjo el 18 de agosto de 1987, a las 18:30 horas, un voluminoso flujo de lodo y bloques que afectó la ruta internacional. El sector afectado correspondió al flanco sur del río Juncal y el depósito obstruyó 160 m de la losa vial impidiendo el tránsito normal en esta vía (Hauser, 2000).

El flujo de lodo movilizó también bloques de hasta 450 toneladas y se debió remover *ca.* 450.000 m³ de material para restablecer el tránsito normal. El sustrato rocoso del lugar, compuesto por rocas volcánicas terciarias (lavas y brechas de composición principalmente andesítica, densamente fracturadas y meteorizadas de la formación Los Pelambres (Rivano et al., 1993)) y cubierto por depósitos coluviales, resultó saturado por las intensas precipitaciones acumuladas en la semana precedente y respondió inicialmente como un deslizamiento multirotacional. Luego, el material coluvial saturado inició su desplazamiento en la forma de un flujo de lodo que, adicionalmente, transportó en suspensión bloques mayores (Figura A.26.1).

El elevado costo de estabilización de las laderas, de altas pendientes y frecuentemente afectadas por este tipo de flujos en el sector, motivó la construcción de un trazado alternativo más seguro por la ribera norte del valle.

Factores condicionantes y desencadenantes

El intenso fracturamiento del sustrato rocoso, además de la disponibilidad de material coluvial sobre la ladera, fueron la condición previa para la generación del deslizamiento y posterior flujo de lodo. Las intensas precipitaciones recibidas los cinco días anteriores saturaron el material fino y desencadenaron este evento.



Figura A.26.1 Flujo de Barro ocurrido el 18 de agosto de 1987 en el valle del río Aconcagua y que bloqueó la ruta internacional 60 Los Andes-Mendoza (Fotografía A. Hauser).

REFERENCIAS

- Hauser, A., 2000, Remociones en masa en Chile: Boletín Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, N o. 59, Versión actualizada, p. 89.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, D, 1993, Hojas Quillota y Portillo, Carta Geológica de Chile, No. 73: Servicio Nacional de Geología y Minería, escala 1:250.000.

A.27 AVALANCHA DE DETRITOS DE LAS MORAS, ALAUSÍ, CHIMBORAZO, ECUADOR

Aracely Lima¹, Salomón Brito

Dirección Nacional de Geología, DINAGE, Quito – Ecuador

¹E-mail: alima@menergia.gov.ec

.....

Localización

La avalancha de detritos de Las Moras es un evento que se localiza en la Loma Lllarón, Cantón Alausí, Provincia de Chimborazo, a 3 km al norte de San Pedro de Alausí, Sector de Pueblo Viejo (Figura A.27.1).



Figura A.27.1 Localización del Cantón Alausí.

Descripción del área y características del movimiento

En la zona donde ocurrió el movimiento se encuentran depósitos coluviales y terrazas fluvio lacustres, producto de antiguos represamientos por movimientos en masa semejantes al que se describe en este documento. También afloran en el área rocas volcánicas alteradas y muy fracturadas por el fuerte tectonismo de los Andes, que corresponden a la Formación Cisarán, constituida principalmente por aglomerados, tobas, andesitas hornbléndicas en menor cantidad y lavas con alteración hidrotermal.

Esta avalancha de detritos de gran magnitud, ocurrió en junio de 1985 en la llamada Loma Llallarón, por el pie de la cual corren la quebrada Las Moras y el río Alausí. Las pendientes en la zona varían entre 25° y 30° a lo largo de una longitud aproximada de 400 metros. La avalancha de detritos producto de los depósitos coluviales tuvo 280 m de ancho, 240 de largo y un espesor promedio de 30 m, lo que dio un volumen del material movilizado de aproximadamente 2.000.000 m³. El movimiento produjo un escarpe principal de 4 km de longitud (Figuras A.27.2 y A.27.3).

Entre los factores que contribuyeron a este movimiento se pueden señalar el fracturamiento de las rocas, la baja resistencia del material de suelo (arena, grava y limo), el corte de la vía y el flujo de una vertiente de agua que drena por una zanja alrededor del sector en dirección al río Alausí.

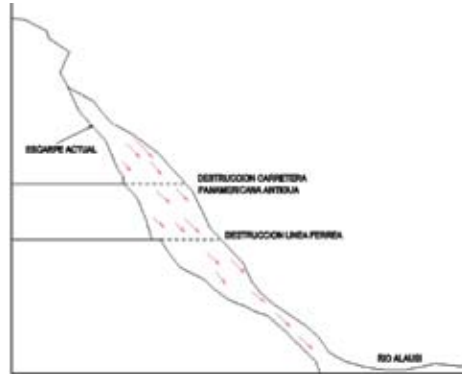
De acuerdo con observaciones anteriores, la avalancha ocurrió después de que se presentaron fisuras y grietas en el pavimento de la vía principal y caída constante de bloques. Una vez falló, el material se desplazó una gran distancia, destruyendo a su paso un tramo de 300 m de la carretera principal Riobamba – Azogues y de la Línea férrea Quito – Guayaquil, ambos importantes corredores viales del país.



Figura A.27.2 Zona de desprendimiento del material en la Loma Llallarón, Las Moras, que causó la destrucción de un tramo de la carretera y del ferrocarril (Fotografía DINAGE).

En la actualidad, en la zona se identifican huellas bien definidas del movimiento, tales como escarpes secundarios que se extienden desde el corte de la carretera hasta el cauce del río Alausí. Por ello, la inestabilidad de esta zona es de gran preocupación por su impacto sobre la infraestructura vial y el posible represamiento de este río.

Figura A.27.3 Esquema de la avalancha de detritos de Las Moras.



REFERENCIAS

DINAGE, 2004, Recursos minerales y áreas inestables del Cantón Alausí: Convenio Ministerio de Energía y Minas – Municipio del cantón Alausí, Provincia del Chimborazo, Informe técnico, p. 22–25.

A.28 AVALANCHAS DE ROCAS DEL CAMPO DEL ARENAL, CATA-MARCA, ARGENTINA

Luis Fauqué

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

E-mail: lfauqu@minproduccion.gov.ar

Manfred Strecker

Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam

.....

Localización

Extensos depósitos de avalanchas de rocas están presentes a lo largo del frente montañoso, tectónicamente activo, de la sierra de Aconquija (27°10'S–66°14'W). Esta se halla en el norte de las sierras Pampeanas, del noroeste de Argentina.

Descripción del movimiento en masa

Los depósitos tienen una forma lobada o lenguada, en planta, y se hallan limitados por albardones marginales (Figura A.28.1). La geometría interna del depósito esta dominada por gradación inversa. La mecánica de movimiento constaría de dos fases, una caída o deslizamiento inicial y subsecuente flujo no confinado a través del piedemonte. Estas avalanchas de rocas han sido interpretadas como disparadas por sacudidas sísmicas que afectaron a un basamento previamente triturado por la falla del frente montañoso. Aparte de estas avalanchas de rocas hay otras evidencias de neotectónica en el área pedemontana. Las características detalladas de estas avalanchas pueden ser consultadas en Fauqué y Strecker (1988).

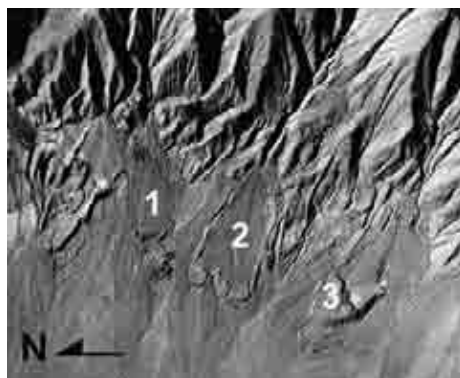


Figura A.28.1 Depósitos de avalanchas de rocas ubicadas sobre el piedemonte occidental de la Sierra de Aconquija. NW de Sierras Pampeanas de Argentina. Se destacan por su morfología caracterizada por albardones marginales o apilamientos distales. (1) Loma de la Aspereza, (2) Avalancha del Zarzo, (3) Loma Redonda. Escala aproximada 1:50.000.

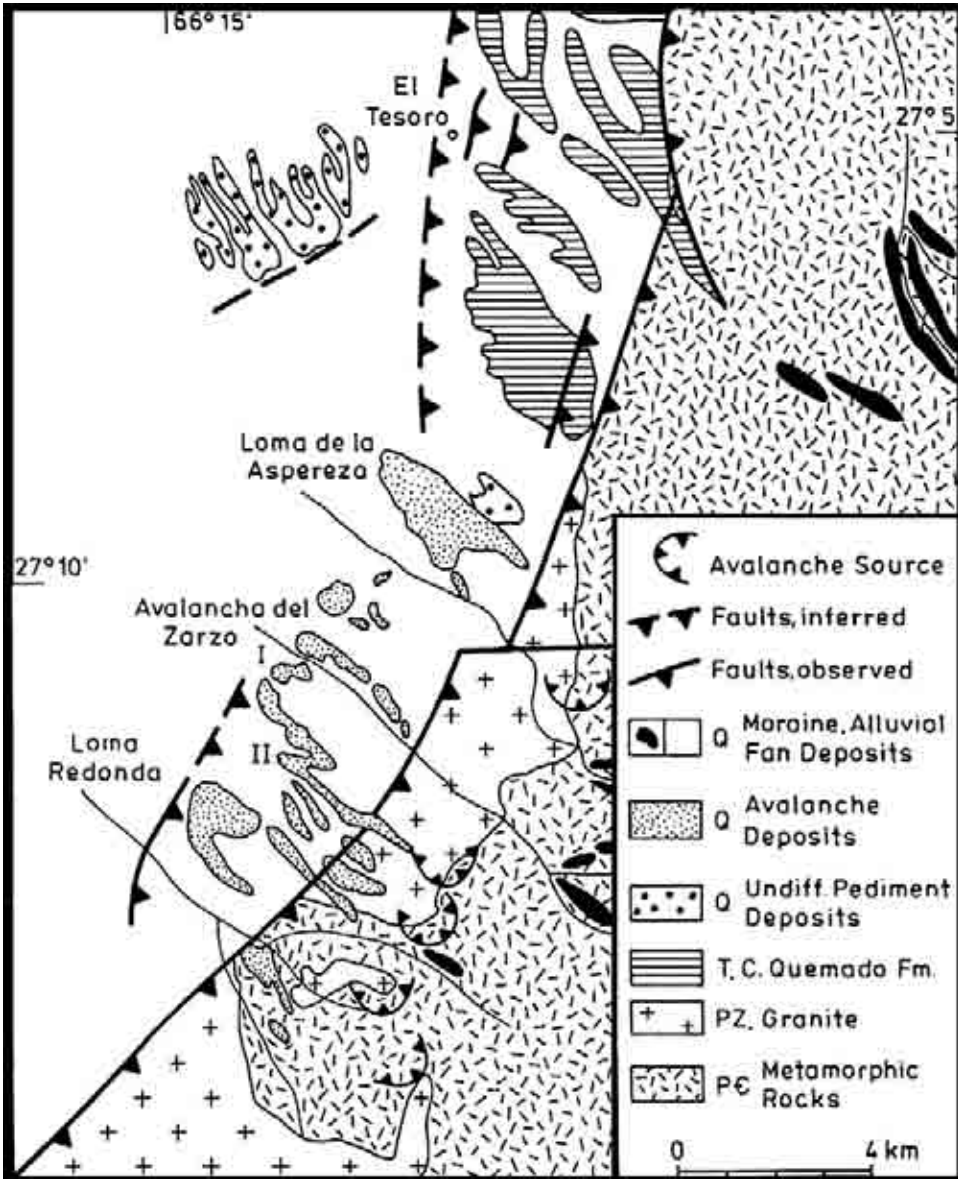


Figura A.28.2 Mapa geológico simplificado del sector SW de la Sierra de Aconquija (Tomado de Fauqué y Strecker, 1988).

Ambiente geomorfológico. El paisaje puede clasificarse como tectónico, resultado de grandes bloques fallados y basculados y depresiones hundidas por fallas. El sector donde arrancan los movimientos, corresponde a la vertiente occidental de la sierra de Aconquija (escarpa estructural) mientras que, en su piedemonte adyacente, se hallan los depósitos de las avalanchas. Los picos más altos de la sierra se sitúan a los 5.400 m, de allí que fuera englazada durante el Pleistoceno, y el piedemonte se extiende desde los 3.000 m (ápice de los abanicos aluviales) hasta la parte más baja de la depresión del Campo del Arenal, ubicada a los 2.200 metros.

Marco Geológico (Figura A.28.2). La vertiente occidental de la Sierra de Aconquija, uno de los bloques más septentrionales de las Sierras Pampeanas, esta caracterizada por oscuros esquistos biotíticos precámbricos y granitos paleozoicos con zonas adyacentes de esquistos biotíticos migmatizados. Los granitos afloran en la parte baja del frente montañoso enfrentando los depósitos de avalanchas de rocas. El límite occidental de la Sierra de Aconquija esta representado por una falla inversa inclinada al este, que levanta a las rocas del basamento sobre sedimentitas aluviales de la Formación Corral Quemado de 2,9 Ma.

Esquema tectónico (Figuras A.28.3 y A.28.4). El sector septentrional de las Sierras Pampeanas se ubica en el antepaís de los Andes Principales. Durante el Cenozoico tardío las Sierras Pampeanas fueron ascendidas a partir de fallas inversas que limitan los bloques de Basamento precámbrico. Quedando constituida una morfoestructura de bloques levantados en fallas inversas y cuencas internas.

Generación de albardones. Los esquemas tomados de Shreve (1968) ejemplifican la formación de albardones marginales (Figura A.28.5) y distales (Figura A.28.6) como los que poseen los depósitos de las avalanchas. El perfil de los depósitos de la avalancha de la Loma Redonda permite inferir el apilamiento de material en la zona distal (Figura A.28.7).

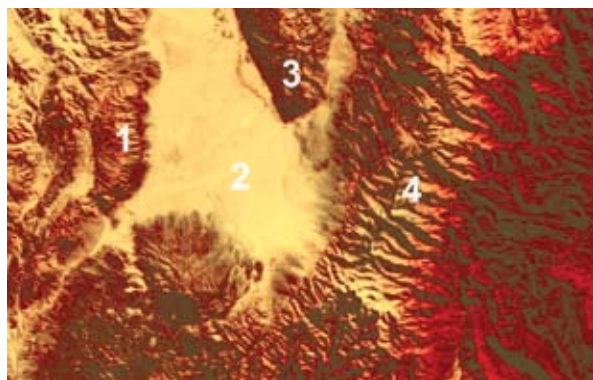


Figura A.28.3 Paisaje de cuencas y cadenas. De oeste a este: (1) Sierra de Hualfin, (2) Campo del Arenal, (3) Sierra de Quilmes, (4) Sierra de Aconquija. Recuadro zona de avalanchas ilustrada en Figura A.28.2.

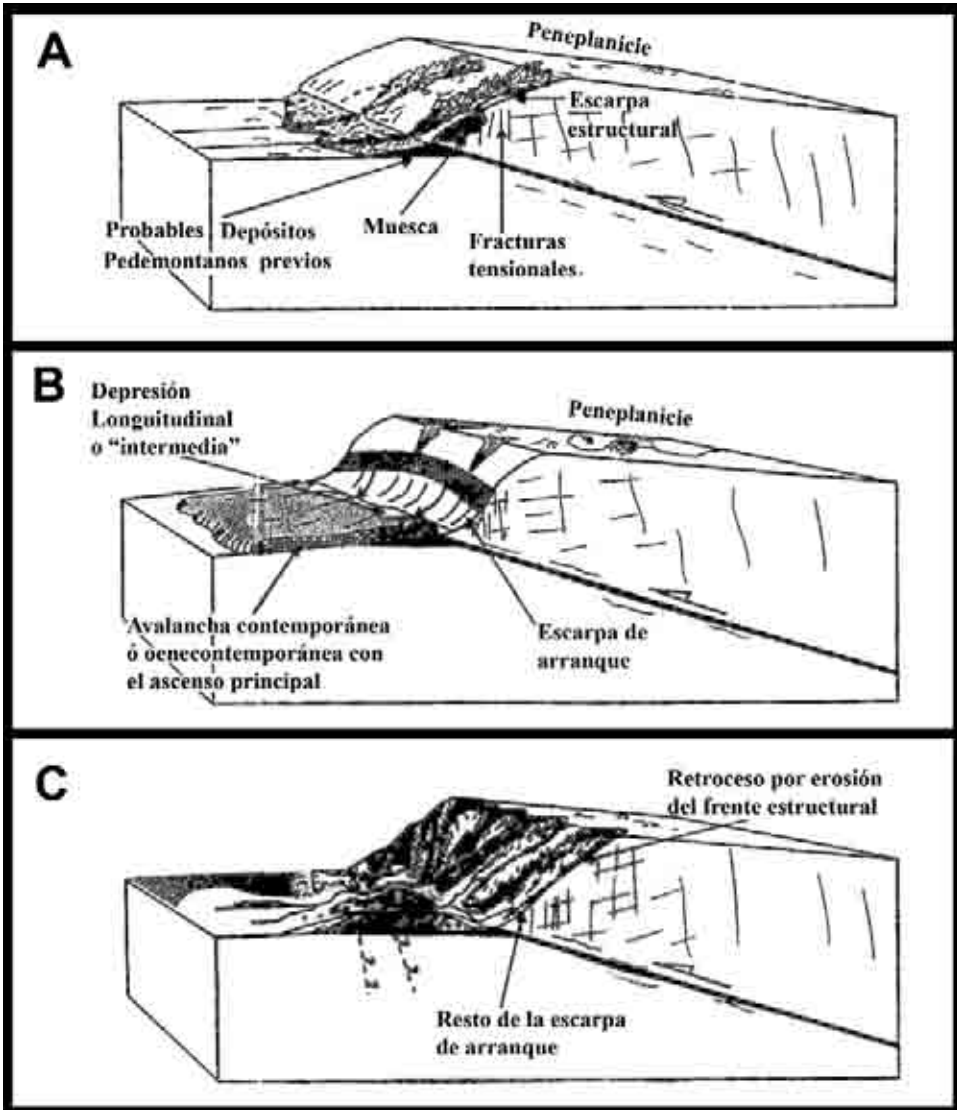


Figura A.28.4 Perfiles esquemáticos que muestran la evolución de un frente serrano, similar al de la Sierra de Aconquija, y la generación de avalanchas de rocas (Tomado de González Díaz et al., 1998).

Perfil sedimentológico de los depósitos de avalanchas (Zonas litocinématicas).

Es importante conocer el perfil del depósito de estas avalanchas, porque permite identificar a aquellos que por erosión perdieron su morfología típica.

Las avalanchas de roca tienen una alta energía, que es demostrada por presentar límites bien definidos, frentes escarpados y gigantescos bloques descansando sobre

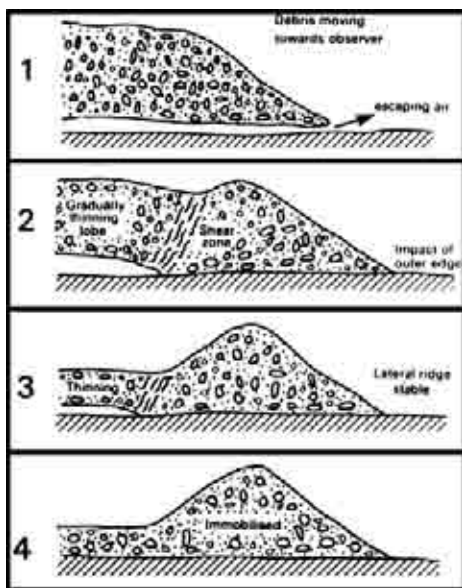


Figura A.28.5 Esquema que ejemplifica la formación de albardones marginales (Shreve, 1968).

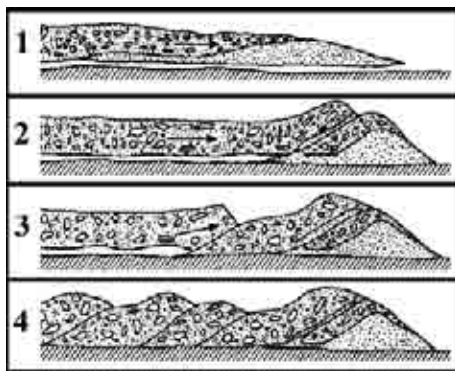


Figura A.28.6 Esquema que ejemplifica la formación de acumulaciones distales en los depósitos (Shreve, 1968).



Figura A.28.7 Perfil del depósito de la avalancha de la Loma Redonda que destaca la acumulación distal del depósito cuya formación se ejemplifica en la Figura A.28.6. Fotografía tomada hacia el norte.



Figura A.28.8 Depósito de la avalancha de rocas de El Zarso. Zona litocinématica superior correspondiente a la cubierta de grandes bloques.

su superficie (Figura A.28.8). Esto último ocurre debido al intenso cizallamiento concentrado en la base de la masa en movimiento, según Francis (1993) la mitad del cizallamiento total está concentrado en el 8% inferior del detrito movilizado. En un flujo normal se hundirían en la parte más fina del depósito. Su poder se expresa además en la gran movilidad que imprime una típica fábrica interna y gradación inversa que es también un reflejo de la alta energía que poseen estos fenómenos.

Yarnold y Lombard (1989) analizaron estas características de los depósitos, describiendo las siguientes zonas litocinemáticas de techo a base:

- (a) Una cubierta de grandes bloques (Figura A.28.8).
- (b) Una zona masiva superior, compuesta por una brecha gruesa (Figura A.28.9).
- (c) Una zona cizallada inferior, representada por una brecha muy fina con abundante matriz, resultado del intenso cizallamiento. Comúnmente se halla intruída por diques clásticos y frecuentemente contiene capas de cataclasita hacia la base (Figura A.28.9).
- (d) Una zona mixta discontinua, cubre directamente al sustrato previo y se halla compuesta por material de la brecha fina que sobreyace, mezclado con material perteneciente al sustrato subyacente.

Factores condicionantes y detonantes

Como factores condicionantes se destacan:

- (a) Las pendientes empinadas correspondientes a una escarpa de falla.
- (b) Rocas intensamente fracturadas por el fallamiento.
- (c) Las diaclasas de exfoliación de los granitos están inclinándose en la misma dirección que la pendiente, en cambio la esquistosidad del basamento metamórfico está inclinándose hacia adentro del macizo rocoso (Hermanns y Strecker, 1999).

En los estudios realizados por Fauqué y Strecker (1988), se ha interpretado que los disparadores de las avalanchas de rocas han sido sísmicos.

Figura A.28.9 Depósito de la avalancha de rocas de El Zarso. De arriba hacia abajo, zona masiva superior y zona cizallada inferior. La escarpa erosiva expuesta tiene 8 m.



REFERENCIAS

- Fauqué, L., y Strecker, M.R., 1988, Large rock avalanche deposits (Sturzstroms) at Sierra Aconquija, northern Sierras Pampeanas, Argentina: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 81, No. 3, p. 579–592.
- Francis, P.W., 1993, Debris flows: magic carpets and muck *en* Volcanoes, a Planetary Perspective, Clarendon Press, 266–290 p.
- González Díaz, E.F., Fauqué, L.E., Costa, C.H., y Giaccardi, A.D., 1998, La avalancha de rocas de Las Cañas: Otra manifestación de estos fenómenos en el flanco oeste de la Sierra Grande de San Luís: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 53, No. 3, p. 325–336.
- Hermanns, R.L., Strecker, M.R., 1999, Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzstroms) in arid northwestern Argentina: *GSA Bulletin*, v. 111, No. 6, p. 934–948.
- Shreve, R.L., 1968, Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches: *Geological Society of America Bulletin*, v. 79, No. 5, p. 653–657.
- Yarnold, J.C., y Lombard, J.P., 1989, A facies model for large rock-avalanche deposits formed in dry climates, *Conglomerates in Basin Analysis: A Symposium dedicated to A. O. Woodford*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 9–31 p.

A.29 AVALANCHAS DE ROCAS DE LAS CUEVAS, VALLE DEL RÍO CUEVAS, MENDOZA, ARGENTINA

Luis Fauqué

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

E-mail: lfauqu@minproduccion.gov.ar

.....

Localización

Corredor bioceánico, Mendoza, Argentina. Muy próximo al límite internacional argentino-chileno. El movimiento se ubica inmediatamente al norte de la localidad de Las Cuevas en la quebrada de La Avalancha. Posición $32^{\circ}48'16.1''\text{S}$ y $70^{\circ}02'36.1''\text{W}$.

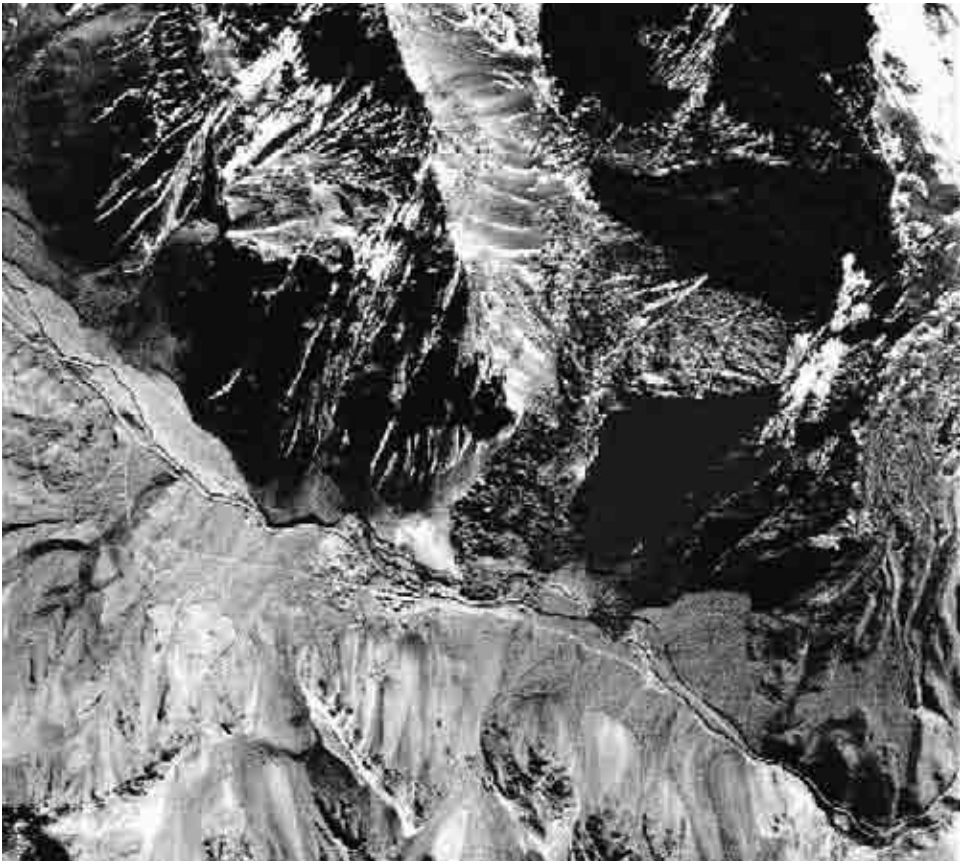


Figura A.29.1 Fotografía del valle del río Cuevas donde se puede ver a la localidad homónima enfren-
tando los depósitos de la avalancha de rocas. Escala aproximada 1:50.000.

Descripción del área y características del movimiento en masa

La avalancha de Las Cuevas ha sido citada en el trabajo de Pereyra (1996) y en el de Fernández García y Mikkan (2003), pero en ningún caso ha sido estudiada en detalle.

El sector se ubica en la Cordillera Principal y más precisamente dentro de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua. En la zona del deslizamiento calizas tithoneocomianas están sobrecorridas sobre estratos rojos de edad jurásica temprana-cretácica. El espesor (1.000 m – 1.200 m) de estos depósitos clásticos, volcanoclásticos y volcánicos (Formación Tordillo) excede varias veces el espesor normal de esta unidad. La avalancha de rocas se produce sobre el miembro clástico de esta última unidad, cuyas capas se encuentran fracturadas tectónicamente y buzcan entre 35° y 40° W. Hacia el oeste y sudoeste el complejo plegado y corrido, fuera de secuencia, compuesto por los estratos rojos y las rocas volcanoclásticas del Cretácico temprano (Formaciones Juncal y Cristo Redentor) se halla corrido sobre las calizas tithoneocomianas. La espesa pila de rocas del Cretácico temprano es deformada en una estructura anticlinal. Hacia el norte a lo largo de la Cordillera del Límite, calizas interestratificadas con vulcanitas representan los depósitos tithoneocomianos de la lámina de corrimiento más occidental.

Tipo de movimiento. Siguiendo a Varnes (1978) podemos decir que se trata de un movimiento complejo. Comienza como un deslizamiento traslacional de gran volumen a favor de capas de conglomerados inclinadas 35°–40° al W, cuyos planos de estratificación actúan como superficies de patinaje. El volumen movilizado es tan grande que la masa tras colisionar contra el fondo y el lateral opuesto de la quebrada de La Avalancha, pierde estabilidad al no poder ser contenida en ella y entonces se habría encauzado aguas abajo en dirección del río Cuevas como una avalancha de rocas. El depósito de esta última alcanza en su parte distal más de 50 m de espesor y una longitud máxima de 1,5 km (Figura A.29.3). Los bloques que lo componen superan los 10 m de diámetro (Figura A.29.4). Son angulosos y están compuestos principalmente por conglomerados y brechas piroclásticas andesíticas de la Formación Tordillo. El volumen del depósito supera los 0,01 km³.

Características morfológicas del área. El valle del río Cuevas tiene una sección transversal con una típica forma de U debida a la erosión glaciaria. Durante el Pleistoceno se sucedieron varias etapas glaciarias, cada una de las cuales amplió y excavó el valle, de modo que cuando retrocedió el hielo quedó labrado un profundo valle glaciar. Las formas del relieve modeladas y posteriormente abandonadas por el manto de hielo, están siendo modificadas por la meteorización bajo condiciones periglacia-rias, el agua corriente y el descenso gravitacional de derrubios. Este último proceso es muy común debido a que la glaciación debilita las paredes de los valles, empina las laderas y sumada a las condiciones periglacia-rias deja enorme cantidad de derrubios sobre las vertientes.

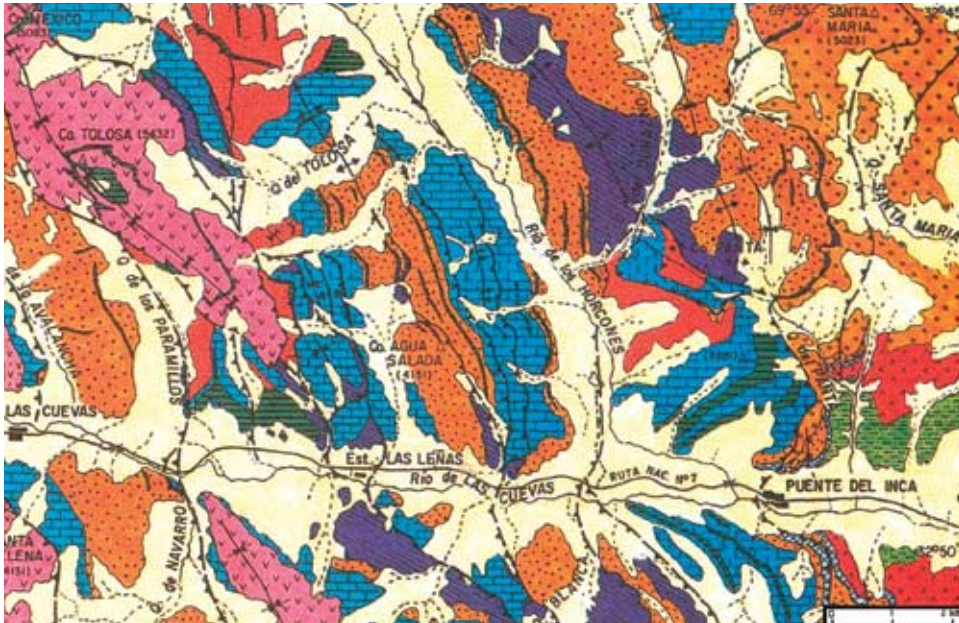


Figura A.29.2 Mapa geológico de la Cordillera Principal adyacente al río Cuevas.



Edad de los movimientos. No hay registro histórico de los movimientos. Son posteriores al retiro de los glaciares y por la conservación morfológica tanto de los depósitos como de las zonas de arranque podríamos ubicarlos tentativamente en el Pleistoceno superior u Holoceno.

Medidas de mitigación y control. Hay que destacar que las avalanchas de rocas son recurrentes en este sitio. Se han contabilizado 5 sobre la margen izquierda del río Cuevas, dos de ellas provenientes de la quebrada de La Avalancha, lo que puede constatarse incluso en el distinto grado de meteorización que poseen diferentes sectores de la superficie de patinaje del deslizamiento (Figura A.29.5). Tanto la recurrencia de los movimientos como la ubicación de la villa en el camino de las avalanchas (Figura A.29.6), aumenta la amenaza natural. Sin embargo no se han encarado hasta



Figura A.29.3 Vista panorámica del valle del río Cuevas a la altura de la localidad homónima. La villa de Las Cuevas se ubica al pie de los depósitos de las avalanchas de rocas.



Figura A.29.4 Bloques de conglomerados pertenecientes al depósito de la avalancha de rocas.

el momento medidas de mitigación y control, tal vez debido a que en la actualidad la mayoría de las construcciones se encuentran abandonadas y muy deterioradas.

Factores condicionantes y detonantes

La estructura de la roca, tanto la estratificación como el diaclasamiento, por su particular disposición respecto a la dirección de la quebrada, han jugado un papel fundamental como condicionantes previos. El macizo rocoso está multipartido por planos de discontinuidad representados por diaclasas verticales de rumbos N-S y E-W, y por diaclasas arrumbadas al norte y con inclinaciones de aproximadamente 60° tanto al este como al oeste.

Dentro de los factores condicionantes hay que tener en cuenta las condiciones climáticas. En la zona tipificadas como “Clima frío nival de alta montaña”. El piso de la quebrada de La Avalancha se halla a los 3.313 m; según Corte y Grosso (1993) toda la región cordillerana mendocina hasta los 3.200 m está actualmente sometida a los efectos del permafrost. Por ello la zona de arranque del movimiento está sometida a los procesos de congelamiento y descongelamiento estacional y diurno.



Figura A.29.5 Superficies de patinaje de los deslizamientos de rocas de Las Cuevas. (1) Movimiento más antiguo, (2) Movimiento más moderno.

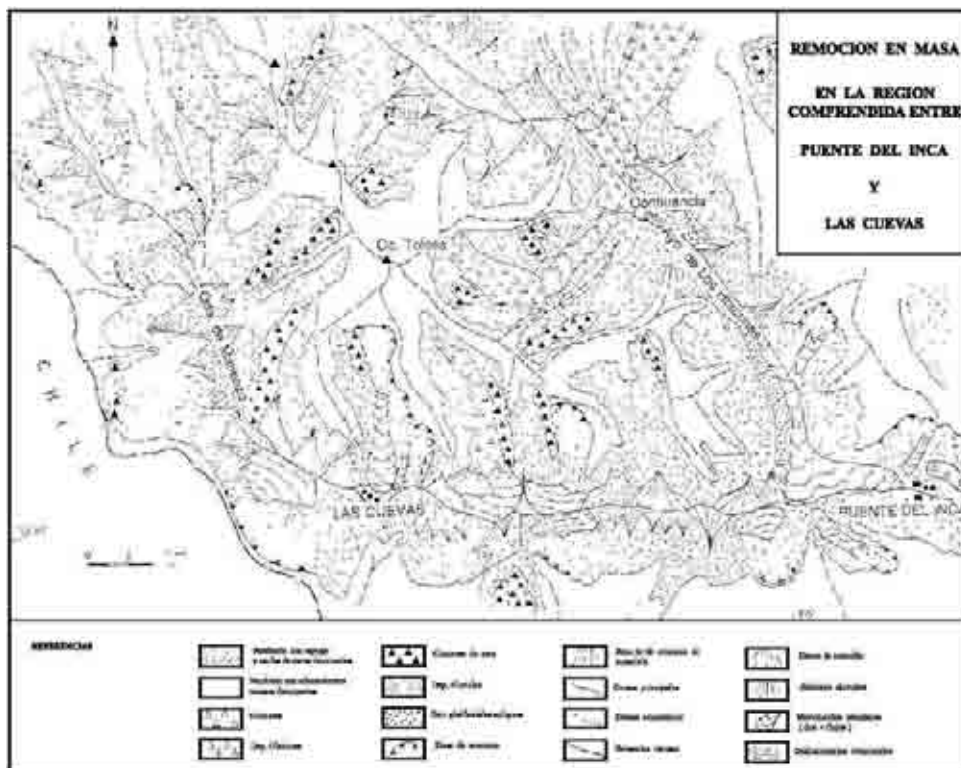


Figura A.29.6 Ubicación de la villa de Las Cuevas frente a la avalancha de rocas.

REFERENCIAS

- Corte, A.E., y S.A., Grosso, 1993, Geología y recursos naturales de Mendoza, en Memorias, 12º Congreso Geológico Argentino, y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, p. 205–216.
- Fernández García, F., y Mikkan, R., 2003, Evaluación global del medio geográfico como base de un ordenamiento racional en el principal corredor Bioceánico del Plan Mercosur: Valles del río Mendoza (Argentina) y Aconcagua (Chile), Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad Nacional de Cuyo, p. 104.
- Pereyra, F.X., 1996, Geomorfología, en Ramos, V.A., ed., Geología de la Región del Aconcagua: Buenos Aires, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación, p. 423–447.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movements, types and processes, en Schuster, A.K, ed., Landslides: analysis and control. Special Report 176: Washington, Transportation Research Board, National Research Council, p. 9–33.

A.30 DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL PROFUNDA – FLUJO DE TIERRA (DEEP SEATED GRAVITATIONAL DEFORMATION – EARTH FLOW), MENDOZA, ARGENTINA

Luis Fauqué¹, Mario Rosas, Mariana Coppolecchia

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

¹E-mail: lfauqu@minproduccion.gov.ar

Reginald L. Hermanns

Geological Survey of Canada, Vancouver, Canadá

Mariela Etcheverría, Alejandra Tejado, Carlos Guillermo Javier Wilson

Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR, Buenos Aires

.....

Localización

Corredor bioceánico, Mendoza, Argentina. Ladera inestable ubicada dos kilómetros al este de Puente del Inca, en la vertiente norte del valle del río de Las Cuevas. Localización 32°48'45.7"S y 69°52'18.9"W. Altitud 3.300 m.s.n.m.

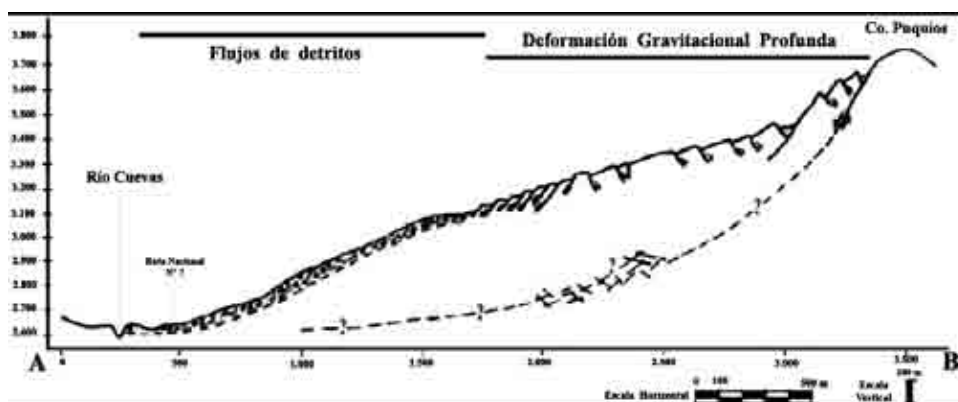
Descripción y tipo de movimiento

El movimiento descripto se halla ubicado en el valle del río Cuevas, emplazado en la Cordillera Principal. Ésta puede ser considerada como un sistema de alta montaña, con una importante elevación media (5.000 m.s.n.m.) y un relieve relativo con fuertes pendientes. Tiene una típica morfología debida a la acción de glaciares de valle. A las formas del relieve modeladas y posteriormente abandonadas por el manto de hielo, apenas las han modificado la meteorización principalmente bajo condiciones periglaciares, el descenso gravitacional de derrubios y el agua corriente.

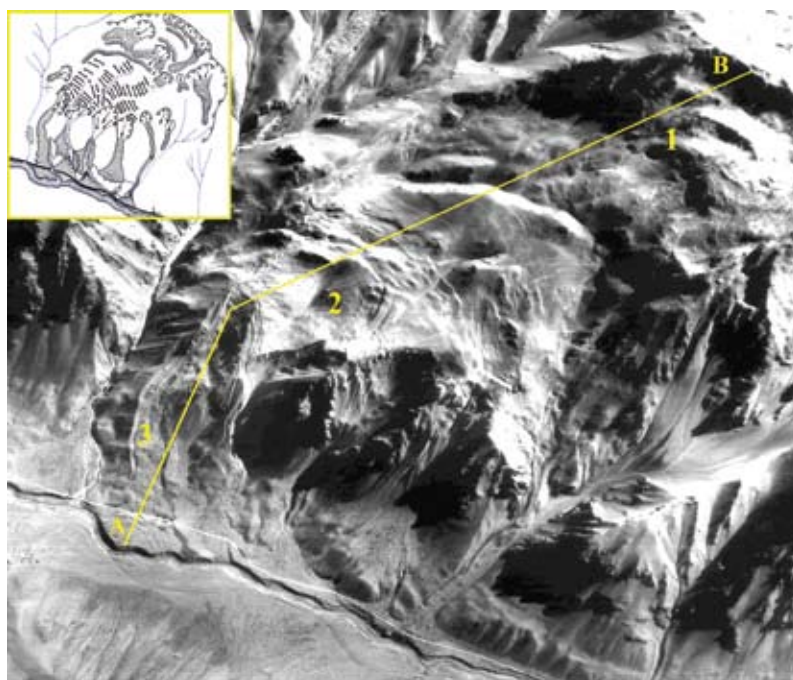
Se trata de un movimiento complejo (Varnes, 1978) que consiste en la combinación de una deformación gravitacional profunda y flujos asociados. Éstos son complementarios, debido a que la estructuración de la masa movilizada por la deformación gravitacional en su zona distal, es aprovechada en las cabeceras o zona de arranque de los flujos (earth-flow). Las características detalladas del movimiento pueden ser consultadas en (Fauqué et al., 2005).

La deformación gravitacional profunda se da en la parte alta de la ladera, generando estructuras de tracción en el macizo rocoso. En el sector distal de este primer movimiento, las roturas tensionales de la masa son activadas a favor de un brusco cambio de pendiente, produciendo el descenso de los bloques separados por las estruc-

turas de tracción. Éstos ya constituyen las cabeceras del segundo movimiento, que culmina con una corriente de tierra (flujo de tierra / earth-flow) que llega hasta el valle del río Cuevas (Figura A.30.1 y A.30.2).



(a)



(b)

Figura A.30.1 Aerofigurograma de la ladera afectada con su interpretación y perfil transversal esquemático de la deformación gravitacional profunda y de la corriente de tierra. Los números permiten identificar los sectores ilustrados en las figuras siguientes.

Deformación gravitacional profunda (deep seated gravitational deformation)

La deformación gravitacional profunda afecta a volcanitas del grupo choiyoi (pérmico). El movimiento dominante es la extensión acomodada por fracturas de cizalla y por fracturas de tracción (Figura A.30.1).

En el sector que estamos considerando el lateral norte del valle muestra un brusco cambio de pendiente ubicado aproximadamente a los 3100 m. Hacia abajo la pendiente es empinada, resultado de la erosión glaciaria. En cambio, hacia arriba, la parte superior de la ladera tiene una suave pendiente que se extiende hasta la cresta que actúa como divisoria de aguas. Esta cresta tiene una escarpa principal de aproximadamente 100 m de altura y que corresponde a la corona o zona de arranque del movimiento.

Más abajo hay dos escarpas secundarias de menor desarrollo vertical, pero dispuestas mirando hacia la parte alta de la pendiente. Justamente la evidencia de campo de estas deformaciones gravitacionales es la formación de escarpas mirando pendiente arriba alineadas más o menos paralelas con los contornos de las pendientes. Los alineamientos así dispuestos sugieren que las escarpas son producidas por fallamiento normal con las fallas inclinando en sentido contrario a la pendiente, es decir hacia adentro del macizo rocoso (Figura A.30.1). Hacia abajo la pendiente es de menor gradiente y aparece una sucesión de ondas suavemente curvadas y concéntricas que son el reflejo del marcado agrietamiento (estructuras de tracción) desarrollado sobre la



Figura A.30.2 Vista general de la ladera afectada. Los números se corresponden con los de la Figura A.30.1.

ladera. La meteorización in situ y el desarrollo de suelos esqueléticos ha suavizado los escalones rocosos y las escarpas que miran pendiente arriba (Figura A.30.3). Aun así la estructuración de la ladera se infiere porque estas lomadas (ondas) son superficialmente asimétricas. Pendiente arriba tienen una cubierta detrítica sobre afloramiento rocoso (escarpa asociada a estructuras de tracción) en cambio, pendiente abajo, tienen desarrollo de suelos sobre la ladera original.

El movimiento descrito hasta aquí es lento, no acelerado, y ha sido vinculado al grupo del reptaje (Nemcok et al., 1972). Su límite con el sustrato rocoso estable (fractura de cizalla) es indiferenciado (Figura A.30.1). Las estructuras de tracción antes mencionadas favorecen la infiltración de agua, principalmente de deshielo, a través de las grietas; si a esto sumamos el brusco cambio de gradiente que se produce ladera abajo, pasamos de un lento reptaje de macizo rocoso (deformación gravitacional profunda) a flujos del tipo de las corrientes de tierra (Figura A.30.4); estos últimos constituyen un evento repetitivo que afecta el camino internacional a Chile, ya que éste atraviesa lóbulos distales de los flujos.

Corriente de tierra (flujo de tierra/earth-flow)

La corriente de tierra (earth-flow) (Figura A.30.4) tiene una zona de arranque que se identifica claramente debido a la presencia de un escarpe principal y, generalmente, varios secundarios. Éstos últimos corresponden a bloques descendidos gravitacionalmente a favor de las estructuras de tracción de la propagación lateral en la zona de cambio de pendiente de la ladera.

El flujo desciende aproximadamente 500 m recorriendo una zona de alto gradiente. En la parte media el material movilizado por el flujo ha generado albardones marginales bien definidos a ambos lados del canal de descarga, que concentran abundante cantidad de bloques (Figura A.30.4). El flujo recorre una ladera cubierta por distintos niveles de morenas, gran parte de estos depósitos morrénicos fueron removilizados por el flujo, de allí el gran volumen que muestran sus depósitos.

La zona distal o zona de acumulación se ubica sobre el pie de la pendiente y parcialmente sobre el fondo del valle. El material allí depositado (mezcla de bloques, arenas y limos) tiene un espesor de aproximadamente 10 m y el lóbulo distal un ancho máximo de aproximadamente 300 m.

Factores detonantes y condicionantes

Los factores que causan este tipo de inestabilidad de pendientes son variados y ellos resultan generalmente de una combinación de cambios en las condiciones naturales de las pendientes (Mahr, 1977). Un factor importante es la erosión reciente que ha labrado profundos valles, de laderas empinadas, en cordones montañosos jóvenes. Como respuesta se produce una relajación (extensión) de la ladera, por la liberación



Figura A.30.3 Escarpas secundarias correspondientes a los bloques separados por las estructuras de tracción, que miran hacia la parte alta de la pendiente. Este sector es identificado con el número 2 en las Figuras A.30.1 y A.30.2.

del esfuerzo residual vinculado a la presión tectónica, después que los valles son profundizados. La otra alternativa es que estos movimientos puedan resultar del sobreempinamiento producido sobre las pendientes por erosión glaciar. Las laderas se tornan inestables cuando el retroceso glaciar quita el soporte que representaba la masa de hielo, produciéndose entonces reajustes por relajación de las laderas. También las sacudidas sísmicas es uno de los factores que genera una predisposición para la ocurrencia de deformaciones gravitacionales profundas. La meteorización es otro factor que puede causar un decrecimiento en los parámetros de la resistencia mecánica de las rocas, sobre todo en las áreas montañosas que fueron englazadas, luego soportaron condiciones periglaciares y hoy tienen climas fríos de alta montaña. Cotecchia y Melidoro (1974) destacaron que fuertes tormentas vinculadas a anomalías climáticas pueden convertirse en importantes factores desencadenantes.

En esta zona del río Cuevas, probablemente se han combinado varios, o tal vez todos los factores recién mencionados para producir inestabilidad en las laderas. La zona fue ascendida como consecuencia de la tectónica andina durante el Mioceno

superior al Plioceno y, a partir del Pleistoceno medio, fue afectada por las glaciaciones, que habrían retrocedido de la zona en cuestión en el Pleistoceno tardío, quedando así expuesta a los procesos citados durante el Holoceno. Con relación a la sismicidad Espizúa et al. (1993) destacan que el área en cuestión se encuentra en una activa zona sísmica, que en los próximos 100 años podría sufrir un sismo de magnitud 7 (Fernández, 1985).

Una característica importante puntualizada por Terzaghi (1962), y que posiblemente tenga mucha relación con lo que está pasando en el valle de Las Cuevas, es el movimiento del agua en las pendientes rocosas de las altas montañas afectadas por estos movimientos. En varios lugares del mundo grandes manantiales se ubican debajo de las pendientes disturbadas por deformaciones gravitacionales profundas. En el ejemplo que estamos ilustrando las deformaciones gravitacionales profundas evolucionan pendiente abajo a fases de debris flows, que requieren una considerable cantidad de agua para movilizarse. Esta podría provenir de la infiltración de aguas de fusión a favor de las estructuras de tracción que caracterizan a la ladera afectada por la deformación gravitacional profunda.



Figura A.30.4 Flujos distales del movimiento correspondientes a una corriente de tierra (earth-flow). Este sector es identificado con el número 3 en las Figuras A.30.1 y A.30.2.

REFERENCIAS

- Cotecchia, V., y Melidoro, G., 1974, Some principal geological aspects of the landslide of southern Italy: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* v. 9, p. 351–361.
- Espizúa, L.E., Bengochea, J.D. y Aguado, C.J, 1993, Mapa de riesgo de movimientos en masa en el valle del río Mendoza, en *Memorias, 12° Congreso Geológico Argentino, y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires: Buenos Aires p. 323–332.
- Fauque, L.E., Rosas, M., Coppolecchia, M., Hermanns, R.L., Etcheverría, M., Tejedo, A., y Wilson, C.G.J., 2005, Laderas afectadas por deformaciones gravitacionales profundas en el valle del río Cuevas, Provincia de Mendoza, en *Memorias, 16° Congreso Geológico Argentino*, La Plata: p. 515–520.
- Fernández, J.E., 1985, Una propuesta para la toma de conciencia: Cricyt-Mendoza, *Serie Riesgo Sísmico*, No. 1, p. 1–36.
- Mahr, T., 1977, Deep-reaching gravitational deformations of high mountain slopes: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, v. 16, p. 121–127.
- Nemcok, A., Pasek, J., y Rybar, J., 1972, Classification of landslides and other mass movements: *Rock mechanics*, v. 4, No. 2, p. 71–78.
- Terzaghi, K., 1962, Stability of steep slopes on hard unweathered rock.: *Géotechnique*, v. 12, p. 251–270.
- Varnes, D.J., 1978, Slope movements, types and processes, en Schuster., A.k., ed., *Landslides: analysis and control. Special Report 176: Washington, Transportation Research Board, National Research Council*, p. 9–33.

Anexo B

Desastres Asociados a Grandes Movimientos en Masa en la Región Andina

B.1 INTRODUCCIÓN

Algunos de los mayores desastres asociados a eventos naturales en la historia están asociados a la ocurrencia de movimientos en masa de gran potencial destructivo. Estos movimientos en masa altamente destructivos, se han presentado ya sea como un evento único, como es el caso del desastre de Huascarán en Perú, o como el resultado de la ocurrencia de eventos múltiples simultáneos en un área extensa como es el caso del desastre en el Estado Vargas en Venezuela. Ambos casos se describen en la presente sección.

Una revisión reciente a los desastres asociados a movimientos en masa, particularmente aquellos de estilo único, ocurridos en el último milenio (Evans, 2006) muestra que dos de los cinco desastres más devastadores ocurrieron en los Andes (Tabla B.1.1). Entre ellos se incluyen el caso del lahar desencadenado por la erupción volcánica y derretimiento de nieve del Volcán Nevado del Ruiz en Colombia en 1985 y el caso del movimiento en masa originado en el pico norte del Nevado Huascarán en los Andes peruanos, detonado por un terremoto en 1970. Ambos desastres resultaron de movimientos en masa complejos, es decir en fases múltiples, en los que el derretimiento de nieve fue un elemento contribuyente importante en la movilidad de los movimientos en masa y un factor clave en la transformación de la masa en un flujo rápido y destructivo.

Algunos de los desastres más grandes ocurridos en el siglo pasado en los Andes se asocian a movimientos en masa múltiples, notables por su alcance regional, lo cuales fueron desencadenados por fuertes precipitaciones o terremotos. En 1999, unas 15.000 personas murieron como resultado de los movimientos en masa múltiples detonados por fuertes lluvias en el macizo del Ávila, Estado Vargas, Venezuela (Ver sección B.2.1). Este desastre ilustra el efecto destructivo acumulativo de un evento a nivel regional cuando fuertes y/o prolongadas precipitaciones caen sobre suelos tropicales en laderas de altas pendientes susceptibles a movimientos en masa.



- Desastres asociados a grandes movimientos en masa en la región andina
- B.2 Flujos torrenciales en el Estado Vargas y área metropolitana de Caracas, Venezuela, diciembre 1999
 - B.3 Flujos de detritos (lahares) catastróficos del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia, 11 de noviembre de 1985
 - B.4 Los movimientos en masa de 1962 y 1970 en el Nevado de Huascarán, Valle del Río Santa, Cordillera Blanca, Perú

Figura B.1.1 Localización de los casos de la región andina presentados en el Anexo B.

Tabla B.1.1 Los mayores desastres en el mundo asociados a la ocurrencia de un movimiento en masa de estilo único, en el periodo 1000–1999 (Evans, 2006).

Fecha	País	Lugar	Resumen	Detonante T: terremoto P: Precipitaciones	Pérdida vidas	
1	1786	China	Sichuan	Deslizamiento – represamiento en río Dadu	T	100.000
2	1985	Colom- bia	Nevado del Ruiz	Lahar	TP	23.000
3	1970	Perú	Huas- carán	Avalancha de rocas	T	20.000
4	1792	Japón	Ariake Sea	Ola generada por deslizamiento	TP	15.900
5	1949	Tadjiki- stan	Khait	Avalancha de rocas	T	12.000

Los tres casos históricos presentados en este capítulo muestran la naturaleza y escala de la amenaza por movimientos en masa en la región andina y su potencial efecto destructivo (Figura B.1.1). En los Andes, existen terrenos susceptibles a movimientos en masa en zonas sujetas a altas precipitaciones y vibraciones sísmicas. Adicionalmente, se encuentra una cadena de volcanes activos, susceptibles a tipos específicos de movimientos en masa. Densamente poblada además, la región andina presenta escenarios de alta vulnerabilidad, hecho que completa la ecuación del riesgo en los Andes, resultante con frecuencia en condiciones de alto riesgo. Este riesgo es reflejado en los tres casos que se describen a continuación, los cuales, cabe resaltar han ocurrido en los últimos 50 años. Estos casos hacen evidente la necesidad del conocimiento preciso de las condiciones de amenaza y riesgo por movimientos en masa en los Andes.

REFERENCIAS

Evans, S.G. 2006. Single-event landslides resulting from massive rock slope failure: characterizing their frequency and impact on society, *en* S.G. Evans, et al., ed., *Landslides from massive rock slope failure*, NATO Science Series IV, Earth and Environmental Sciences: Dordrecht, Springer, v. 49, p. 53–73.

B.2 LOS FLUJOS TORRENCIALES EN EL ESTADO VARGAS Y ÁREA METROPOLITANA DE CARACAS, VENEZUELA, DICIEMBRE 1999

Daniel A. Salcedo

Universidad Central de Venezuela, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela

E-mail: dansalc@cantv.net

.....

Introducción

Los días 15 y 16 de diciembre de 1999 una alta precipitación anómala sobre el Litoral Central y parte del Area Metropolitana de Caracas, originó lo que probablemente puede ser catalogado como el desastre más importante del siglo en nuestro país. Unos 70 kilómetros de Costa, desde Oricao hasta Los Caracas fueron afectados por numerosos deslizamientos y flujos torrenciales, reactivando varios conos de deyección ocupados por desarrollos urbanos. Algunas comunidades estaban construidas en áreas de muy alto riesgo y mucha gente quedó atrapada entre el material proveniente de deslizamientos de las laderas adyacentes y el flujo torrencial en frente de ellos.

Los daños mayores se concentraron en las siguientes cuencas, identificadas de oeste a este como Tacagua, Piedra Azul, Osorio, San José de Galipán, El Cojo, Punta de Mulatos, Camurí Chico, San Julián, quebrada Seca, Cerro Grande, Carmen de Uria, Naiguatá y Camurí Grande. La Figura B.2.1 muestra la ubicación de las cuencas mencionadas. Otras cuencas como las de Mamo, Anare, y Care, y en general toda la vialidad costera sufrió graves daños.

El evento generó daños de toda naturaleza a viviendas unifamiliares, edificios multi-familiares, clubes privados, hospitales, escuelas, lugares turísticos, vías de comunicación, sistemas de abastecimiento de agua, torres de electricidad, etc. En el área metropolitana de Caracas, tres quebradas de la vertiente sur del Cerro El Avila, Catuche, Anauco y Tócome, también fueron afectadas por flujos torrenciales produciendo daños severos y un importante número de víctimas. La estimación preliminar del material movilizado por los flujos torrenciales es del orden de 25 millones de m³. La Figura B.2.2 muestra imágenes de satélite (SPOT) y fotografías aéreas de conos de deyección ubicados en el Estado Vargas, antes y después del evento del 15 y 16 de diciembre de 1999. Las fotos aéreas fueron adquiridas en el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (IGVSB).

La intensa lluvia no solo afectó la costa central del Estado Vargas sino también un área costera de unos 300 km a lo largo de la costa norte Venezolana. Defensa Civil reportó al menos 64.700 casas dañadas y más de 23.200 totalmente destruidas.

Con base en inspecciones realizadas mediante vuelos en helicóptero, análisis deta-

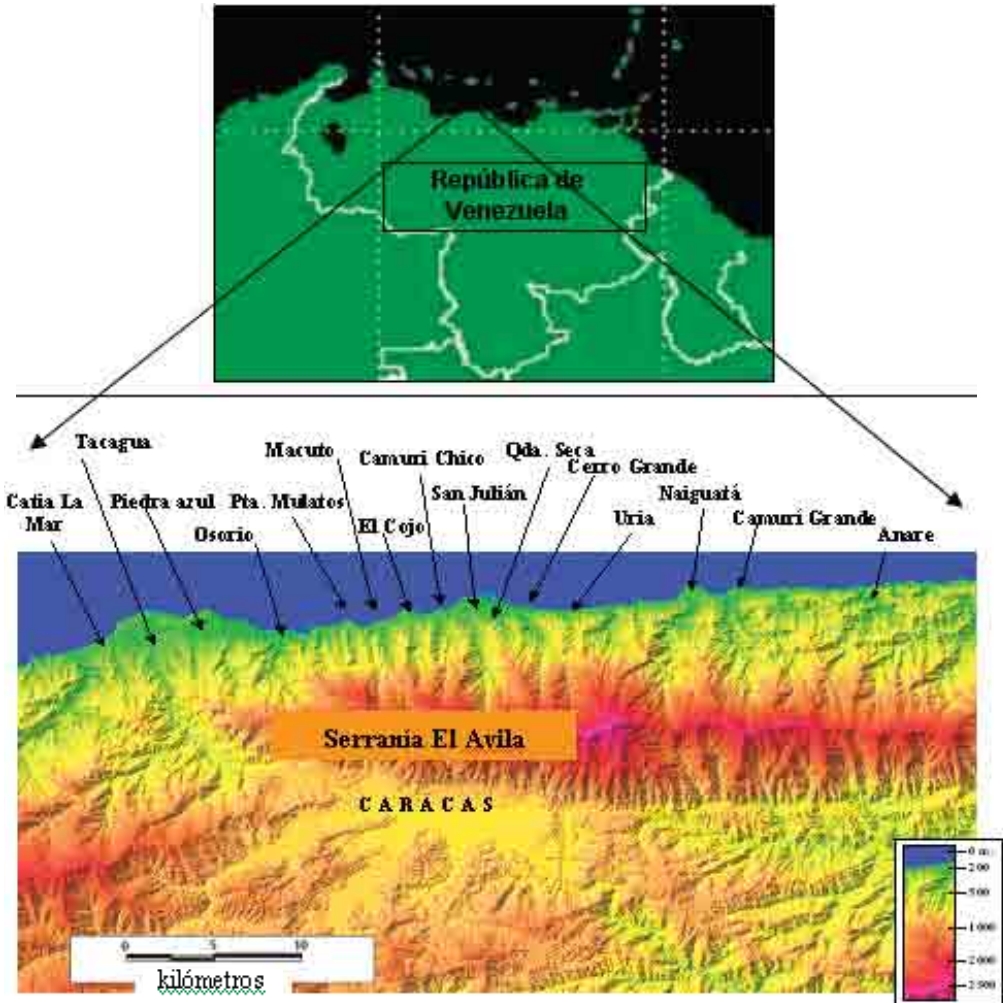


Figura B.2.1 Cuencas afectadas por los flujos torrenciales del 15 y 16 de diciembre de 1999. Costa Norte Central de Venezuela. (Modificado de DIGECAFA).

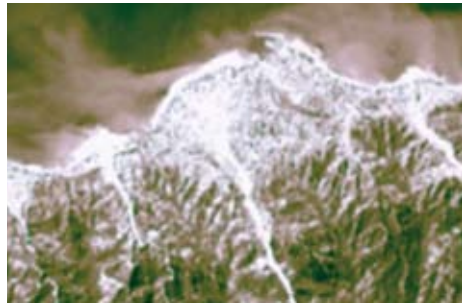
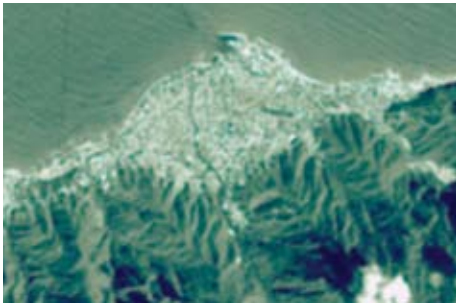
llado de pares fotográficos aéreos de misiones previas al evento (1936, 1951 y 1998) y después del evento (diciembre 1999), evaluación de fotos de satélite, y a inspecciones detalladas de campo en diferentes cuencas, el presente trabajo tiene como objetivo describir, en forma resumida, las características del evento y los aspectos socio-económicos y ambientales asociados al mismo. Un análisis más detallado de las características del evento, fue previamente publicado por el autor (Salcedo, 2000).

Es importante mencionar que el término “flujo torrencial” (debris flow), es utilizado en este artículo en una forma muy general para describir todos los eventos ocurridos en las diferentes cuencas. Otros términos generales utilizados en la literatura serían “flujo

de detritos”, “alud torrencial” y “flujo de escombros”. Las evidencias de campo revelan que es posible diferenciar en muchas cuencas, áreas afectadas por flujos de barros (mudflows), flujos hiperconcentrados, flujos instantáneos (flash floods) y en general procesos de inundación. Estos diferentes tipos de procesos tienen un rango específico de velocidades y su distribución granulométrica depende de las características geológicas



(a)



(b)



(c)

Figura B.2.2 Fotografías aéreas antes (izquierda) y después (derecha) del evento de diciembre 1999 (a) Vistas aéreas del cono de la quebrada San José de Galipán, Macuto (Fotografía Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar), (b) Imagen del satélite SPOT del cono de deyección de San Julián, y (c) fotografías aéreas de Carmen de Uria (Fotografías Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar).

del área. Autores como Ikeya (1989), Tianchi et al. (1992), Takahashi (1991), Zhang (1993) y muchos otros, han publicado clasificaciones de flujos torrenciales con base en su origen, de acuerdo al mecanismo de activación, y según la teoría del fluido.

Antecedentes históricos

Una revisión de la literatura especializada, permite concluir que existen varios antecedentes de lluvias intensas que causaron daños en el Litoral Central. Tales antecedentes han sido descritos en detalle por Salcedo (2000) y corresponden a las siguientes fechas: febrero 1798, agosto 1912, enero 1914, noviembre 1938, mayo 1944, noviembre 1944, agosto 1948 y febrero 1951. El evento de 1951 se registró como una gran catástrofe que inundó todo el litoral después de dos semanas continuas de lluvias. El centro de la tormenta fue el Topo El Infiernito (Cota 1.750 m.s.n.m), ubicado en el tope del Cerro Avila, con una precipitación de 529 mm. Vale la pena mencionar que en las fotografías aéreas del año 1951, analizadas por el autor de este trabajo, se pueden observar claramente los daños causados por las intensas lluvias de ese año. En particular se puede mencionar que en los conos de San Julián y Cerro Grande los flujos torrenciales fueron severos, sin embargo, no causaron desastres debido a que para esa fecha dichas zonas no habían sido urbanizadas.

Fenómeno meteorológico de diciembre 1999

De acuerdo a los reportes del Servicio de Meteorología de la Fuerza Aérea Venezolana (FAV), con base a análisis y estudios realizados en imágenes de radar y demás herramientas meteorológicas, los cuatro factores siguientes fueron los responsables de la intensa lluvia: (1) Frente frío proveniente del norte (zona de alta presión), (2) Vaguada sobre el Caribe (nubes y precipitaciones), (3) Flujo del suroeste (Corriente de inyección o de chorro) y (4) Situación estacionaria sobre la Costa Central por 20 días.

En el histograma de la Figura B.2.3 se muestran las precipitaciones diarias registradas por la Estación Maiquetía durante el mes de diciembre de 1999. Esta estación está localizada en el límite oeste del área más afectada por los flujos torrenciales (Figura B.2.1) y su elevación es de 43 m sobre el nivel del mar. Desafortunadamente otras estaciones a mayores elevaciones como El Infiernito (1.750 m.s.n.m) en la cuenca superior de Piedra Azul, no estaban en operación para el momento de ocurrencia del evento. Puede verse en la Figura B.2.3 que existieron altas precipitaciones durante los días 2 y 3 de diciembre, y que en un periodo de 72 horas (3 días) se registraron 911 mm de lluvias. Cabe destacar que el Servicio Meteorológico de las FAV, ha reportado entre las 6 y 7 de la mañana del día 16, una precipitación de 72 mm.

En la Figura B.2.3 se muestran los mismos datos de precipitación en forma acumulada. Puede observarse que para el 13 de diciembre se habían acumulado 292 mm de lluvia.

Precipitaciones diarias, registradas por la Estación Metereológica F.A.V. de la Base Aérea "Generalísimo Francisco de Miranda"

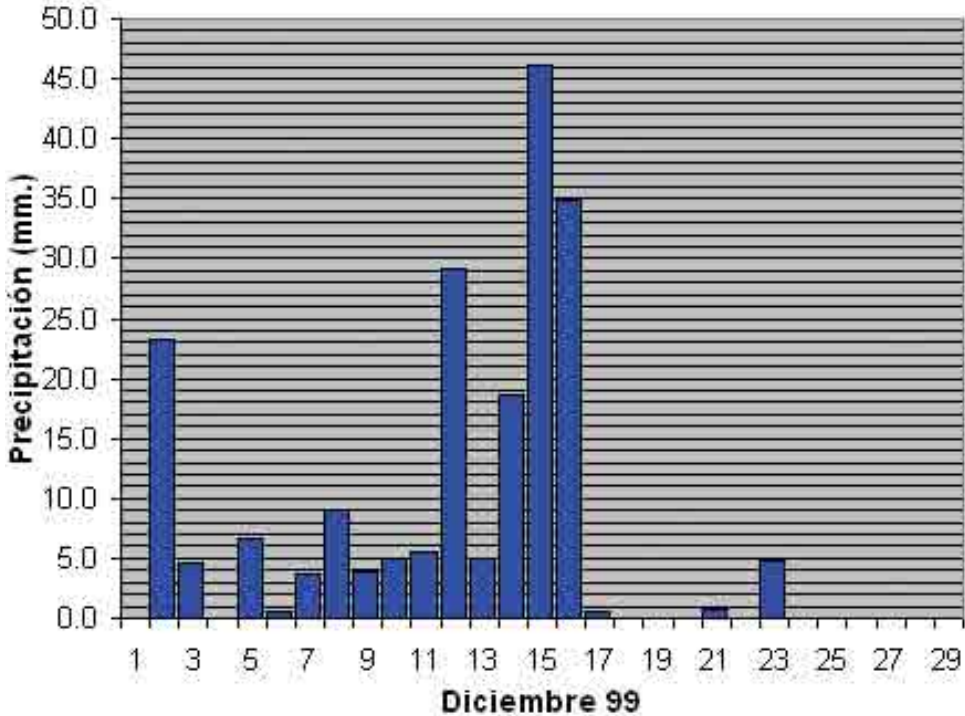


Figura B.2.3 Registro de precipitaciones diarias.

Testimonios

Varias entrevistas realizadas por el autor a testigos presenciales del evento, permiten concluir lo siguiente:

- Todos los entrevistados describieron un aumento anormal del nivel de los ríos, antes de la ocurrencia de los flujos torrenciales.
- Todos los flujos torrenciales activados en las diferentes cuencas mostradas en la Figura B.2.1, ocurrieron entre el 15 y el 16 de diciembre. No todos ocurrieron al mismo tiempo, aun en cuencas cercanas.
- En algunas cuencas, una vez que se inició el flujo torrencial, nunca se detuvo temporalmente hasta que comenzó a disminuir en velocidad y alcanzar el flujo normal del río o quebrada. La duración de los diferentes flujos torrenciales varió entre 6 y 20 horas.

Precipitaciones diarias registradas por la Estación Meteorológica F.A.V. de "Maiquetía"

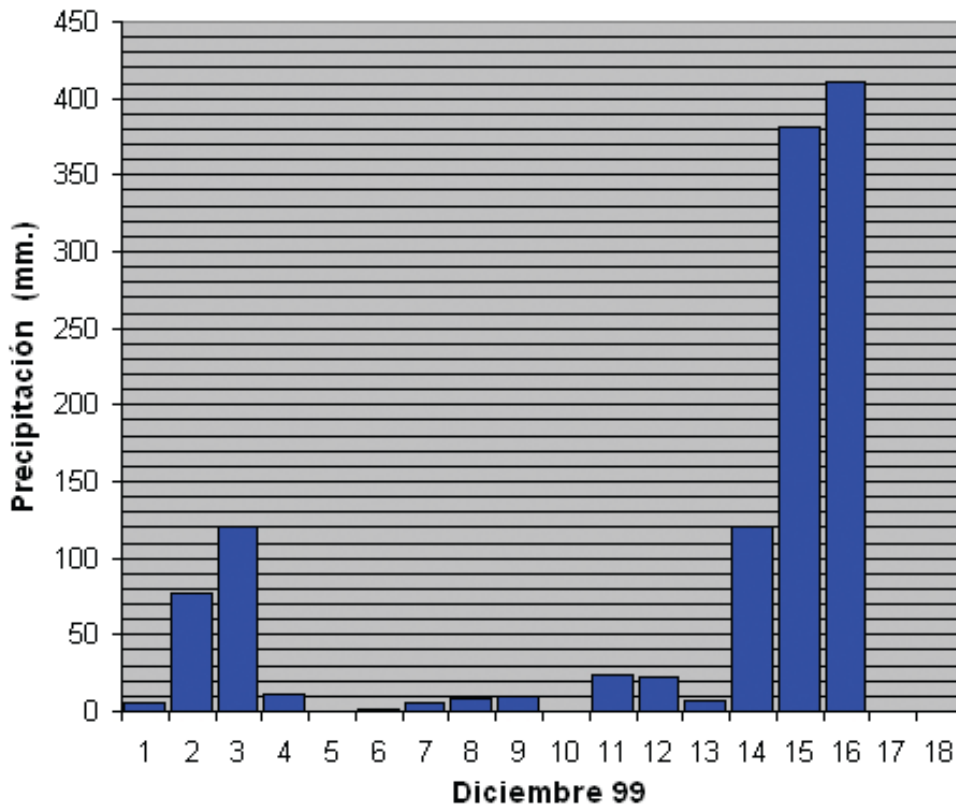


Figura B.2.4 Precipitación acumulada. Estación Maiquetía.

- En otras cuencas los testigos describieron dos o cuatro “olas” con algunos periodos de aparente calma entre ellas. Una posible explicación de tales olas es el colapso o fallas de diques naturales que se formaron en las cuencas medias y altas. Durante los recorridos detallados de campo, el autor de este trabajo confirmó claras evidencias de formación y fallas de dique naturales.
- Todos los testimonios describieron un sonido muy fuerte de rocas rodando unas encima de otras y de casas siendo destruidas por el impacto y la presión del fluido de los flujos torrenciales. Un testigo en Los Corales (Cuenca de San Julián), narró que sintió un temblor en su casa de aproximadamente 90 segundos debido al movimiento de bloques de roca durante lo que él identificó como la “primera ola.” Otro testimonio de un geólogo en el área de El Cojo, describe que se produjeron

más de ocho olas y que un ruido muy grande de rocas se escuchaba antes de que cada ola alcanzara el edificio donde él estaba ubicado cerca de la Costa.

- Algunos testimonios de gente que trató de cruzar el río al inicio del flujo torrencial, describen, en Camurí Chico por ejemplo, que el agua estaba caliente. En algunas cuencas hubo personas que percibieron un olor a azufre. Otras en la cuenca de Carmen de Uria y en áreas vecinas, describieron un sonido similar al de una explosión como de un volcán y que ellos observaron agua fluyendo de un color verde oscuro, muy fría y con olor a azufre. Algunas personas atribuyeron este hecho a la desconocida existencia de aguas termales en el Cerro El Avila. Ninguno de estos testimonios ha sido confirmado y no hay una explicación técnica para ellos hasta la fecha. Una posible explicación para el olor a azufre podría ser el impacto de rocas que contienen pirita, o confusión con el olor a gas proveniente de explosiones de bombonas de gas doméstico, hecho que sí fue observado por testigos y en filmaciones realizadas durante el evento.

Aspectos geológicos

De acuerdo a los estudios geológicos regionales del área afectada publicados previamente, en la zona del Cerro El Avila se pueden diferenciar hasta diez unidades litológicas, constituidas por rocas metamórficas y metaígneas.

La tectónica de la Zona Central de la Cordillera de la Costa, es muy compleja debido a la “yuxtaposición” de unidades litológicas de edades, orígenes y procesos metamórficos muy diferentes, que además tuvieron lugar en “ambientes tectónicos” separados. Así por ejemplo, unidades litológicas Pre-Cámbricas se encuentran en contacto con formaciones Mesozoicas y remanentes de Complejos Ofiolíticos, desmembrados en forma de cuerpos alargados embebidos en rocas metasedimentarias o a lo largo de geofracturas. Varios autores han presentado modelos de evolución basados en conceptos de la Teoría de Tectónica de Placas, mediante los cuales han tratado de explicar las complejidades existentes.

En forma general, se puede decir que existen dos sistemas de fallas geológicas, uno subparalelo al rumbo de la Cordillera y otro formado por fallas conjugadas de tipo transversal. Algunas de estas fallas tienen importancia sismotectónica regional, entre las cuales merece la pena destacarse el Sistema de Fallas Tacagua-El Avila cuya traza se ubica al suroeste de la zona de trabajo. A lo largo de la traza de la falla existen claras evidencias de actividad neotectónica. Otra estructura de importancia es la falla de San Sebastián, la cual se considera responsable del trazado lineal de la costa del Litoral Central y constituye en parte, el límite meridional de la Placa del Caribe.

Varios de los ríos y quebradas tales como San Julián, quebrada Seca y Cerro Grande se han desarrollado a lo largo de fallas geológicas transversales. La mayoría de estos planos de falla muestran típicas estrías de cizallamiento y superficies pulidas.

Las diferencias topográficas en el Cerro El Avila están controladas por la diferencia en competencia de la masa rocosa (Figura B.2.5). Los esquistos de Tacagua afloran en las elevaciones más bajas a lo largo de una banda de 700–1500 m de espesor paralela a la línea de costa. Al sur de esta banda, a elevaciones mayores, afloran rocas más competentes pertenecientes a los Esquistos de San Julián, Gneiss de Peña de Mora y Meta-granitos

Es interesante mencionar que la mayor parte del material fino dentro de los flujos torrenciales aparenta venir de la unidad de esquistos de Tacagua donde se han desarrollado por meteorización in situ, suelos residuales con espesores entre 0,5 m y 3,0 m. Los afloramientos de los esquistos de Tacagua muestran abundantes signos de intenso tectonismo y las rocas han sido desplazadas por un número importante de fallas.

Un alto porcentaje de bloques y fragmentos de roca que se encontraron en los conos de deyección pertenecen a las unidades litológicas que afloran a elevaciones medias y altas en el Cerro El Avila (Esquistos de San Julián, Gneis de Peña de Mora, Metagranitos y en general rocas metaígneas).

La mayoría de los desarrollos urbanos han sido construidos en conos de deyección, los cuales han sido formados por la contribución de depósitos fluviales normales y por flujos torrenciales ocasionales. Aun cuando los depósitos aluviales no han sido datados, se puede estimar que son de edad Plioceno tardío u Holoceno.

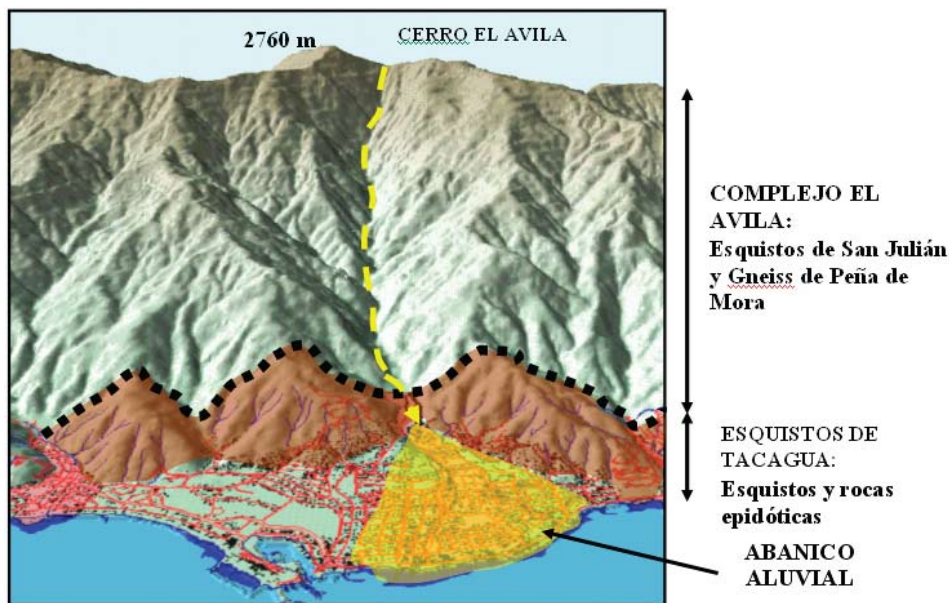


Figura B.2.5 Vista tridimensional de la cuenca de San Julián, mostrando diferencias en relieve debido a variaciones en la resistencia de la masa rocosa (Modificada de DIGECAFA, 1999).

Características de las cuencas y de los flujos torrenciales

Las cuencas donde se generaron flujos torrenciales presentan características diferentes, algunas de las cuales se indican en forma resumida en la Tabla B.2.1.

Tabla B.2.1 Características de algunas cuencas afectadas por los flujos torrenciales de diciembre de 1999 (Grases et al., 2000).

Nombre	Area (km ²)	Máxima elevación. (m.s.n.m)	Lon- gitud cauce (km)	Cuenca alta		Tramo inferior		Caudal máximo	
				Pen- diente cauce	L (km)	Pen- diente cauce	L (km)	Q máx m ³ /seg/ km ²	Q máx m ³ /seg
Piedra Azul	24,8	1.950	8,7	0,25	2,0	0,048	2,1	11,2	278
Osorio	4,6	1.700	4,0	0,60	1,2	0,044	0,5	22,0	101
Punta de Mulatos	5,7	1.960	4,4	0,60	1,5	0,067	0,7	20,0	114
La Alcanta- rilla	1,5	1.050	3,6	0,40	2,4	0,087	1,2	20,0	30
Macuto	14,0	2.300	8,7	0,40	1,6	0,063	1,6	13,2	185
El Cojo	6,8	1.550	5,9	0,60	1,2	0,040	0,5	17,6	120
Camurí Chico	11,2	2.350	7,7	0,55	1,4	0,057	0,8	14,3	160
San Julián	23,6	2.490	9,5	0,60	2,0	0,061	3,3	13,2	310
Quebrada Seca	5,3	1.240	4,0	0,60	1,0	0,074	1,4	22,0	117
Cerro Grande	26,6	2.750	7,7	0,90	0,8	0,036	2,3	14,3	380
Tana- guarena	2,1	940	2,6	0,80	0,4	0,110	0,7	24,2	51
Uria	11,6	2.150	6,9	0,90	0,3	0,075	2,0	14,3	166
El Tigrillo	2,9	1.030	3,1	0,90	0,5	0,170	1,0	23,4	68
Naiguatá	33,4	2.000	11,8	0,55	2,1	0,030	3,3	8,6	287
Camurí Grande	42,9	2.196	10,3	0,65	2,0	0,027	2,3	10,1	433

Puede observarse en dicha Tabla que las máximas elevaciones sobre el nivel del mar corresponden a las Cuencas del río Cerro Grande (2.750 m), Camurí Chico (2.350 m), río Macuto (2.300 m), y río Uria (2.150 m). Contrasta, por ejemplo, el

hecho de que la cuenca de quebrada Seca que tiene apenas 5,3 km² de área, fue afectada por numerosos deslizamientos en forma de flujos superficiales al igual que la cuenca del río Naiguatá que tiene 33,4 km². Los daños aguas abajo, sin embargo, fueron comparativamente mayores en quebrada Seca que en Naiguatá. Este hecho puede explicarse porque el tramo inferior del río Naiguatá tiene una longitud de 3,3 km con una pendiente pequeña (3%), mientras que el tramo inferior de quebrada Seca tiene una longitud de 1,4 km con una pendiente de 7,4%.

Otro aspecto que será igualmente importante de definir, es si realmente los flujos torrenciales ocurrieron a lo largo del cauce principal de la cuenca, o se limitaron a pequeñas cuencas de tributarios que luego aportaron el material al cauce principal. En los recorridos realizados por el autor, las evidencias de campo sugieren que el flujo torrencial de la cuenca de Camurí Chico, por ejemplo, ocurrió en una de sus quebradas tributarias.

Los expertos chinos trabajando en conjunto con ingenieros venezolanos han estimado algunos parámetros para las cuencas de Cerro Grande y Carmen de Uria, los cuales se indican en la Tabla B.2.2. Puede observarse que los valores de caudal pico indicados en la Tabla B.2.2, son relativamente altos en comparación con otros reportados en la literatura técnica. Sin embargo, hay que mantener presente que la estimación del caudal pico basada en observaciones de líneas o niveles de barro, utilizando la ecuación del vértice forzado (forced vortex equation), es muy susceptible a la hipótesis relacionada con la forma de la superficie de flujo (lineal, convexa o cóncava) Jakob et al. (1997). En el informe presentado por la Japan International Cooperation Agency (2000), se estimaron caudales pico para el flujo de lodo y piedras de 401 m³/seg y 941 m³/seg para las cuencas de Camurí Chico y San Julián, respectivamente. Detalles de observaciones y mediciones realizadas por el USGS pueden consultarse en el excelente reporte realizado por Wieczoreck et al. (2002).

Tabla B.2.2 Parámetros estimados para los flujos torrenciales de Cerro Grande y Carmen de Uria. (Expertos chinos en cooperación con ingenieros venezolanos) (Zhang, S. et al. 2000, comunicación personal).

	Cerro Grande	Carmen de Uria
Caudal Pico	1.200 m ³ /seg.	1.300 m ³ /seg.
Velocidad	8 m/seg.	7 m/seg.
Duracion	9 horas	17 horas
Acumulacion de Sedimentos	1,3 × 10 ⁶ m ³	1 × 10 ⁶ m ³
Peso Unitario	20 kN/m ³	22 kN/m ³

Procesos durante el evento

Deslizamientos superficiales en forma de flujo

Este es el proceso geodinámico que se desarrolló con más frecuencia en las laderas al sur del Litoral Central, y en general se pueden considerar como precursores a los flujos torrenciales (Véase Figuras B.2.6 y B.2.7). Se trata de deslizamientos esencialmente traslacionales de suelos residuales y/o coluviales, generalmente con espesores menores de 2 m, que desarrollan escarpas muy largas desde los toques de fila hasta el pie de laderas naturales, y arrastran consigo la capa vegetal y hasta grandes árboles con raíces desarrolladas dentro de dichos suelos. En algunas publicaciones han sido denominados deslaves.

En las zonas donde se notan más flujos superficiales, se ha estimado que un 30% a 40% del área ha sido afectada por denudación. Una estimación del área total afectada por denudación considerando todas las cuencas, podría estar alrededor de 10% del área total expuesta a las intensas lluvias.

Un total de 15 muestras fueron obtenidas de típicos flujos superficiales en laderas naturales de diferentes cuencas. Las propiedades básicas de estos suelos se resumen en la Tabla B.2.3. Aun cuando se trata de suelos residuales originados por meteorización in situ, se determinaron propiedades tales como Límites de Atterberg (LL y LP) y límites de contracción (SL), solo con el objeto de tener parámetros de referencia. Los resultados muestran que la mayoría de los suelos pueden ser clasificados de acuerdo al Sistema Unificado de Suelos como SM o SC. Basados en el porcentaje pasante el tamiz No. 200, los suelos pueden ser agrupados en dos tipos, uno con porcentajes de limo y arcilla entre 12% y 20%, y otro con porcentajes entre 25% y 30%.



Figura B.2.6 Fotografía tomada después del evento de diciembre 1999, mostrando los típicos deslizamientos en forma de flujos traslacionales. Ladera adyacente a Autopista Caracas-La Guaira.



Figura B.2.7 Fotografía aérea de la cuenca de quebrada Seca, mostrando el patrón de deslizamientos en forma de flujos traslacionales superficiales (IGVSB, 2000).

Tabla B.2.3 Propiedades de las muestras de suelo tomadas en flujos superficiales.

LL: límite líquido; LP: límite plástico; SL: límites de contracción;

USCS: Sistema Unificado de Clasificación de Suelos.

Numero de Muestra y Cuenca	Pen- diente de la Ladera (°)	w (%)	LL	LP	SL	Gs	% Pa- sante No. 40	% Pa- sante No. 200	USCS
1. Naiguatá	39	11,8	36,3	8,8	22,2	2,86	32,79	22,81	SM
2. Naiguatá	35	9,5	24,8	5,5	15,7	2,87	28,69	23,06	SC
3. Naiguatá	48	6,4	22,3	0,1	18,0	2,80	23,77	17,71	SM
4. Naiguatá	42	6,6	-	NP	-	2,78	25,19	20,50	SM
5. Naiguatá	31	5,7	25,6	5,7	15,0	2,71	12,11	8,47	SC
6. Uria	39	7,1	25,5	6,1	14,4	2,71	20,19	16,51	SC
7. Uria	35	9,6	26,5	4,1	18,1	2,71	25,92	20,29	SM
8. Cerro Grande	39	9,3	26,5	3,7	17,8	2,64	20,33	16,48	SM
9. Cerro Grande	37	11,3	25,7	8,2	15,9	2,75	34,83	28,32	SC
10. Cerro Grande y Quebrada Seca	31	10,0	29,0	10,0	13,1	2,74	33,81	29,21	SC
11. Quebrada Seca	32	7,9	-	NP	-	2,72	13,75	9,76	SW
12. Quebrada Seca	44	8,1	32,9	8,1	10,8	2,63	40,42	31,54	SM
13. Camurí Chico	42	9,4	28,1	9,4	14,1	2,80	30,41	25,42	SC
14. Camurí Chico	39	6,6	36,8	14,6	12,5	2,70	30,44	25,74	SC
15. Camurí Chico	45	6,5	25,3	2,8	15,5	2,74	17,65	14,62	SM

Flujos superficiales similares generados por lluvias intensas, han sido reportados previamente por muchos investigadores tales como Harp et al. (1995), Johnson y Sitar (1990), Eisbacher y Clague (1981), y Hollingsworth y Kovacs (1981). Con base en las ideas de estos dos últimos autores, los resultados de algunos ensayos de laboratorio ejecutados en los suelo afectados por flujos superficiales, fueron representados gráficamente en las Figuras B.2.8a-b, relacionándolos con la pendiente de la ladera natural antes de la ocurrencia del evento.

Los resultados son muy similares a los obtenidos por Hollingsworth y Kovacs. Basados en estos gráficos, se puede concluir que para la ocurrencia de deslizamientos en forma de flujos superficiales, los porcentajes pasante No. 40 y No. 200 del suelo, deben ser mayores en laderas con menores pendientes. Los gráficos que relacionan el límite líquido y el de contracción revelan que estos límites en el momento de la falla,

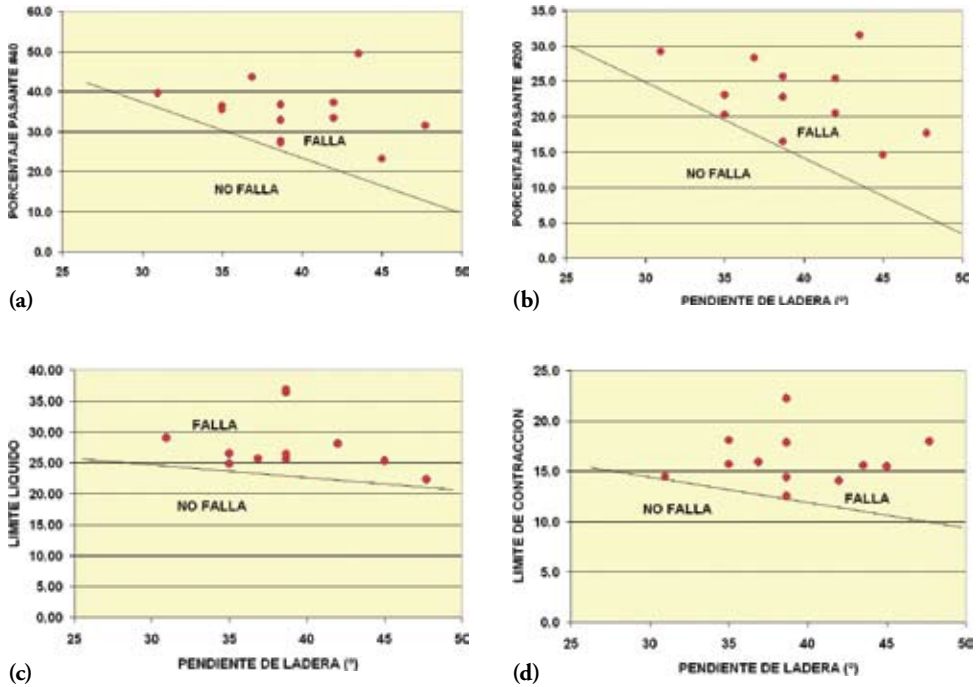


Figura B.2.8 (a) Correlación de la pendiente de la ladera con los porcentajes pasante el tamiz No. 40 y (b) el tamiz No. 200, y correlación de la pendiente de la ladera con los valores de (c) límite líquido y (d) de contracción de laderas afectadas por deslizamientos transnacionales/flujo superficiales traslacionales, durante el evento de diciembre 1999.

umentan a medida que la pendiente de la ladera disminuye. Se requieren investigaciones posteriores para corroborar la posible aplicación en la zona afectada por los flujos torrenciales en el Estado Vargas, de la metodología utilizada por los citados autores para predecir el potencial de ocurrencia de deslizamientos en forma de flujos superficiales.

En las cuencas media y alta del Estado Vargas, la mayoría de los deslizamientos superficiales afectaron predominantemente la cubierta vegetal y probablemente un espesor muy pequeño (< 0,5 m) de suelo residual, exponiendo la masa rocosa debajo de ellos y dejando algunos bloques de roca en posición crítica. Es conveniente mencionar que múltiples deslizamientos en forma de flujos superficiales, ocurrieron aun en áreas con vegetación gruesa y bien desarrollada, incluidas dentro de la zona del Parque Nacional El Avila.

Los deslizamientos en forma de flujos superficiales pueden, en forma sencilla, explicarse por la saturación progresiva de dichos suelos, pérdida progresiva de la succión, y por consiguiente de su resistencia al corte, principalmente de su resistencia

cohesiva. Debido a su forma típica, caracterizada por una longitud significativa en comparación con su ancho y profundidad, los flujos superficiales pueden en forma simple, ser modelados mediante el procedimiento de talud infinito (Salcedo, 2000).

Los resultados de análisis de estabilidad de flujos superficiales, considerando el efecto de las raíces, publicados por Wolle & Hachich (1989), indican que se requiere un ancho mínimo para la activación de este tipo de deslizamiento y que por lo tanto, no ocurrirán mientras no se alcance la saturación de ese mínimo ancho de suelo, siempre y cuando la hipótesis de eliminación de la succión como iniciador del evento, sea aceptada. Los resultados también explican las observaciones de campo en cuanto a que las escarpas son múltiples, angostas, aisladas y pocas veces únicas y anchas.

Con el fin de realizar un análisis comparativo con los resultados de Wolle y Hachich, se midió en campo el ancho de 133 deslizamientos superficiales en forma de flujo, ubicados en las áreas más afectadas durante las intensas lluvias de 1999. Estos flujos superficiales ocurrieron en laderas de las cuencas de Camurí Chico, quebrada Seca y Naiguatá. Los resultados publicados por Salcedo (2001), revelan que los anchos más frecuentes medidos están entre 10 y 20 m, y que 68% de los anchos medidos están entre 10 y 25 m. Estos valores son similares a los observados por Wolle y Hachich.

De manera de tener una idea de la cantidad de material aportado por los deslizamientos superficiales a los flujos torrenciales, se realizó un cálculo en las cuencas de quebrada Seca y Naiguatá. Para ello se determinó el área afectada por dichos flujos superficiales, asumiendo una masa de suelo con un espesor de 1,0 m. Los resultados indican que solamente para las laderas de la cuenca baja, donde afloran rocas de la Fase Tacagua, el material movilizado fue de 285.000 m³ y 486.000 m³, para la cuenca de quebrada Seca y Naiguatá, respectivamente. Si se toman en cuenta todos los deslizamientos en forma de flujos superficiales para toda la cuenca, los cuales no pueden ser medidos en forma precisa porque no se dispone a la fecha de fotografías aéreas de la cuenca alta, se estima que el material aportado por los flujos superficiales probablemente alcance 3 y 6 veces más los volúmenes previamente mencionados, para la cuenca de quebrada Seca y Naiguatá, respectivamente. Estimaciones realizadas por la misión de la Japan International Cooperation Agency y el Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales de Venezuela (2000), revelan cifras de 1,6 millones de m³ y de 670.000 m³ de sedimentos depositados en los conos de San Julián y Camurí Chiquito, respectivamente.

Deslizamientos en masas rocosas

Además de los flujos superficiales, durante los recorridos de campo y vuelos en helicóptero se observaron, aunque con mucha menor frecuencia y en cantidades significativamente menores en comparación con flujos superficiales, deslizamientos que involucraron masas rocosas. Típicos ejemplos se detectaron en las cuencas medias

y altas de Piedra Azul, Macuto, El Cojo, Camurí Chiquito y San Julián. Fallas del tipo planar y fallas cuneiformes a nivel local, también fueron observadas durante el trabajo de campo.

Formación de diques naturales constituidos por troncos de árboles, bloques y fragmentos de rocas, y otros sólidos

Durante los recorridos de campo se observaron numerosas evidencias en sitios donde se generaron diques naturales de troncos de árboles, bloques y fragmentos de rocas y otros sólidos tales como vehículos y escombros, los cuales se rompieron posteriormente por el empuje del flujo torrencial detrás de los mismos. Un excelente ejemplo de formación de diques naturales durante el evento, pudo observarse en la Calle Casablanca de la Urbanización Palmar este en el Cono de deyección de San Julián (Figura B.2.9). En dicha foto puede apreciarse claramente que la caída de un tronco de árbol en forma perpendicular al eje de la calle, en conjunto con bloques de rocas, generó un dique natural que impidió que el flujo torrencial siguiera su curso por dicha calle, evitando que las viviendas allí construidas sufrieran daños.



Figura B.2.9 Dique natural formado durante el evento en el abanico aluvial de San Julián, el cual permaneció estable durante los flujos torrenciales de diciembre 1999.

La formación de diques naturales respalda los testimonios de personas que sobrevivieron la catástrofe, quienes describieron la ocurrencia de “olas” después de periodos donde aparentemente el nivel de agua disminuía y daba la impresión de que lo peor ya había pasado. Este factor fue responsable de un incremento significativo en el número de víctimas.

Efecto de troncos de árboles

Los troncos de árboles actuaron como auténticos torpedos o misiles, destruyendo paredes y columnas de viviendas y apartamentos de edificios. En el Litoral Central, un gran número de troncos de árboles fue transportado hasta la costa y depositado en la playa.

Impactos de bloques de rocas

Los impactos de bloques de rocas a viviendas y edificaciones en general fueron responsables de graves daños a estructuras. Las Figuras B.2.10 y B.2.11 muestran típicos tamaños de rocas transportados por los aludes torrenciales.



Figura B.2.10 Bloque de roca transportado por el flujo torrencial. Cuenca San Julián.



Figura B.2.11 Depósitos del flujo torrencial de Camurí Chico, mostrando un bloque de roca transportado sobre sedimentos gravo-arenosos.

Durante los reconocimientos de campo fue posible observar bloques de roca con pesos estimados entre 500 y 2.000 toneladas, y evidencias de bloques grandes de roca transportados por una matriz más fina (Figura B.2.12). En la Figura B.2.13 se muestran dos edificios, ubicados en el cono de deyección de San Julián, donde se observan secciones colapsadas debido a la falla de las columnas de concreto reforzado por el impacto de bloques de roca. La habilidad que tienen los flujos de detritos para transportar y soportar grandes bloques individuales de roca, ha sido estudiada por Rodine y Johnson (1976). Los autores describen como flujos torrenciales cargados



Figura B.2.12 Bloques de roca transportados sobre sedimentos granulares más finos en el cauce de quebrada Osorio.



(a)



(b)

Figura B.2.13 Fotografías (a) a (d) Vista de edificios dañados estructuralmente por el impacto de bloques de roca en el Cono de deyección de San Julián. El flujo torrencial pasó por el tercer piso del edificio mostrado en la última fotografía (d).



(c)



(d)

con material grueso pueden transportar grandes bloques de roca y aún fluir en pendientes suaves.

Algunos investigadores como Zhang (1993) han estudiado la fuerza de impacto generada por flujos torrenciales. Esta fuerza consiste en dos partes, una debida a la presión dinámica del fluido y una fuerza de choque de un bloque de roca individual. Solamente como información de registros medidos en campo, Zhang reportó fuerzas de impactos medidas en China con presiones dinámicas del fluido hasta de 500 t/m², y fuerzas de impacto hasta de 318 toneladas para el caso de un bloque individual. Considerando los daños severos que causan los bloques de roca a las obras de ingeniería, las medidas correctivas típicas están orientadas al diseño de presas para bloquearlos en la parte media y alta de las cuencas.

Evidencias de erosión en terrazas antiguas y reactivación en algunos conos de deyección

Existen diferencias de criterios en cuanto al origen de los grandes bloques que fueron transportados en varias de las cuencas afectadas por el flujo torrencial de diciembre 1999. Unos profesionales apoyan la hipótesis de que dichos bloques vinieron transportados de la parte superior de la cuenca, producto de deslizamientos en las laderas. Otros consideramos que la mayor parte de los bloques grandes de rocas estaban en el cauce, en terrazas aluviales y dentro del cono de deyección existente, y simplemente fueron erosionados y movidos de su posición hacia aguas abajo.

Debido a que el mayor porcentaje de fragmentos de rocas depositados por el flujo torrencial son subredondeados a redondeados, y muy pocos de ellos son angulares a subangulares, también ha sido un punto de discusión si un bloque angular de una roca de alta resistencia proveniente de un deslizamiento, puede redondearse en solamente dos días por la acción del flujo torrencial.

De acuerdo a las observaciones detalladas de campo realizadas por el autor de este trabajo, hay suficientes evidencias de que algunos bloques quedaron al descubierto y ni siquiera fueron movidos de su posición, sin embargo, todo el material alrededor de ellos fue completamente erosionado. Esta aseveración puede ser confirmada mediante la observación de la foto de la Figura B.2.14, tomada en el río Naiguatá.

Otros sitios inspeccionados por el autor revelan erosión de los sedimentos de los cauces y de viejas terrazas aluviales exponiendo en los cortes verticales tanto depósitos aluviales como flujos torrenciales prehistóricos (Véase Figura B.2.15). Claras evidencias de reactivación de conos de deyección y de erosión de sedimentos de terrazas antiguas, fueron observadas por el autor de este trabajo, en las cuencas de Naiguatá, San Julián, quebrada Seca, Carmen de Uria, Camurí Chico y El Cojo.

En resumen, en opinión del autor, la mayoría de los bloques de rocas transportados por los flujos torrenciales vinieron de la erosión de los sedimentos existentes en



Figura B.2.14 Bloque de roca que permaneció en sitio, erosionándose el material que lo circundaba. Nótese aureola de meteorización color negruzco, en la parte superior del bloque que estaba expuesta. (río Naiguatá).



Figura B.2.15 Evidencias de erosión en terrazas antiguas en la margen este del río San Julián. La altura de la terraza en este sitio, es de 8 metros.

la garganta de las quebradas y ríos y de la reactivación de los conos de deyección. Un porcentaje muy pequeño de bloques de rocas estaba en el lecho del río, depositado allí por deslizamientos y desprendimientos antiguos de rocas, y fueron transportados aguas abajo. Un porcentaje todavía más pequeño de rocas vino de deslizamientos en masas rocosas que se originaron en las laderas de las cuencas medias y altas durante la lluvia intensa de diciembre 1999.

Es conveniente destacar, además, que el autor encontró en campo muchas evidencias de flujos torrenciales prehistóricos. El hecho de que en muchos de los conos de deyección se encuentren bloques de rocas metaígneas, las cuales pertenecen a unidades litológicas que afloran en las cuencas medias y altas, es una fuerte evidencia de que en el pasado ocurrieron flujos torrenciales más grandes que el evento de diciembre 1999, y/o múltiples eventos de menor magnitud que fueron progresivamente transportando dichos bloques desde niveles superiores hasta la garganta y conos de deyección. Las evidencias de erosión durante el evento de diciembre 1999, han sido tratadas en forma más detallada por Salcedo y Martínez (2002).

Daños e impactos socio-económicos y ambientales

Los daños e impactos generados por el desastre de diciembre 1999, han sido evaluados por el Consejo Nacional de la Vivienda de Venezuela (CONAVI), por la Comisión designada por la Oficina para la Coordinación de Asuntos Humanitarios (OCHA), la Oficina del Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) y la Corporación Andina de Fomento (CAF), y por la CEPAL. El siguiente resumen ha sido elaborado con base en la información de tales referencias, complementándolos con noticias de prensa y alocuciones oficiales del Ministro de Ciencias y Tecnología. Detalles adicionales pueden consultarse en Salcedo (2001).

- Numerosas viviendas total y parcialmente destruidas. De acuerdo al reporte del Consejo Nacional de la Vivienda (CONAVI) (Villanueva, 2000), solamente en el Estado Vargas más de 8.000 unidades residenciales fueron severamente dañadas, 67% de ellas totalmente destruidas, y 33% parcialmente destruidas. Un total de 3.140 apartamentos de 700 edificios residenciales fueron completamente o parcialmente destruidos. Estos edificios fueron afectados bien por sedimentación de barro, rocas y escombros del flujo torrencial en sus sótanos y primeros pisos, o dañados estructuralmente por el impacto de bloques de roca.
- La Tabla B.2.4 muestra la estimación de pérdidas económicas por sectores en todo el país. El 72% de la población del Estado Vargas (240.000 personas) fue afectada por el desastre. El Gobierno Nacional tuvo que implementar un Plan de adjudicación de viviendas para atender a 55.653 familias damnificadas. En la Tabla B.2.4

no se han considerado las pérdidas económicas indirectas, las cuales dependiendo de la afectación, pueden llegar a superar las pérdidas directas.

- Aun cuando no existe información oficial acerca del número de víctimas, diferentes instituciones han estimado cifras muy variadas, generalmente entre 5.000 y 50.000 muertos, siendo la cifra de 15.000 muertos la más aceptada. Defensa Civil ha reportado que 135.000 personas fueron evacuadas del Estado Vargas y que la mayoría de ellas fueron trasladadas a carpas y sitios de refugios temporales ubicados en diferentes zonas del país. Los Aeropuertos de Maiquetía y La Carlota funcionaron como centros de operación, desde donde los afectados fueron ubicados en 1.200 refugios provisionales a nivel nacional.
- La Autopista Caracas-La Guaira, principal arteria vial entre Caracas y el Litoral, fue afectada por numerosos deslizamientos de taludes de corte y por pérdida de la plataforma de la vía en un tramo de unos 60 m. Numerosos deslizamientos ocurrieron a lo largo de la carretera del Litoral Central interrumpiendo totalmente el paso. Se estimó que la vialidad troncal en el Estado Vargas fue destruida en un 85%.
- Las crecidas de las quebradas adyacentes al Puerto de La Guaira arrastraron numerosos contenedores que estaban allí almacenados, llevando muchos de ellos hasta el mar. Algunos de estos contenedores contenían desechos tóxicos lo que ameritó la pronta intervención de especialistas del Ministerio del Ambiente y de Recursos Renovables, y asesores extranjeros. Hubo necesidad de desviar los barcos a puertos alternos como Puerto Cabello y Guanta.
- El volumen importante de flujo torrencial que fue transportado en las diferentes cuencas hacia el mar, originó cambios importantes en la morfología de las playas, modificando el frente costero. En algunos casos la costa se desplazó hasta 300 m de su posición original. La gran cantidad de sedimentos también trajo como consecuencia cambios en la textura sedimentaria de las playas y cambios batimétricos importantes.
- Se produjo una contaminación orgánica, biológica y química de las playas, con el consecuente impacto sobre la biota marina y en la dinámica oceanográfica de dichas playas., así como impactos sobre la flora y la fauna del Parque Nacional El Avila.
- Una vez finalizada la etapa de emergencia, la tarea más importante fue la remoción de más de 15 millones de metros cúbicos que obstaculizaron tanto la vialidad principal y vías secundarias como los canales de más de 25 cauces afectados por flujos torrenciales. Esta actividad requirió de una organización que fijara las normas y estrategias no solo desde el punto de vista técnico sino en cuanto al financiamiento, la forma de contratación, inspección y supervisión.

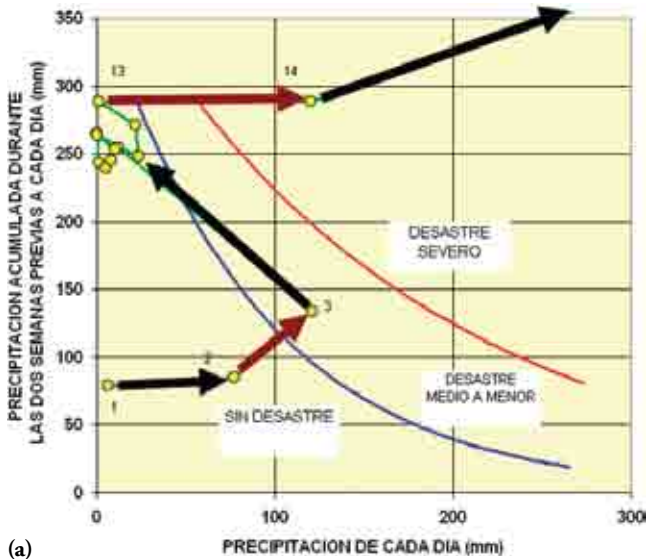
- Un grupo de urbanistas de las distintas Universidades definió para cada sector la vocación del mismo (residencial, vacacional, ciudad balneario, residencial-recreacional-turístico, etc.) y los criterios para el aprovechamiento de las tierras en función de sus características. Asimismo se elaboró un plan maestro de desarrollo que incluye la ordenación del territorio y la definición de áreas bajo régimen especial (ABRAE) donde se incluyen aquellas áreas sujetas a estudios y en las cuales se prohíben temporalmente nuevas construcciones y remodelaciones mayores.
- Cabe destacar que para atender toda la problemática generada por el desastre de diciembre 1999, en el Estado Vargas concretamente, el Gobierno Nacional creó la denominada Autoridad Unica de Area para el Estado Vargas (AUEV) presidida por el Ministro de Ciencias y Tecnología Ing. Carlos Genatios. Esta institución fue la encargada de impulsar el Plan Maestro de Reconstrucción teniendo como objetivo general la planificación y coordinación de los planes y programas de ordenación del territorio, requeridos para el desarrollo integral del área.

Tabla B.2.4 Estimación de pérdidas económicas por sectores en todo el país
(Comisión OCHA – PNUD – CAF, enero, 2000).

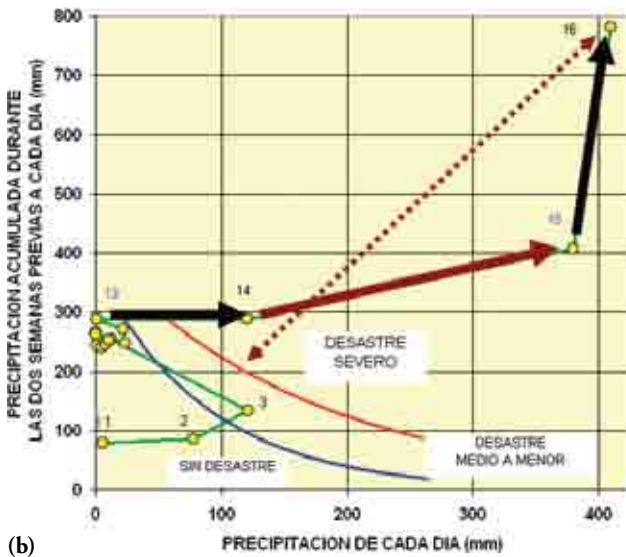
Sector	Subsector	Subtotal Millardos de Bolívares	Subtotal Millones de dólares
Infraestructura	Vías de comunicación (troncal)	60	90
	Vías de comunicación (rural)	30	46
	Puentes	50	76
	Represas y diques de control	45	68
	Sistema de agua potable	80	120
	Sistema de aguas servidas	40	60
	Puertos y Aeropuertos	2	3
	Escolleras costeras	30	46
	Torre toma	6	9
	Remoción de escombros	30	46
Salud	Hospitales	14	21
	Ambulatorios	7	11
Vivienda	Unifamiliares	200	303
	Multifamiliares	100	150
	Iglesias y monumentos	100	150

Sector	Subsector	Subtotal Millardos de Bolívares	Subtotal Millones de dólares
Educativo	Universitario y laboratorios	50	76
	Liceos y equipamiento	20	30
	Escuelas y equipamiento	32	49
Energía Eléctrica	sub-estaciones	70	106
	Líneas de transmisión (Torres)	5	8
	Redes de distribución	50	76
Servicios	Policía y bomberos	10	15
	Puertos y aeropuertos	6	9
	Remoción de tóxicos	30	46
Producción y Comercio	Industrias	4	6
	Microempresas	7	11
	Agricultura	16	24
Transporte	Ganadería	14	22
	Privado (Vehículos)	3	5
	Público (autobuses)	10	15
Turismo (Infraestructura) y Parques Nacionales	Público (taxis)	1	1,5
	Clubes privados	40	61
	Hoteles y Servicios	2	3
Seguros y Reaseguros	Parques nacionales	5	7,5
	Playas: limpieza y consolidación	50	76
Banca	Todo riesgo, incluida inundación	5	7,5
	Préstamos irrecuperables	5	7,5
Gran Total		1234	1860

- La comunidad internacional manifestó su apoyo y colaboración con Venezuela, enviando considerable ayuda material, técnica y financiera, a través de las embajadas acreditadas en Caracas y las misiones diplomáticas y consulares de Venezuela en el exterior. El aporte recibido de 78 países y 28 organismos internacionales fue de 645,56 millones de dólares, sin contar aquellas donaciones de las que no se dispone valor monetario.



(a)



(b)

Figuras B.2.16 Registro de lluvias de diciembre 1999 en la estación Maiquetía, representadas en el gráfico de Aboshi, (a) Si se representan los registros de la Estación Maiquetía, se puede deducir que para el día 14 de diciembre, el evento se encontraba en la región definida en el gráfico como “desastre severo”; (b) Puede verse en el mismo gráfico elaborado a una escala diferente, cuanto lejos se estaba el 16 de diciembre de 1999, de la curva que define el umbral de grandes desastres. La experiencia japonesa con este tipo de gráficos es muy valiosa.

- Las pérdidas económicas totales, se estimaron inicialmente en 1790 millones de dólares, sin embargo, una evaluación realizada después de un año de la tragedia, alcanza cifras del orden de 4000 millones de dólares en daños materiales, solamente en el Estado Vargas.

Predicción de flujos torrenciales, con base en registro de lluvias

Muchos investigadores han propuesto correlaciones entre precipitaciones de lluvias y deslizamientos, todas ellas orientadas a predecir eventos catastróficos como los flujos torrenciales de diciembre 1999. Entre las metodologías publicadas se pueden citar las publicadas por Vargas (1971), Aboshi (1972), Lumb (1975), Gudicini e Izawa (1977), Okuda et al. (1981), Brand et al. (1984), Wolle y Hachich (1989), Johnson y Sitar (1990), y Bhandari et al. (1991).

Aboshi (1972) sugirió que se puede predecir la falla de laderas correlacionando la lluvia total caída durante dos semanas antes del día previo, y la lluvia de dicho día. Esta correlación se muestra en las Figuras B.2.16.

Una evaluación de los registros de lluvias de diciembre 1999 basada en las recomendaciones arriba indicadas, llevan a la conclusión de que la mayoría de los procedimientos sugeridos en la literatura técnica pudieron explicar la ocurrencia de los flujos torrenciales. Una investigación detallada de los distintos flujos torrenciales que se generaron en las diferentes cuencas, permitirá desarrollar nuestras propias curvas de umbrales con el fin de predecir este tipo de eventos. Lamentablemente, para el momento de la ocurrencia del evento, solamente una estación de registro de lluvias estaba operativa, la cual no es representativa de las lluvias que han debido precipitarse sobre el Cerro El Avila. De cualquier manera, considerando que más de 25 cuencas fueron afectadas por flujos torrenciales, se ha considerado propicia la oportunidad para iniciar un programa extensivo de investigación con el fin de comprender la iniciación y mecanismos de estos eventos con el fin de diseñar las medidas correctivas y de mitigación de los mismos.

Obras de control de torrentes

Para la fecha de elaboración del presente artículo (diciembre 2005), se han construido un total de 22 presas incluyendo tanto las del tipo abiertas como cerradas, en once de las cuencas afectadas durante el evento de 1999. La primera presa abierta en construirse, fue diseñada con dientes de concreto y demostró su eficiencia como presa de retención de sedimentos y troncos de árboles, tal como puede verse en las fotos de la Figura B.2.17, las cuales fueron tomadas al final de su construcción en diciembre del 2000, y luego de unas precipitaciones importantes que ocurrieron en diciembre del año 2001.



(a)



(b)

Figura B.2.17 (a) Presa abierta de concreto en la Cuenca Guanape (Punta de Mulatos). Fotografías comparativas tomadas en diciembre de 2000 al final de construcción, y (b), (c) y (d) luego de lluvias fuertes en diciembre 2001.



(c)



(d)



Figura B.2.18 Presa abierta de gaviones revestidos con concreto. Presa Las Comadres, afluente de la quebrada Piedra Azul.

La mayoría del resto de las presas ha sido construida con cestas de gaviones revestidas de concreto, tal como se muestra en el ejemplo de la Figura B.2.18. El comportamiento de este último tipo de presas, podrá evaluarse en futuras precipitaciones importantes.

Comentarios finales

Considerando su extensión, magnitud y características especiales, los flujos torrenciales catastróficos de diciembre 1999, pueden probablemente ser clasificados como el desastre más importante del siglo en su tipo. Este evento que sorprendió a Venezuela sin el desarrollo de una cultura de prevención de desastres, definitivamente representará un hito en nuestra historia y se requerirán nuevas estrategias y un cambio de mentalidad para desarrollar una agenda política en favor de la prevención de desastres. Un paso importante en esta dirección ha sido la creación de la Comisión Nacional de Gestión de Riesgos.

La ingeniería de la reconstrucción y nuevas regulaciones territoriales tendrán que considerar parámetros adicionales para evitar desarrollos urbanos en áreas vulnerables. En las áreas afectadas por los flujos torrenciales y en otras áreas vulnerables, será necesario, como una de las más importantes actividades, realizar la cartografía y

sectorización de zonas de amenaza. Será necesario iniciar un proceso de educación y campañas informativas no solamente para la población sino para los líderes nacionales y los tomadores de decisiones. Los factores socio-económicos y políticos asociados a la prevención de desastres han sido recientemente discutidos por Mora (1999). Será igualmente necesario instalar sistemas de alerta y entrenar a la población de como vivir en áreas clasificadas como de alta amenaza por flujos torrenciales. Es bien conocido que una vez ocurrido el desastre por flujos torrenciales, el costo de recuperación es anormalmente alto, por lo tanto, los esfuerzos que se puedan realizar para prevenir este tipo de eventos no solamente permitirán salvar vidas sino que representarán una disminución importante en los costos.

Finalmente, es importante mencionar un factor que debería ser considerado en la etapa de la ingeniería de la reconstrucción. De acuerdo al autor de este trabajo, existen claras evidencias de campo de que el evento de diciembre 1999 no fue el evento más grande que ha ocurrido en el área. Hay que tomar en cuenta que muchas otras áreas de Venezuela son vulnerables y pueden ser afectadas en el futuro por flujos torrenciales; en particular debe ser mencionada la zona norte de la ciudad de Caracas al pie del Cerro El Avila, donde muchas urbanizaciones han sido construidas sobre conos de deyección con evidencias de flujos torrenciales prehistóricos. Singer (1974 y 1977), cartografió varios flujos torrenciales en el Valle de Caracas, estimando que probablemente fueron activados por sismos y que ocurrieron entre los años 1100 y 1500.

Agradecimientos

El autor desea agradecer a J. Ortas, E. Martínez, J. M. Martínez y N. Flores por su cooperación y consejos durante la realización del trabajo. El autor desea asimismo expresar un agradecimiento muy especial al Consejo Nacional de la Vivienda, particularmente a J. Baldó y F. Villanueva quienes me dieron la oportunidad de colaborar durante la fase de emergencia y post-emergencia del evento, suministrando además material y valiosas informaciones sin los cuales no hubiese sido posible la elaboración del presente artículo. Finalmente, el autor expresa su sincero reconocimiento a la contribución de los habitantes del Estado Vargas y de las áreas en el área metropolitana de Caracas que fueron directamente afectadas por los flujos torrenciales de diciembre 1999.

REFERENCIAS

- Aboshi, T., 1972, Concentrated rainfall and slope failure, (Sekou-gijutuim), en Manual for zonation on areas susceptible to rain-induced slope failure: Tokyo, Asian TC3 on Geotechnology for Natural Hazards in ISSMFE, Japanese Geotechnical Society Vol. 5. No. 11 1997, 81 p.

- Bhandari, R., Senanayake, K., and Thayalan, N., 1992, Pitfalls in the prediction on landslide through rainfall data en Bell, D., H., ed, *Memorias*, 6th International Symposium on Landslides, Christchurch: Rotterdam, Balkema, p. 887–890.
- Brand, E., Premchitt, Phillipson, H., 1984, Relationship between rainfall and landslide in Hong Kong, *en Memorias*, 4th International Symposium on Landslides, Toronto: p. 377–384.
- Eisbacherr, G., and Clague, J., 1981, Urban landslides in the vicinity of Vancouver, British Columbia, with special reference to the December 1979 storm: *Canadian Geotechnical Journal*, v. 18, p. 205–216.
- Grases, J., Amundaray, J., Malaver, A., Feliziani, P., Franceschi, L., and Rodríguez, J., 2000, Efectos de las lluvias caídas en Venezuela en diciembre de 1999: OCHA-PNUD-CAF, Informe Comisión.
- Gudicini, G., and Iwasa, D., 1977, Tentative correlation between rainfall and landslides in a humid tropical environment: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 13–20.
- Harp et al., 1995, Landslides triggered by the January and March 1995 storms in Southern California: *Landslides News*, No. 9, p. 15–18.
- Hollingsworth, R., and Kovacs, G., 1981, Soil slumps and debris flows, prediction and protection: *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, v. XVIII. No. 1, p. 17–28.
- Ikeya, H., 1989, Debris flows and its countermeasures in Japan: *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No. 40, p. 15–33.
- Jakob, M., Hungr, O., and Thomson, B., 1997, Two debris flows with anomalously high magnitude *en Memorias*, 1st International Conference on Debris Flows: hazards mitigation, mechanics, prediction and assessment, San Francisco: American Society of Civil Engineers, p. 382–394.
- Agencia Japonesa de Cooperación Internacional y Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales, 2000, Proyecto de control de torrentes de las cuencas de los ríos San Julián y Camurí Chiquito: Informe inédito, 261 p.
- Johnson, K., y Sitar., 1990, Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation: *Canadian Geotechnical Journal*, v. 27 (6), p. 789–801.
- Johnson, S., 1997, Tumalt Creek debris flows and debris avalanches in the Columbia River Gorge East of Portland, Oregon, *en Memorias*, 1st International Conference on Debris Flows: Hazards mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment, San Francisco: American Society of Civil Engineers, p. 395–404.
- Lee, H., Ellen S., y Kayen, R., 1988, Predicting transformation of shallow landslides into high speed debris flows, *en Memorias*, 5th International Symposium on Landslides: Balkema, p. 713–718.

- Lumb, P., 1975, Slope failures in Hong Kong: *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 8, p. 31–65.
- Mora, S., 1999, Disaster Prevention and sustainable development in Central America: Socioeconomic and political factors *en* Yagi et al., ed., *Slope stability engineering*, Balkema, Rotterdam, p. 1247–1252.
- Okuda, S., Suwa, H., Okunishi, K., Yokoyama, K. y Ogawa, K., 1981, Synthetic observation on debris flow, Part 7: *Annals of Disaster Prevention Research Institute*, Kyoto University, No. 24B-1, p. 411–448.
- Rodine, J., y Johnson A., 1976, The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes: *Sedimentology*, v. 23, p. 213–234.
- Salcedo, D., 2000, Los flujos torrenciales catastróficos de diciembre de 1999, en el Estado Vargas y en el Área Metropolitana de Caracas, Características y Lecciones Aprendidas *en* Memorias, 16º Seminario Venezolano de Geotecnia, Caracas: Caracas, Venezuela, Sociedad Venezolana de Geotecnia, p. 128–175.
- Salcedo, D., 2001, Características y aspectos socio-económicos y ambientales de los flujos torrenciales catastróficos de diciembre 1999, en el Estado Vargas y en el área metropolitana de Caracas *en* Memorias, 3º Simposio Panamericano de Deslizamientos, Cartagena: Bogotá, Colombia, Sociedad Colombiana de Geotecnia, v. 1, p. 219–317.
- Salcedo, D. y Martínez, E., 2002, Evidencias de erosión profunda durante los flujos torrenciales de diciembre 1999, en el Estado Vargas, Venezuela, *en* Memorias, 1º Simposio Latinoamericano de Control de Erosión, Bucaramanga: Bogotá, Colombia, Sociedad Colombiana de Geotecnia.
- Sassa, K., 1985, Motion of landslides and debris flow, *en* Memorias, 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco: Theme Lecture, Session 3A.
- Singer, A., 1974, Acumulaciones catastróficas de posible origen sísmico, y movimientos neotectónicos de subsidencia en la parte oriental del Valle de Caracas, *en* Memorias, 1º Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica: Caracas, Venezuela.
- Singer, A., 1977, Tectónica reciente, morfogénesis sísmica y riesgo geológico en el graben de Caracas, Venezuela, *en* Memorias, 5º Congreso Geológico Venezolano, Caracas: Caracas, Venezuela, Ministerio de Minas E Hidrocarburos, p. 1861–1892.
- Takahashi, T., 1991, Debris Flows, IAHR Monograph, A.A. Balkema, 165 p.
- Tianchi, L., 1992, Mountain hazards and environment in China: Institute of Mountain Hazards and Environment.
- Vargas, M., 1971, Effect of rainfall and ground water levels, *en* Memorias, 4th Pana-

- merican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, International Symposium on Soil Mechanics and Foundation Engineering; New York, p. 138–141.
- Villanueva, F., 2000, Documento sinóptico de los análisis, conclusiones y recomendaciones de la comisión de expertos en hidráulica, geotecnia, estructuras y urbanismo: Ministerio de Infraestructura, Informe del Consejo Nacional de la Vivienda, Caracas.
- Wan, Z., y Wang, Z., 1994, *Hyperconcentrated Flow*: Beijing, Institute of Water Conservancy and Hydroelectric Power Research, A.A. Balkema.
- Wieczoreck, G., Larsen, M., Eaton, S., Morgan, B., y Blair, L., 2002, Debris flow and flooding deposits in coastal Venezuela associated with the storm of December 14–16, 1999: U.S. Geological Survey, Geological Investigation Series, Map I-2772, 2 Plates.
- Wolle, C., y Hachich, W., 1989, Rain-induced landslides in Southeastern Brazil, *en* *Memorias*, 12th International Congress on Soil Mechanics and Foundation Engineering: Rio de Janeiro, Brazil, p. 1639–1642.
- Zhang, Schucheng, 1993, A comprehensive approach to the observation and prevention of debris flows in China: *Natural Hazards*, v. 7, p. 1–23.

B.3 FLUJOS DE DETRITOS (LAHARES) CATASTRÓFICOS DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA, 11 DE NOVIEMBRE DE 1985

Juan Montero Olarte

Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia

E-mail: juanmontero17@etb.net.co

.....

Introducción

El 13 de noviembre de 1985 una erupción pequeña pero violenta del Volcán Nevado del Ruiz (VNR) desencadenó flujos de detritos y lodo (lahares) catastróficos que descendieron por los ríos Azufrado, Lagunilla, Gualí, Claros y Molinos que nacen en el volcán. A consecuencia de los flujos la población de Armero fue destruida casi en su totalidad y de acuerdo con una información de la presidencia de la República de Colombia (1986), 21.698 de sus habitantes perdieron la vida. Los efectos devastadores se extendieron a los campos, la industria, el sistema vial y las poblaciones de Chinchiná y Honda en una extensa región muy productiva del norte del Departamentos del Tolima.

La Figura B.3.1 se muestra la zona afectada por las erupciones y flujos de 1985 y la localización geográfica del VNR en la parte media septentrional de la Cordillera Central de Colombia en la posición 4°53'43"N y 75°19'21"W.

A continuación se describen las características fisiográficas y geológicas del área afectada, la evolución y características de los eventos, el impacto de los mismos en la economía, la sociedad y el medio ambiente y las lecciones aprendidas a raíz de este desastre de origen volcánico, considerado uno los más grandes de este tipo, ocurrido a finales del siglo pasado en el mundo.

Características fisiográficas y geológicas del área del desastre

El VNR hace parte del Parque Nacional de los Nevados junto con los de Santa Isabel, Quindío y Tolima, de los cuales el del Ruiz es el más alto (5.321 m.s.n.m. en su cima) y el situado más al norte. Está cubierto en su cúspide por un casquete glacial de 20 a 30 metros de espesor, por encima de los 4.800 m.s.n.m. en una extensión de 17 km². Posee tres cráteres: Arenas (área superficial de 870 m × 830 m y 247 m de profundidad), La Olleta y La Piraña de los cuales el primero es el único activo en la actualidad. Morfológicamente presenta un diámetro de 15 kilómetros en su base y una pendiente media de 30° la cual se suaviza simétricamente en ambos lados de la Cordillera Central hasta formar piedemontes y planicies que rematan en el río Cauca por el costado occidental y río Magdalena por el costado Oriental (Atlas de Amenaza Volcánica de Colombia, INGEOMINAS, 2000).

Las aguas originadas en procesos de deshielo de los glaciales conformaron en el pasado y siguen alimentando radialmente las cabeceras de los ríos Claro, Molinos y Chinchiná que vierten sus aguas al río Cauca y los ríos Gualí, Azufrado y Lagunillas que tributan al río Magdalena.

Geológica y geomorfológicamente la región del VNR y sus vertientes oriental y occidental está conformada por dos unidades mayores de relieve con distinta composición y estructura:

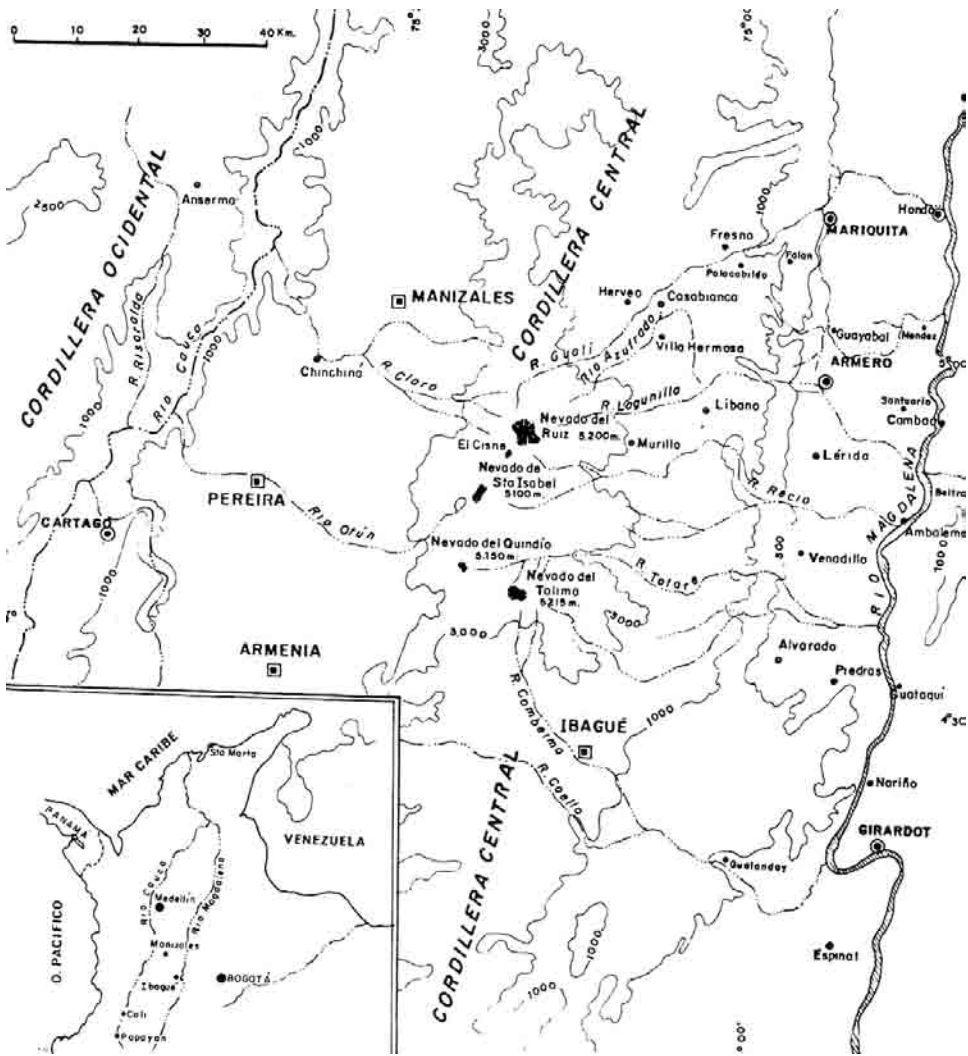


Figura B.3.1 Localización de la zona afectada por la erupción catastrófica del Volcán Nevado del Ruiz en noviembre de 1985 (Tomado de Mojica et al., 1985).

- (1) La zona más emergida que corresponde a la Cordillera Central, está conformada en su núcleo por un complejo cristalino de rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico y el Paleozoico, a través del cual se han emplazado batolitos y expulsado flujos de lava andesítica y dacítica, junto con rocas piroclásticas volcánicas que constituyen el estrato-volcán del Ruiz. El núcleo y las zonas adyacentes que conforman la Cordillera, está seccionado y delimitado por varias fallas geológicas la mayoría con orientación general ligeramente NE.
- (2) Lateralmente al Oriente y al Occidente de la Cordillera se extienden colinas conformadas por rocas sedimentarias del Cretáceo y Terciario Superior muy fracturadas y fuertemente disectadas por las corrientes de drenaje.

En la Figura B.3.2 se muestra la geología de la zona afectada por la erupción del Nevado del Ruiz en noviembre de 1985.

La actividad histórica de este volcán se inició en el Plioceno hace 1,8 millones de años y la crisis volcánica actual comenzó en diciembre de 1984 (INGEOMINAS, 2000).

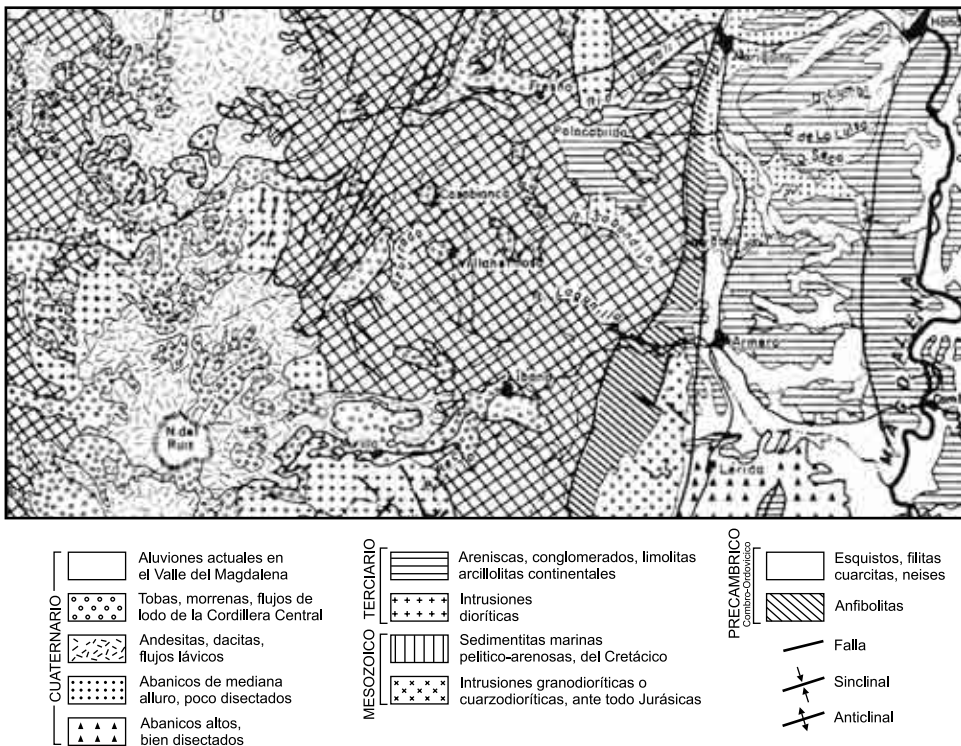


Figura B.3.2 Geología regional de la zona involucrada en la erupción del Volcán Nevado del Ruiz en 1985 (Original de Kassen y Arango, 1976; en Mojica et al, 1985).

Tectónicamente el VNR se ubica dentro del cinturón de fuego del Pacífico como una manifestación de la convergencia destructiva ocurrida en el pasado geológico entre las Placas de Nazca y Sudamérica. El vulcanismo resultante es fundamentalmente explosivo de composición andesítica y dacítica con emisión de lavas, piroclastos de flujo y caída y ocurrencia de lahares de carácter catastrófico por lo menos en 3 ocasiones en el pasado.

La población de Armero surgió de la expansión de San Lorenzo, un pequeño caserío erigido en 1895 en una región del extremo meridional del Valle Medio del Magdalena, conformada por planicies aluviales, glacio-fluviales y de lahares del Cuaternario y colinas suaves conformadas por rocas sedimentarias. La ciudad de Armero estaba ubicada frente al cañón del río Lagunilla, uno y medio kilómetros al oeste del piedemonte de la Cordillera a 335 m.s.n.m.

Descripción y características de los eventos

Para comprender mejor las causas y características de los flujos de detritos ocurridos en el VNR en 1985, es conveniente hacer una relación de las erupciones antiguas y recientes del Volcán.

Erupciones históricas

Según escritos muy antiguos el VNR tuvo manifestaciones de actividad explosiva en dos ocasiones en el pasado: el 12 de marzo de 1595 y el 19 de febrero de 1845. Mojica et al. (1985) comentan e interpretan esas narraciones de la manera que a continuación se resume:

En 1625 el clérigo español Fray Pedro Simón narró sobre explosiones muy fuertes provenientes del volcán que se escucharon en distancias de más de 40 leguas (222,8 kilómetros), seguidas de caídas de cenizas y piedra pómez durante dos horas que fueron arrojados a distancias de 150 a 180 kilómetros a la redonda y flujos densos que descendieron por los ríos Gualí y Lagunilla y se acumularon sobre los campos en grandes extensiones.

Según la interpretación de Mojica et al. (1985) se trató de una gran erupción de piroclastos que alcanzó poblaciones muy distantes como Toro y Cartago, situadas a 92 y 67 kilómetros de distancia del VNR, respectivamente.

En otro relato del mismo clérigo se comenta que el volcán “reventó” por el lado este de donde nacen los ríos Gualí y Lagunilla, lo cual se ha interpretado como la ocurrencia en esa ocasión de una explosión lateral, originada en un cráter diferente al cráter Arenas (Mojica et al., 1985). En ese evento perecieron 500 indígenas Gualíes (Paulsen y Cárdenas, 1998).

En otros relatos del coronel Joaquín Acosta, versado historiador (Acosta, 1846 y Acosta, 1850; en Mojica et al., 1985), se describen avenidas de lodos ocurridas el 19 de

febrero de 1845 y se presenta novedosas interpretaciones científicas de los hechos. De acuerdo con sus escritos en esta ocasión el evento estuvo precedido de fuertes sismos seguidos de un enorme flujo que descendió por el río Lagunilla el cual ... “cubrió o arrasó los árboles y las casas, sepultando hombres y animales”. Por lo menos murieron mil personas, la mayor parte habitantes de la parte superior y más estrecha del valle del Lagunilla. Llama la atención la interpretación acertada que hace Acosta al referirse al origen de las planicies cuaternarias de esta parte del valle del Magdalena, las cuales considera como el “producto de flujos antiguos de lodos”.

De acuerdo con estos relatos está claro que en un pasado remoto el VNR fue escenario de varios episodios de actividad con predominio de erupciones explosivas en marzo de 1595 y fuerte sismicidad en 1845, en ambos casos desencadenado enormes flujos de lodos del tipo lahar a lo largo del río Lagunilla.

Además se ha podido establecer que la extensión afectada por los flujos en 1845 fue cuatro veces mayor que la que se alcanzó por los flujos de 1985 y solamente por tratarse de zonas muy poco habitadas en ese tiempo, los efectos sobre la población fueron menores (Mojica et al., 1985).

Eventos precursores al del 13 de noviembre de 1985

Después de los eventos de 1845 el VNR se comportó de forma tranquila durante casi siglo y medio hasta el año de 1984. A comienzos de ese año se presentó de manera intermitente actividad sísmica y se observaron fumarolas cerca del cráter Arenas, por lo cual durante el primer semestre de 1985 se instalaron sismógrafos.

En agosto de 1985 los sismógrafos registraron entre 5 y 20 sismos cada día (Herd, 1986, en Mileto et al., 1991), sismicidad muy superior a la registrada históricamente por el VNR. El Grupo de Mileti et al. realizó una recopilación de datos e investigación complementaria muy interesante sobre la erupción del VNR (13-11-85) para la National Academy Press-de los Estados Unidos (USA).

Este tipo de manifestaciones prosiguió de manera intermitente por algunos meses y el 11 de septiembre de 1985 se produjo una fuerte erupción freática. Ese día se presentó un flujo de lodos que movilizó nieve, hielo y piroclastos por el cauce del río Azufrado en una longitud aproximada de 27 kilómetros (McClelland & Simkin, 1986 en Mileti et al., 1991). La emisión de piroclastos prosiguió de manera intermitente hasta la fecha de los eventos trágicos de noviembre de 1985. Entre el 19 y el 23 de octubre la actividad sísmica se incrementó de nuevo y se presentó otra pequeña erupción freática (Herd, 1986). Una misión italiana junto con científicos nacionales visitó el VNR en octubre, notándose entonces una disminución de las fumarolas y luego de esa fecha, el 10 de noviembre comenzaron tremores armónicos que prosiguieron hasta la erupción trágica del 13 de noviembre (McClelland & Simkin, 1986 en Mileti et al., 1991).

Cronología de los eventos trágicos del 13 de noviembre de 1985

A continuación se presenta un relato cronológico de los eventos que se presentaron el 13 de noviembre de 1985 de acuerdo a la reconstrucción histórica de esos sucesos por parte de Mileti et al. (1991) quienes toman la información del Smithsonian Institution Scientific Event Alert Network (Simkin y McClelland, 1985) y Herd (1986).

13 de noviembre

3:05 p.m. se inicia una erupción freática similar a la registrada el 11 de septiembre de 1985.

4:00 p.m. comienza a caer en Armero piroclastos de cenizas y lapilli. El cielo se oscurece y cae intensa lluvia la cual humedece la ceniza.

9:09 p.m. Bernardo Salazar quien realiza un registro sísmico a 9,2 kilómetros del volcán, escucha el inicio de un ruido mucho más fuerte que el que se oyó antes de la erupción del 11 de septiembre de 1985; se considera esta señal como el comienzo de una erupción paroxismal que comenzó con dos explosiones fuertes seguidas de una sucesión de flujos piroclásticos emitidos desde el cráter activo, los cuales atravesaron la capa de hielo y descendieron por la parte más pendiente de los flancos del volcán. Según Herd (1986), estos flujos derritieron gran cantidad de la capa de hielo y luego se encauzaron por los valles de los ríos Nereidas, Molinos, Guali, Azufrado, y Lagunillas.

9:37 p.m. se presentó una explosión muy fuerte que produjo un gran destello en el firmamento contaminado, la cual marcó el inicio del desarrollo de una columna Pliniana de gas y piroclastos que se elevó varios cientos de metros por encima del volcán. Bombas resplandecientes y bloques de varios metros de diámetro fueron lanzados balísticamente algunos kilómetros desde el cráter Arenas. La alta columna de cenizas que se levantó se depositó en una gran extensión alrededor del volcán hasta cientos de kilómetros de distancia por su costado este. Piroclastos de Pumita y lapilli de más de 10cm de diámetro comenzaron a caer en Murillo, población situada 17 kilómetros al este del volcán entre las 9 y las 9:45, seguidos más tarde de bloques más grandes de pumita de 30–60 cm.

10:00 p.m. intensa caída de lluvia y ceniza comienza a caer en la población del Líbano situado 32 km al este del volcán. Fuerte lluvia y abundante ceniza cae a la vez sobre Armero.

10:30 p.m. lahares que descienden por los ríos Nareidas y Molinos se juntan y descienden por el valle del río Chinchiná arrasando cientos de casas en Chinchiná.

14 de noviembre

1:00 a.m. Flujos de lodo alcanzaron la población de Honda en la confluencia del río Gualí con el Magdalena, 75 km al NE de la cima del VNR. Para entonces la población de Armero había sido destruida casi en su totalidad.

Recorrido de los flujos de detritos y lodos (lahares)

En las Figura B.3.3 se muestra el mapa de amenaza pre-erupción preparado por el INGEOMINAS donde muestra el eventual recorrido de flujos en el caso de presentarse y en la Figura B.3.4 el mapa que registra la zona cubierta efectivamente por los lahares que destruyeron Armero y causaron graves efectos en otras regiones del lado oriental del VNR a raíz de la erupción explosiva del 11 de noviembre de 1985.

El informe de Mileti et al., para la NAP-USA presenta valiosos comentarios y

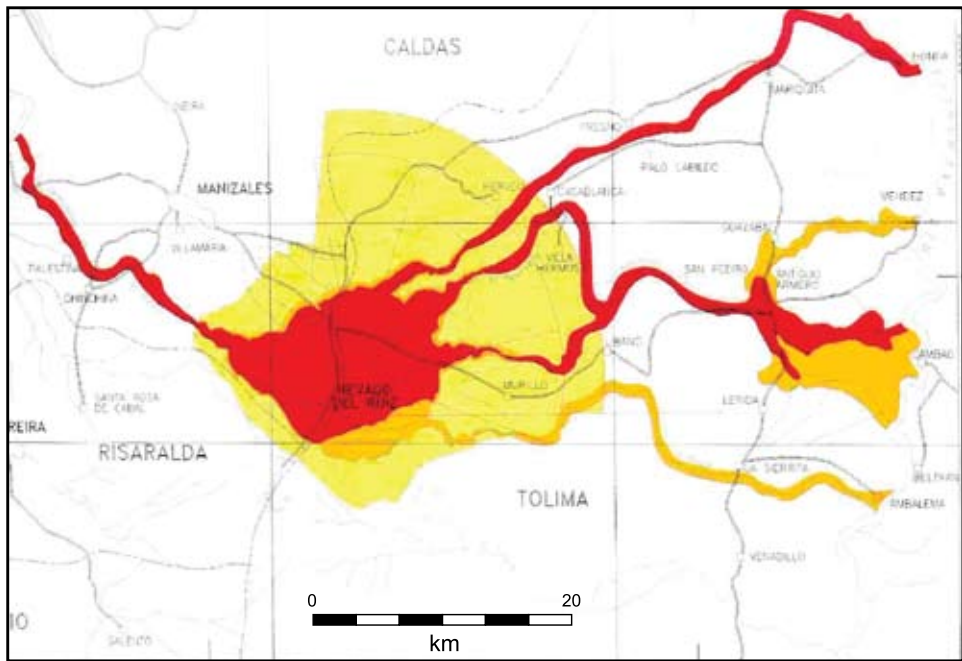


Figura B.3.3 Mapa pre-erupción de amenaza elaborado por el INGEOMINAS. (Atlas de Amenaza Volcánica en Colombia). Las zonas afectadas fueron acertadamente identificadas.

observaciones sobre la composición y espesor de los lahares, su consolidación, y el comportamiento de varias estructuras frente a la acción de los lahares.

Los lahares descendieron por el NW (ríos Claro y Chinchiná, vertiente del río Cauca); el NE (ríos Gualí y Azufrado) y el E (río Lagunilla), vertiente del río Magdalena. Los que descendieron hacia el NW se encauzaron inicialmente por el fondo de la quebrada Nereidas-río Molinos y río Claro. Después de unir sus cursos avanzaron como un torrente único por el río Chinchiná, causando muchos daños en esa vertiente.

Según Mileti et al. (1991), Mojica et al. (1985) y otros autores, el curso y efectos de los flujos (lahares) que destruyeron la ciudad de Armero y provocaron daños en la población de Honda, se puede resumir de la manera siguiente:

El lahar que inició su recorrido al NE, descendió por el río Gualí. Primero, 58 kilómetros hasta el pie de monte (borde occidental de la planicie del Magdalena),

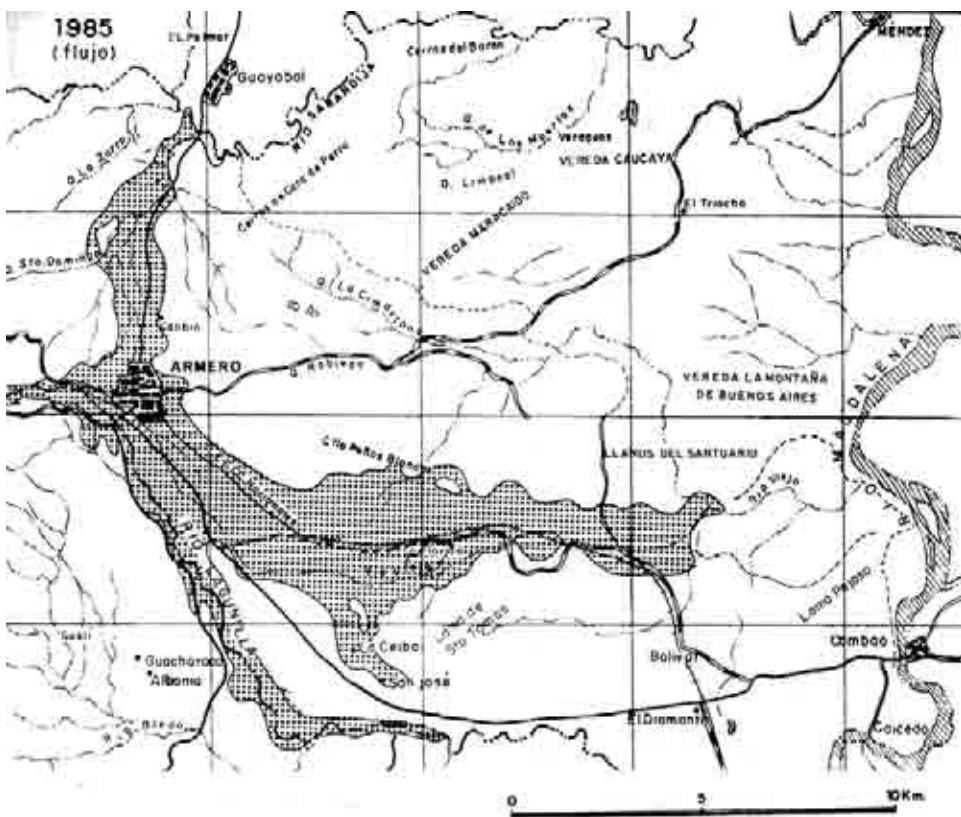


Figura B.3.4 Zona cubierta por los lahares a causa de la erupción del Volcán Nevado del Ruiz (tomado de Mojica et al., 1985).

donde giró, primero al norte por un canal muy estrecho, muy cerca de Mariquita que quedó al sur, y luego hacia el oeste siguiendo siempre el curso del río hasta tributar al río Magdalena por su margen izquierda.

Cerca de su desembocadura provocó fuerte erosión de fondo y lateral en su lecho, conformadas por rocas deleznable del Terciario. La erosión desestabilizó las orillas y causó daños en varias estructuras situadas en sus orillas en el acceso y dentro de la población de Honda, muchas de las cuales debieron ser evacuadas.

El lahar que destruyó la ciudad de Armero inició su recorrido en las cabeceras de los ríos Azufrado y Lagunillas por encima de la cota 1800 (Figura B.3.4). En su descenso por los valles estrechos del los ríos Azufrado y Lagunillas los lahares arrasaron la vegetación y ejercieron una gran erosión de fondo y lateral que permitió el arrastre de materiales sueltos de las laderas incluyendo piroclastos antiguos, fragmentos de varios tamaños de origen aluvial-coluvial y roca descompuesta. Esta incorporación de nuevo componente sólido sin duda permitió incrementar de un modo considerable el carácter abrasivo de los flujos y su poder de destrucción.

Luego de descender más de un kilómetro en la vertical, los lahares se encauzaron por un canal único debajo de la cota 400 donde los dos ríos juntan sus aguas para formar el río Lagunillas. Cuando el lahar alcanzó la planicie del Magdalena se abrió en dos brazos. El brazo mayor siguió el curso del río Lagunillas hacia el SE por unos 5 kilómetros y entonces se desvió hacia el este desbordando su canal. A lo largo de aproximadamente 6 km se desplazó entonces sobre una superficie relativamente plana hasta los llanos de Santuario donde cesó su movimiento. En su recorrido SE irrumpió en la ciudad de Armero y causó la devastación casi total de esta ciudad. Los daños fueron algo diferentes: en la parte central y meridional el lahar arrancó las edificaciones desde sus cimientos (zona comercial, bancos, catedral), en tanto que en la zona de la Iglesia del Carmen, el Hospital y el surtidor de gasolina “Teruel” solo relleno las calles y plantas bajas de edificaciones hasta una altura de 2 metros. Ese comportamiento diferente obedeció principalmente a cambios en las proporciones carga sólida-agua lodosa-viscosidad de la masa desplazada y al efecto de los obstáculos topográficos y estructurales que el lahar encontró a su paso, lo cual modificó su velocidad de desplazamiento y su energía.

El ramal que fluyó hacia el norte causó destrozos menos severos en el norte de Armero (más que todo invasión de lodo) y luego de ser desviado por el impacto sobre colinas de rocas sedimentarias en el norte de esta ciudad, siguió el curso de la quebrada Santo Domingo hasta su desembocadura en el río Sabandija donde se detuvo al sur de la población de Guayabal.

En la Tabla B.3.1 se muestra la velocidad de los flujos desencadenados el 13 de noviembre de 1985, teniendo en cuenta la hora de llegada del primer flujo y la hora en la cual se ocurrió la erupción paroxismal, 9:09 p.m. afectada con un retraso de 20

minutos que corresponde al tiempo requerido para que ocurran los procesos de derretimiento del hielo, saturación y canalización de la masa (Mileti et al., 1991).

Pierson et al. (1990) en Cárdenas (2005), calculan en más de 20 millones de metros cúbicos el volumen de agua aportado por el deshielo y otros fenómenos a las cabecezas de los ríos que nacen en el VNRI, volumen que pudo incrementarse hasta 4 veces en su recorrido periférico. De acuerdo con Mileti et al. (1991), la altura del lahar que descendió por el río Lagunilla y destruyó a Armero se estimó en 25 metros según la marca del agua en las paredes del valle del río, cerca de Armero.

Tabla B.3.1 Velocidades de los flujos en algunas localidades (Tomado de Mileti et al., 1991).

Localidad	Longitud del flujo (km)	Hora de llegada	Tiempo estimado de viaje*	Velocidad media (km/h)
Murillo-Lagunillas	17	9:52 p.m.	23 min.	44
Armero-Lagunillas	60	11:00 p.m.	90 min.	40
Honda-Gualí	86	1:00 a.m.	210 min.	25

Mecanismo desencadenante

Mileti et al. (1991) hacen algunas consideraciones y proponen el siguiente mecanismo desencadenante de los lahares.

En primer lugar consideran que por debajo de la capa de hielo de 10 m – 30 m de espesor que conforma el casquete glacial, yace una espesa capa suelta, conformada por depósitos piroclásticos parcialmente saturados arrojados en erupciones anteriores en las cabeceras de los ríos que nacen en el volcán, los cuales reposan sobre el substrato rocoso, con ángulos de 10°–12°, con estabilidad marginal.

Primero, la actividad fumarólica que precede la erupción comienza a derretir porciones de la capa de hielo (manto) incrementando la saturación de la capa suelta que la subyace; luego, la acumulación rápida de material piroclástico caliente acelera la fusión del hielo y adiciona grandes cantidades de agua caliente. Agua adicional se produce cuando los flujos atraviesan el hielo a través de fracturas. Más tarde las caídas de ceniza y piroclastos sobrecargan la masa de materiales sueltos.

Estos autores representan esquemáticamente la relación entre la resistencia al corte y la deformación de los depósitos sueltos de grano fino saturados que subyacen la capa de hielo como se muestra en la Figura B.3.5. Como se muestra en la figura, la resis-

tencia al corte se incrementa inicialmente con el aumento de la deformación, pero una vez se alcanza un cierto nivel de deformación, cesa el incremento de resistencia. Con aumento adicional de la deformación, la resistencia comienza a reducirse y eventualmente, para altos niveles de deformación, llega a ser despreciable. Esta reducción de resistencia es debida a los excesos de presión de poro que se desarrollan en suelos granulares sueltos durante los procesos de corte, los cuales pueden llegar a ser tan grandes, que los esfuerzos efectivos entre granos se aproximan a cero.

Antes de la erupción se movilizó un alto porcentaje de la resistencia al corte disponible del suelo para mantener la estabilidad de los sedimentos con una pendiente de 10° a 12° (punto A en la Figura B.3.5). El aporte de agua debido a la precipitación y al descongelamiento del manto glacial induce la movilización de una porción adicional de la resistencia al corte disponible del suelo; además, los movimientos del terreno provocados por la erupción causan un esfuerzo de corte adicional lo bastante grande como para incrementar la presión de poro, con lo cual decrece la resistencia al corte estática del suelo (Punto B, Figura B.3.5). La magnitud de los esfuerzos inducidos por las vibraciones es directamente proporcional a la velocidad pico de la partícula generada por las vibraciones e inversamente proporcional a la velocidad a la cual las ondas de corte viajan a través del sedimento.

Una vez la resistencia al corte disponible de los depósitos se ha reducido por debajo del valor requerido para mantener el equilibrio, se produce la falla y se presentan grandes desplazamientos. Estos desplazamientos además incrementan los esfuerzos de corte en el suelo, con lo cual la resistencia se reduce de manera continua.

Señalan estos autores como, la combinación del rápido aumento en el contenido de humedad, incremento en los esfuerzos verticales debidos al depósito de piroclastos y cargas cíclicas debidas a los tremores volcánicos, causan un proceso similar a la licuefacción del suelo donde éste se comporta como un líquido viscoso.

El análisis del flujo de detritos ocurrido en 1845 contribuye a sustentar este modelo. Hasta esa fecha no habían ocurrido erupciones importantes del VNR y en opinión de Mileti et al. (1991), es probable que el derretimiento del hielo fue suficiente para desencadenar el flujo de detritos en esa ocasión. En efecto numerosos bloques grandes de hielo no derretido que fueron acarreados dentro del flujo de detritos fueron observados flotando más tarde en el río Magdalena. Estos autores creen que la remoción del subsuelo generada en el terremoto registrada por Acosta en el evento de 1845 podría haber jugado un factor importante en la licuación de grandes cantidades de sedimentos sueltos saturados depositados por erupciones previas cerca de la cimas del volcán, generando el flujo de detritos.

Volviendo al caso del Ruiz, la erupción freática del 11 de septiembre de 1985, y su asociación con tremores volcánicos fue lo bastante grande como para desencadenar un pequeño flujo de detritos, el cual avanzó algunos kilómetros por el valle del río

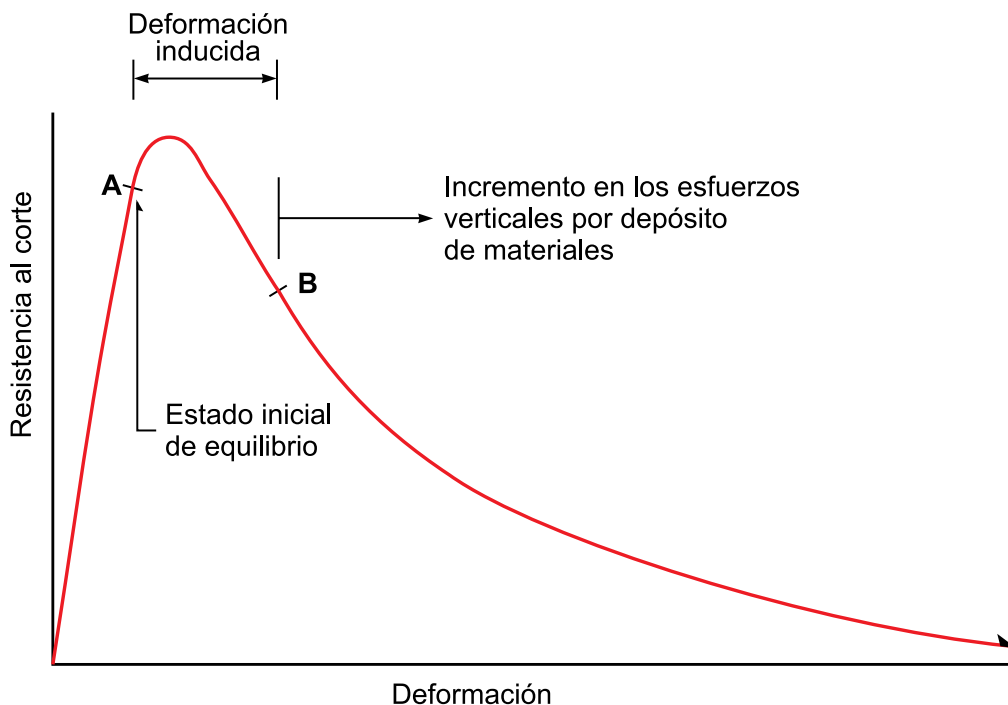


Figura B.3.5 Relación sugerida entre la resistencia al corte y la deformación de los depósitos que subyacen la capa de hielo.

Azufrado. Este flujo no fue tan grande debido posiblemente a la moderada magnitud de los tremores, limitada introducción de agua lluvia y agua de deshielo y una pequeña adición de sobrecarga de sedimentos. Debido a la limitada disponibilidad de agua y volumen de masa de suelo movilizada, el movimiento de este flujo fue contrarrestado por fuerzas de fricción a lo largo del cauce de río Azufrado que se inclina muy suavemente (gradiente de 3° – 5°) por debajo de 3.000 m.s.n.m.

En la fotografía de la Figura B.3.6 se muestra la invasión del lahar que descendió por el río Lagunillas y en la fotografía de la Figura B.3.7 una visión panorámica del efecto devastador de los lahares que destruyeron la población de Armero.

Efectos y costos

De acuerdo con una información inicial de carácter oficial del gobierno de Colombia presentada en 1985, DNP-SNU (1985), las pérdidas atribuidas a la erupción y lahares subsecuentes del VNR en 1985 se estiman en US\$ 218 millones, habiendo afectado cerca de 200.000 habitantes del norte del Departamento del Tolima. Según información más reciente de la Presidencia de la República de Colombia (1986) 23.084 personas murieron, 94% de ellas de la población de Armero, que perdió el 90% de su



Figura B.3.6 En esta fotografía se puede observar el curso del lahar en la transición de la garganta al valle amplio del río Lagunillas.



Figura B.3.7 Fotografía donde se observa el efecto devastador de los lahares que destruyeron la ciudad de Armero (13-11-85) y causaron una espantosa tragedia.

población. Entre 4.550 y 5.000 resultaron heridas, y 10.000 perdieron sus viviendas, con las pérdidas más sensibles el Armero. Chinchiná, donde varias viviendas fueron destruidas parcial o totalmente y murieron cerca de 2.000 personas y Honda, donde varias edificaciones fueron afectadas.

Además de las personas que perdieron la vida o fueron afectadas de alguna manera, las pérdidas físicas por el desastre de Armero incluyen: 55 establecimientos de educación, con sus dotaciones y lo más triste, 70 profesores y varios administradores experimentados; dos hospitales con sus dotaciones y su personal capacitado; 4.400 viviendas urbanas; más de 400 establecimientos comerciales; 60 plantas industriales, con efecto muy sensible sobre la productividad de la región; medio millón de sacos de café perdidos; 200 kilómetros de caminos vecinales, varios tramos de carreteras, puentes, líneas de transmisión, sistemas de acueducto y alcantarillado; más de 20.000 ha de granos y otras cosechas (30%) así como tierras ganaderas (60%) e infraestructura agrícola (Mileti et al., 1991).

García, M., (1986), hace alusión especial de las pérdidas en el Valle del río Chinchiná, que desciende por el flanco occidental del VNR, según se resume a continuación: el río Claro, que recibe las aguas de la Q. Nereidas y el río Molinos, causó la destrucción de casas y sembrados en sus orillas, arrastró parte de las edificaciones de la población del mismo nombre, y barrió con un puente de oleoducto de Caldas y otras estructuras. En su confluencia con el río Chinchiná se formó inicialmente un pequeño embalse y posteriormente el lahar se fortaleció con nueva carga sólida y mayor caudal. Según el relato de García, en su avance destruyó nuevas estructuras, como el puente de la carretera nacional Manizales – Pereira y varias instalaciones de Cenicafé y arrasó varias viviendas en la periferia de la ciudad de Chinchiná pro-

vocando la muerte de aproximadamente 2.000 personas. Antes de tributar en el río Cauca el flujo de lodos, según el mismo autor, destruyó varias instalaciones agropecuarias, un puente del oleoducto Medellín-Cartagena y el antiguo puente del ferrocarril de Occidente.

Como consecuencia de la interrupción que sufrieron la mayoría de las actividades económicas, la destrucción de muchas industrias y empresas comerciales, las oportunidades de empleo se redujeron considerablemente en la región afectada.

Además las consecuencias sociales y socioeconómicas fueron muy grandes debido a las afectaciones psicológicas para aquellos que perdieron sus parientes y amigos o las oportunidades de trabajo, con una enorme reducción en la capacidad de producción.

En la Figura B.3.8, se muestra la concentración de la actividad volcánica en la Cordillera de Los Andes, en tres regiones de esta cadena: sur de Colombia y norte de Ecuador; sur de Perú y norte de Chile; y sur de Chile. Muchos lahares semejantes al que ocurrió en el VNR.

La actividad volcánica explosiva en la cordillera de los Andes conlleva muchos tipos de amenazas y peligros tales como la expulsión de gases corrosivos y dañinos

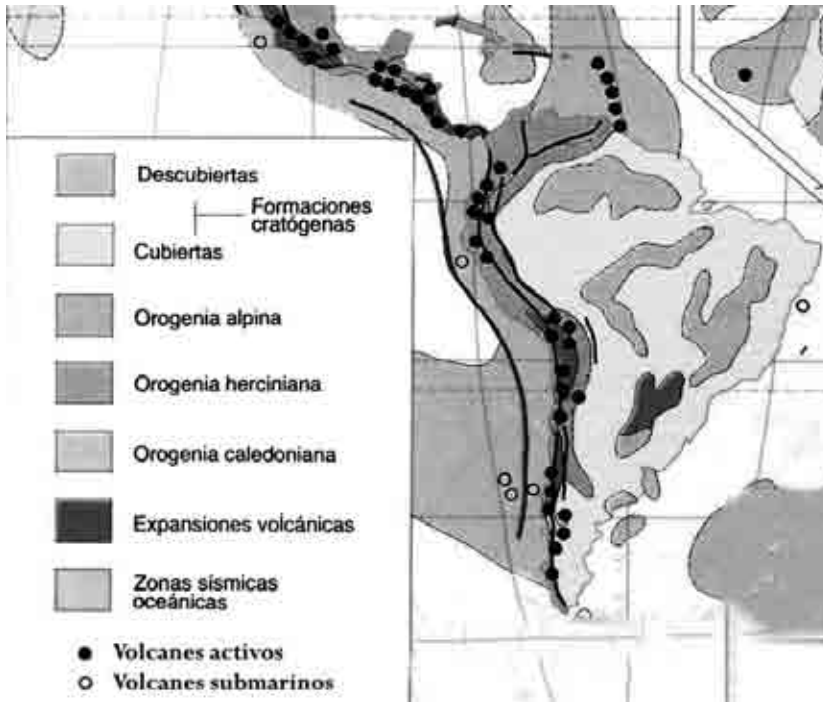


Figura B.3.8 Distribución de la actividad volcánica y susceptibilidad por lahares en la Cordillera de los Andes (Montero, 2005).

para la salud, o el impacto de piroclastos y otros fenómenos semejantes, los cuales son dignos de tenerse en cuenta; pero la ocurrencia de movimientos en masa (lahares) supera en peligrosidad y agresividad a las otras amenazas citadas, y este tipo de eventos merece la mayor atención en los temas de la evaluación de sus características hidráulicas y geotécnicas, la evaluación particular de la evaluación de amenaza y riesgo y sobre todo la prevención y la gestión del riesgo, dado que la mayor parte de las laderas volcánicas, dada la fertilidad de sus suelos, están densamente pobladas.

Aportes a evaluación de amenaza y gestión del riesgo

La erupción del VNR no debió sorprender a nadie. El volcán tuvo actividad precursora años y meses atrás: los eventos de 1595 y 1845 siglo y medio atrás, y poco tiempo antes del evento trágico, la actividad sísmica registrada desde mediados de 1984, y el incremento de la actividad fumarólica, con explosión freática del 11 de septiembre de 1985, que anticipaban algún peligro de erupción. Teniendo en cuenta además el comportamiento histórico del volcán, los científicos estuvieron de acuerdo en que la erosión sería explosiva y altamente probable la ocurrencia de lahares semejantes a las erupciones históricas ocurridas en el pasado en el sitio.

Un año antes científicos de INGEOMINAS asesorados por una misión de la UNDRO y una misión del gobierno Italiano, había preparado un mapa de amenaza donde se delimitaba la zona que podría ser afectada. De acuerdo a la evaluación de la misión oficial del gobierno Italiano, aunque esa información no hacía mayores precisiones sobre la magnitud y características de los eventos que podrían presentarse, era suficiente para...“adoptar la más prudente actitud: considerar seriamente la posibilidad de una erupción magmática” (Barberi et al., 1990).

La muerte trágica de miles de personas fue debida en gran parte a falla de las autoridades locales en el planeamiento y ejecución de un programa adecuado de prevención y emergencia. Los asentamientos afectados estaban localizados a una distancia tan grande del glaciar que una alerta oportuna habría permitido la evacuación de la población amenazada. En realidad el primer lahar alcanzó el pueblo de Chinchiná (1.000 muertos) a las 10:30 p.m., Armero (22.000 muertos) a las 11 p.m., Mariquita (pocas docenas de afectados) a las 11:30 p.m. y Honda a las 2 a.m. del día siguiente. En todos estos casos, la adopción de medidas apropiadas de manejo del riesgo y mitigación, habría permitido salvar la mayoría sino todas las víctimas de esta catástrofe (Barberi et al., 1990).

La erupción del Nevado del Ruiz deja otras enseñanzas: la más importante, la atención que debe dársele a la amenaza volcánica, particularmente la urgente necesidad de mejorar nuestra capacidad de pronosticar o predecir el comportamiento volcánico y encontrar una manera eficiente de interactuar entre los científicos y los encargados de administrar el riesgo, con el apoyo de la administración y el gobierno.

Barbieri et al. (1990) recomiendan como “la primera etapa para lograr una mitigación del riesgo volcánico, es contar con un moderno y completo servicio de vigilancia, capaz de observar cambios en los parámetros físicos y químicos monitoreados (posibles precursores) y reconocer oportunamente alguna anomalía en el comportamiento de un volcán.” Sin esas herramientas, según estos mismos autores, “es muy difícil no solamente predecir el momento exacto en que se inicia una erupción, sino también reconocer el instante en que se inicia el proceso y la erupción es inminente. Este pronóstico es aún más difícil en volcanes con monitoreo deficiente, que han estado inactivos por mucho tiempo como era el caso del VNR: no era posible hacer una predicción confiable sobre el tipo y magnitud de la erupción con base en las condiciones existentes debido a la falta de información sísmica y la falta de datos oportunos sobre la deformación del terreno.

Esta incertidumbre puede contener consecuencias dramáticas en el caso de volcanes explosivos, donde la adopción de medidas puede ser errónea o desproporcionada con respecto al tamaño del evento ocurrido, acarreando un alto costo económico y social (Barbieri et al., 1990).

El aspecto de mayor trascendencia e interés tiene que ver con la comunidad. Se requiere educar a la gente sobre la naturaleza de la amenaza volcánica y los riesgos o peligros asociados a los que están expuestos, así como instruirlos convenientemente sobre el comportamiento de las personas y las comunidades en el momento que los eventos ocurren. Desde muy temprana edad, la gente debe aprender a convivir con los riesgos naturales, especialmente quienes habitan entornos vulnerables como la Cordillera de Los Andes. A este respecto es muy importante destacar la necesidad de socializar claramente la información. Si bien la comunidad científica nacional e internacional que hizo seguimiento previa a los acontecimientos trágicos de la erupción del 13 de noviembre de 1985 del VNR “dicha información fue transmitida de manera poco clara y comprensible para los interlocutores” (Modesta y Giesecke, 1989).

Según Cárdenas (2005) “La tragedia de Armero dejó una gran enseñanza: la necesidad inaplazable de contar (en Colombia) con una organización nacional de carácter permanente para prevenir riesgos y atender desastres en la que pudieran actuar de manera sistemática y coordinada los diferentes estamentos públicos, privados y ciudadanos a nivel nacional y local, así como la cooperación internacional. En consecuencia se creó el Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres.”

REFERENCIAS

- Acosta, J., 1846, Relation de l'éruption boueuse sortie du volcan Ruiz et de la catastrophe de Lagunilla dans la republique de Nouvelle Granada, *en Comptes Rendus*: Paris, Academy of Sciences, Vol 22, p 709–710.

- Acosta, J., 1850, Sur les montagnes de Ruiz et de Tolima (Nouvelle Grande) eptions boueuses de la Magdalena : Bull. Soc. Geol. France, París, p. 480–496.
- Barberi, F., Martini, M., y Rosi, M., 1990, Nevado del Ruiz Volcano (Colombia): pre-eruption observations and the November 13 1985 catastrophic event, Misión científica del gobierno Italiano, Informe de Misión.
- Cárdenas, C., 2005, Erupción de 1985 del Volcán Nevado del Ruiz: el despertar del León Dormido, *en* Hermelin, M., ed., Desastres de origen natural en Colombia 1979–2004: Medellín, Universidad EAFIT, p 39–53.
- Departamento Nacional de Planeación – Sistema de las Naciones Unidas, 1985, Informe sobre el desastre del Volcán Nevado del Ruiz en Colombia, Bogotá.
- García, M., 1988, Eventos catastróficos del 13 de Noviembre de 1985, *en* Memorias, 4ª Jornadas Geotécnicas: Bogotá, Sociedad Colombiana de Ingenieros.
- Herd, D., G., 1986, The 1985 Ruiz Volcano disaster, EOS Transactions, American Geophysical Union Transactions, v. 67 (19), p. 457–460.
- INGEOMINAS, 2000, Atlas de amenaza volcánica de Colombia: Bogotá, Instituto Colombiano de Geología y Minería, 119 p.
- Kassem, T., y Arango, J., L., 1974, Mapa geológico generalizado del Departamento del Tolima: Instituto Colombiano de Geología y Minería, escala 1:25.000.
- Mileti, D., S., Bolton, P., Fernández, G., y Randall, G., U., 1991, The eruption of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, South America: Washington, National Academy Press, 109 p.
- Mojica, J., Colmenares, F., Villaroel C., y Moreno, M., 1985, Características del flujo de lodo ocurrido el 13 de noviembre de 1985 en el Valle de Armero (Tolima, Colombia) Historia y Comentarios de los flujos de 1595 y 1845: Boletín Geología Colombiana, No 14, pp. 107–139.
- Montero, J., 2005, Movimientos en Masa en la Región Andina, *en* Memorias, 3^{er} Curso Panamericano de Deslizamientos, Bogotá: Bogotá, Sociedad Colombiana de Geotecnia.
- Podesta, B., y Giesecke, A., 1989, El Nevado del Ruiz y el riesgo volcánico en América Latina: Lima, Centro Regional de Sismología para América del Sur, 12–24 p.
- Presidencia de la República, 1986, El volcán y la avalancha, 13 de noviembre de 1985: Bogotá, Imprenta Nacional, 190 p.
- Paulsen, A., y Cárdenas, C., 1998, Reasentamiento poblacional forzoso originado en riesgos o desastres asociados con fenómenos naturales Caso Armero y el Volcán Nevado del Ruiz: Bogotá, Red de Desarrollo Sostenible de Colombia, 58 p.

B.4 LOS MOVIMIENTOS EN MASA DE 1962 Y 1970 EN EL NEVADO DE HUASCARÁN, VALLE DEL RÍO SANTA, CORDILLERA BLANCA, PERÚ

Stephen G. Evans¹

Universidad de Waterloo, Waterloo, Ontario, Canadá.

¹E-mail: sgevans@waterloo.ca

Lionel Fídel Smoll, Juan Zegarra Loo

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET, Lima, Perú

.....

Introducción

El 31 de mayo de 1970, un movimiento en masa de gran escala y altamente complejo ocurrió en el Valle del río Santa, Cordillera Blanca, Perú (Figura B.4.1). El evento que fue disparado por un terremoto oceánico ($M -7,9$) a una distancia epicentral de 130 km, se originó como caída de rocas y hielo glacial en las vertientes empinadas de la cara occidental del pico norte del Nevado de Huascarán (6.654 m.s.n.m.); en su proceso de viaje extremadamente rápido vertiente abajo, incorporó un volumen considerable de nieve y material morrénico de las vertientes del Huascarán. Durante el evento, el movimiento en masa original se transformó en un rápido flujo de detritos el cual viajó corriente abajo hacia el valle del río Shacsa. Parte de los detritos se esparcieron sobre los costados del valle y pasaron rápidamente sobre la población de Yungay enterrando al pueblo y a sus habitantes (Figura B.4.1). La parte principal del flujo de detritos se desplazó sobre el abanico de Ranrahirca (Figura B.4.1) donde la mayor parte del material se depositó. Una porción de los detritos continuó su desplazamiento ingresando luego al valle del río Santa (2.400 m.s.n.m.), posteriormente giró al norte (Figura B.4.1) y viajó corriente abajo por el río Santa hasta alcanzar al Océano Pacífico, a una distancia aproximada de 160 km. Algunas estimaciones sobre el número de víctimas superan las 18.000 personas. El movimiento en masa se desplazó sobre un patrón que ha sido relacionado con un evento similar, pero más pequeño, ocurrido en 1962, el cual destruyó a la población de Ranrahirca y a varios caseríos (Figura B.4.1). El evento de 1962 ocasionó la muerte de unas 4.000 personas, pero los flujos de detritos fueron contenidos en el valle del río Santa.

Los movimientos en masa de 1962 y 1970 han sido bien documentados en numerosas publicaciones en español, francés, inglés y alemán (ver las referencias). Sin embargo, como lo indica la más reciente discusión de los eventos del Huascarán de Erismann y Abele (2001), ciertos detalles importantes de los eventos son aún poco claros, incluyendo el mecanismo preciso del movimiento en masa y el volumen invo-

lucrado. Una revisión y re-evaluación del evento con el fin de caracterizar la amenaza en el área es necesaria, especialmente considerando la reocupación del área por los pobladores y la construcción de nueva infraestructura (incluyendo una escuela nueva) sobre los depósitos del evento de 1970.

Características geográficas y geológicas del área de desastre y descripción de la trayectoria del movimiento en masa

Los movimientos en masa de 1962 y 1970 se iniciaron sobre la pared de la cara occidental del pico norte del Nevado de Huascarán (6.654 m.s.n.m.), la cumbre más alta

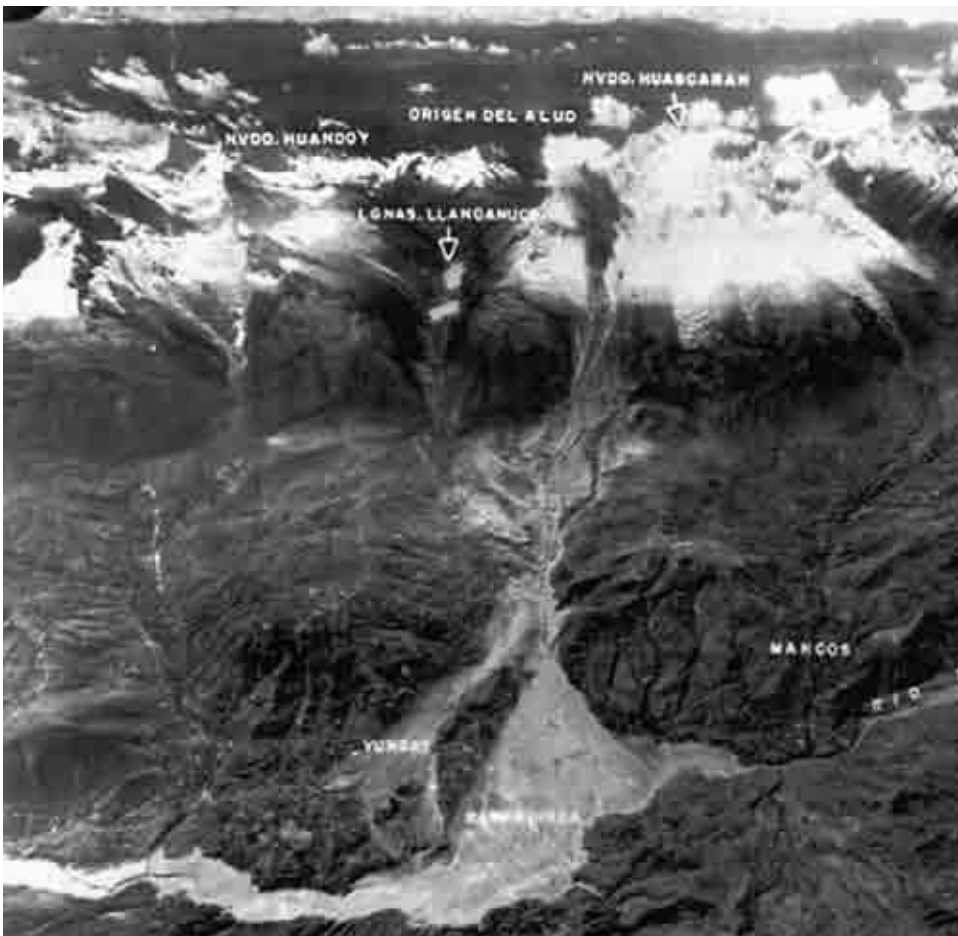


Figura B.4.1 Vista aérea oblicua del evento de 1970 en Huascarán, mostrando la fuente, el recorrido, la devastación del abanico de Yungay y Ranrahirca, y el comienzo del flujo/inundación de detritos distal siguiendo al río Santa hacia la izquierda (Fotografía y anotaciones: Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú).

de los Andes peruanos. La cima está conformada por una granodiorita masivamente diaclasada que es cubierta por una capa de hielo glaciar cuyo espesor ha sido estimado en unos 30 metros (Figura B.4.2; Plafker y Ericksen, 1978). Es sabido que la capa de hielo ha retrocedido dramáticamente durante el Siglo XX (Broggi, 1943).

En su totalidad, la pared occidental (Figura B.4.2) se extiende casi verticalmente desde los 6.400 hasta los 5.300 m.s.n.m., con una distancia vertical de 1.100 m.



Figura B.4.2 Aerofotografía oblicua del pico norte del Huascarán antes del evento de 1962. Tanto los movimientos de masa de 1962 como el de 1970 se originaron como desprendimientos del flanco empinado occidental (A). El basamento rocoso consiste en granodiorita masivamente diaclasada. Nótese la cima de la capa glaciar (B). En ambos eventos la masa fragmentada viajó sobre la superficie inclinada del Glaciar 511 (C) y fue canalizada por el sistema de morrenas terminales de la pequeña Edad de Hielo (D). Asumimos que la pared occidental es el escarpe de la avalancha de rocas Precolombina, de la que sus materiales cubrieron las vertientes bajo el Huascarán y rellenaron el valle del río Santa (Fotografías Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú).

Debajo de la pared norte existe una segunda masa de hielo (Figura B.4.2), conocida como Glaciar 511, el cual en 1970 se extendía desde los 5.300 m.s.n.m. hasta los 5.400 m.s.n.m. Este circo glacial también ha experimentado una pérdida dramática de hielo desde la Pequeña Edad de Hielo, en un proceso que ha dejado un complejo morrénico terminal bien definido entre los 4.100 y 4.500 m.s.n.m. (Figura B.4.2). La pendiente superficial del Glaciar 511 es cercana a los 21°. La distancia vertical entre el pico norte del Huascarán y el límite distal del complejo de morrenas terminales es de cercano a los 2.300 m, aproximadamente el 58% de la caída vertical del río Santa.

Plafker y Ericksen (1978) notaron la existencia de un depósito masivo de una avalancha de rocas compuesto por grandes bloques de granodiorita embebidos en una matriz pulverizada. Este depósito se extiende bajo las pendientes suaves del costado del valle debajo del Huascarán y forman un abanico de detritos que rellenan el valle del río Santa. Los afloramientos pueden ser vistos a lo largo de los costados del valle del río Shacsá y en los cortes de las vías sobre el abanico (Stadelmann, 1983). La fuente es, obviamente, el pico norte del Huascarán (Figura B.4.2) y el escarpe, que se cree fue creado por este desprendimiento, fue la fuente inicial de las caídas en 1962 y 1970 como se discute más adelante. Yungay fue localizada sobre los depósitos de esta avalancha prehistórica (como Nueva Yungay) los cuales son de una edad desconocida, pero definitivamente Precolombina. El volumen de este depósito es de varios cientos de millones de metros cúbicos. La existencia de avalanchas de rocas precolombinas provee un contexto importante para los movimientos en masa del Siglo XX del Huascarán.

Características de los eventos de 1962 y 1970

1962. El evento de 1970 fue vaticinado, en cierto grado, por un flujo de detritos y hielo muy similar en 1962 (Figuras B.4.3 y B.4.4). Como en el caso de 1970, los movimientos de 1962 se originaron por la caída de materiales de la cara occidental del pico norte con una ruptura de materiales que consistió en un volumen significativo de hielo y roca incorporando gran cantidad de materiales a su paso, transformándose en un flujo de detritos muy rápido que luego continuó río abajo en el valle del río Santa como un flujo/inundación de detritos distal.

El volumen del material caído del Huascarán en 1962 ha sido estimado entre 2,5 y 3,0 millones de m³ (Rüegg, 1962; Morales, 1966; Schneider, 1983) (incluyendo el hielo de la capa glacial). Cierta incertidumbre rodea la fuente exacta de la caída y la proporción de hielo y roca de la masa desplazada. Morales (1966) y Plafker y Ericksen (1978) presentan cuentas diferentes de la fuente del derrumbe de 1962 en el Huascarán.

El volumen de los depósitos sólidos (excluyendo a la nieve y al volumen calculado en el flujo de detritos aguas abajo) ha sido estimado en 13 millones m³ (Dollfuss y Peñaherrera, 1962, Morales, 1966). Morales (1966) cita los cálculos del ingeniero

Ghiglino quien estimó que la depositación inicial contiene entre el 20–25% de hielo, esta cantidad equivale a un volumen de 2,6–3,25 millones m^3 . Esta observación indica que el volumen de roca de la caída inicial pudo ser menor a 1 millón m^3 . De este modo un mínimo de 10 millones m^3 de material morrénico fue incorporado de la parte baja del Glaciar 511, indicando una relación mínima de ingreso de 3,3 (Hungry y Evans, 2004). Se anota que Schneider (1983) estima el volumen de los depósitos sólidos (sin considerar el volumen perdido en el flujo de detritos aguas abajo) es del orden de 8 millones m^3 . El volumen del flujo de detritos aguas abajo es estimado preliminarmente en 1–2 millones m^3 , algo de lo cual se considera como hielo glacial.

Podemos así asumir que la masa arrancada tuvo un volumen de 3 millones m^3 y consistió de un 70% de hielo (2 millones m^3) y un 30% de rocas (1 millón m^3). Se estima que a la masa desplazada le pudo haber aportado un volumen adicional de 1 millón m^3 de nieve en su viaje de 3 km a lo largo de una pendiente de 21° abajo del Glaciar 511 (Schneider, 1983).

Debajo del Glaciar 511, los flujos de detritos fueron extremadamente fluidos (Figura B.4.4) y esto se debió a dos factores: (i) La pulverización y disgregación completa de



Figura B.4.3 Vista oblicua del recorrido de la caída de rocas y flujo de detritos en el río Shacsa de 1962. Nótese el origen en la cara occidental del pico norte del Huascarán y su extensión sobre el abanico de Ranrahirca (Fotografías Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú).



Figura B.4.4 Fotografía aérea del flujo de detritos de 1962 que se originó por la caída de hielo y roca del Huascarán (Fotografías Servicio Aerofotográfico Nacional de Perú).

partes del hielo glaciar incorporado al movimiento (como en 1970, esto generó una lluvia de fragmentos de hielo en el aire que hizo difícil respirar cerca de ciertos lugares del recorrido); (ii) la incorporación de nieve de la superficie del Glaciar 511 la cual, como se indicó anteriormente, fue estimada por Schneider (1983) en el orden de 1 millón m³. El flujo de detritos comenzó inmediatamente a incorporar material de los costados del canal pero poco después comenzó a depositar el material en su recorrido (ver las fotografías en Schneider, 1983). En ciertos puntos de la parte superior del recorrido los flujos salpicaron sobre el límite superior de los barrancos del río Shacsya y por poco rebasa el Cerro de Aira, un presagio de los eventos de 1970. Al alcanzar al río Santa, los flujos de detritos se mezclaron con las aguas del río para, posteriormente, incrementar el contenido de agua y disminuir la concentración de sólidos.

Velocidades extremadamente altas se generaron en la parte superior del flujo de detritos (Morales 1966). Estas generaron vientos con fuerza de huracán que arrancaron y despojaron de la corteza a los árboles ubicados en la morrena terminal del Glaciar 511 (Morales, 1966). La velocidad promedio del evento de 1962 en el río Santa, a una distancia de 16 km, ha sido estimada en 17 m/s, por Morales (posterior a Dollfuss & Peñaherrera, 1962), pero Plafker y Erickson, citando a testigos presenciales relacionados en McDowell y Fletcher (1962), sugieren que una velocidad promedio mayor (47 m/s) es más realista. El ascenso (30 m) en el río Santa, el cual dañó parte de la villa de Matacoco, sugiere una velocidad mínima de 24 m/s en esta parte del recorrido.

Como en 1970, el flujo de detritos de 1962 continuó su viaje aguas abajo como un flujo distal (aluvión) en el río Santa. Entre Yungay y Caraz (18 km aguas abajo) el nivel del río subió 10 m. Partes de la carretera fueron inundadas depositando 60 cm. de arena, limo y fragmentos gruesos de hielo (Morales, 1966). En contraste con el flujo de 1970, no hay datos disponibles sobre los tiempos de viaje de este flujo, pero se sabe que destruyó puentes en Pomachaca y Chaquecocha (25 km aguas abajo). En el Cañón del Pato (45 km aguas abajo) varias secciones de la carretera fueron destruidas y dos túneles fueron afectados (Morales, 1966).

1970. El movimiento en masa de 1970 del Huascarán fue extraordinariamente similar en el proceso y mecanismo al evento de 1962, descrito anteriormente, con las siguientes excepciones: (a) El evento de 1970 fue disparado por el terremoto de Chimbote M -7,9 que sacudió una gran área de Ancash con efectos considerablemente destructivos; (b) Tanto la caída inicial como el subsiguiente flujo de detritos, fueron significativamente mayores en volumen; y (c) El evento presentó una velocidad mucho mayor.

El movimiento en masa de 1970 se originó como una caída de rocas y hielo de la cara occidental del pico norte del Huascarán, el mismo lugar del evento de 1962. La zona de arranque se presentó entre los 5.600 a los 6.200 m.s.n.m. (Abele y Eris-

mann, 2001). Comparaciones fotogramétricas detalladas de la cara occidental antes y después del evento de 1970 no han sido hechas. Esto significa que la estimación del volumen de hielo y nieve involucrados en la caída inicial permanece incierta y son naturalmente especulativas. Tres estimaciones previas han sido hechas:

- (1) Ghiglino (1970) estima que la caída inicial tuvo un volumen total de 14 millones m^3 , el cual incluye 5 millones m^3 de rocas y 9 millones m^3 de hielo. En su viaje sobre la superficie del Glaciar 511, Ghiglino (1970) estima que un máximo de 6 millones m^3 de nieve pudieron haber sido incorporadas en el movimiento. Esto implica una incorporación de unos 4,5 m de espesor y una cantidad de agua equivalente a 3 millones m^3 .
- (2) Lliboutry (1975) estima una caída inicial de 7 a 8 millones m^3 de roca y 1 millón m^3 de hielo (para un volumen total entre 8 y 9 millones m^3). De este, él estima que unos 2 millones m^3 de rocas fueron depositados sobre la superficie del Glaciar 511; este depósito es visible en las fotografías tomadas inmediatamente después del evento. Lliboutry estimó más adelante que entre 4 y 5 millones m^3 de nieve fueron tomadas de la superficie del glaciar, y cuando ésta se descongeló pudo haber producido unos 2 a 2,5 millones m^3 de agua.
- (3) Estos volúmenes de caída iniciales están en franco contraste con el volumen presentado en el artículo clásico de Plafker y Ericksen (1978) quienes aparentemente asumen que el volumen total de los componentes sólidos del movimiento en masa de 1970 (aproximadamente 50 millones m^3) se originaron en el pico norte del Huascarán. Plafker y Ericksen (1978) estiman el volumen de hielo contenido en el colapso en 5 millones m^3 .

En el análisis de los modelos digitales del terreno, obtenidos para el presente estudio, nuestra estimación del volumen de rocas perdidas en la cara sur-occidental es de 6,5 millones m^3 . La estimación de la pérdida de hielo de Lliboutry aparenta ser razonable dados los espesores y la extensión de la capa glacial de la cima. Así, el volumen total del desprendimiento sería del orden de 7,5 millones m^3 (incluyendo 1 millón m^3 de hielo). Esto es aproximadamente unas 2,5 veces mayor al desprendimiento inicial de 1962.

Si asumimos que como mínimo unos 2 millones m^3 fueron depositados sobre la superficie del Glaciar (con base en el área depositada de 14 millones m^2 y un espesor del depósito de 1,5 m), esto deja una masa con un volumen de 5,5 millones m^3 el cual fue transformado en un flujo de detritos que viajó sobre y abajo del Glaciar 511.

Como sugieren Plafker y Ericksen (1978), el flujo de detritos fue canalizado y posiblemente disparado al aire en el complejo de la morrena terminal del Glaciar 511. Después de superar a la morrena, éste se esparció e impactó una amplia zona sobre

las vertientes cubiertas de la morrena debajo de la morrena terminal, creando un salpicado de lodo y una zona de impacto de lodo como lo indicó Plafker y Ericksen (1978). Fue aquí donde el flujo o la avalancha de detritos incorporó una gran cantidad de material.

Ghigolino (1970) estima un ingreso total de 30 millones m^3 de esta zona. Sin embargo, basados en los análisis de los modelos digitales de terreno adquiridos recientemente, estimamos un ingreso de 43 millones m^3 entre los 2.900 y 3.800 m.s.n.m. Esto es equivalente a una tasa de ingreso de alrededor de 6,6, algo mayor que el evento de 1962.

Así que antes de que la depositación a gran escala comenzara a ocurrir debajo de los 2.900 m.s.n.m., un flujo de detritos masivo o una avalancha de detritos se había formado en las vertientes bajo el Huascarán. Aplicando un factor volumétrico del 20%, el volumen de sólidos (incluyendo el hielo) en este movimiento en masa extremadamente rápido se ha estimado en el orden de los 58 millones m^3 , incluyendo los 6,6 millones m^3 del desprendimiento original y 51,6 millones m^3 de material incorporado.

La pregunta ahora apunta a conocer el contenido de agua (por volumen) de este movimiento en masa en su desarrollo. Un estudio posterior al evento de 1970 (Ej., Browning, 1973) indicó que el movimiento rápido de masa mostró un comportamiento fluido. Fotografías importantes, no publicadas, tomadas por el ingeniero Jaime Fernández Concha en junio 2 de 1970, muestran que los depósitos en la vecindad de Yungay y Ranrahirca consistieron de una colada fluida negra, similar a un flujo de lodos muy saturado o un lahar.

Asumimos que la cantidad total de material incorporado (43 millones m^3) fue fluidizado y aplicamos un factor volumétrico del 20% para obtener el volumen movilizado. Para fluidizar este volumen de material sólido (excluyendo al hielo glaciar) y convertirlo en un flujo de detritos muy saturado, digamos con un contenido de agua por volumen del 20%, requeriría alrededor de unos 10 millones m^3 de agua. Como Plafker y Ericksen (1978) anotan, la contribución de hielo glaciar descongelado fue probablemente mínimo, aún la ocurrencia de la lluvia de hielo sugieren un alto grado de pulverización parcial. Si asumimos que el 30% del hielo se disgregó esto produciría 1 millones m^3 de agua, dejando fuera unos 9 millones m^3 de agua necesarios para la fluidización. La única fuente de esta agua faltante podría ser: (a) la fusión de la nieve incorporada de la superficie del Glaciar 511, y (b) el agua contenida en el material morrénico y coluvial ubicado bajo el Glaciar 511.

Omitiendo, por ahora, al agua contenida en el material incorporado y asumiendo un promedio de densidad de volumen de la nieve fresca de 500 Kg/cm^3 (Pierson et al., 1990) necesitaríamos, sin embargo, que ingresaran unos 18 millones m^3 de nieve de la superficie del Glaciar 511, equivalentes a una incorporación total de unos 13 m de espesor. La cobertura de nieve reportada por Plafker & Ericksen (1978) sugieren

que esta estimación es razonablemente posible. Cabe anotar que este movimiento en masa ocurrió después de la estación húmeda cuando la acumulación de nieve sobre el Glaciar 511 podría haber estado en su máximo espesor (Plafker y Ericksen, 1978).

Es poco probable que toda la nieve incorporada se hubiera derretido instantáneamente y es más probable que la fluidización de los detritos por la adición de agua de la nieve derretida fuera progresiva a medida que se movía vertiente abajo antes y después de la incorporación masiva de material bajo la cota 3800. Además, es probable que cuando la depositación comenzó a producirse bajo la cota 2900, el volumen de sólidos de la masa en movimiento comenzara a decrecer a la vez que el contenido de agua aumentaba debido al derretimiento de la nieve, así se incrementaría la fluidez del flujo con la distancia recorrida hacia el río Santa.

El flujo de alta velocidad viajó por el río Shacsa y fue dividido en dos frentes por el impacto contra el Cerro Aira. Contrario al evento de 1962, parte de los detritos en el flujo rebasaron el Cerro de Aria, desviado por una elevación del depósito de las avalanchas de rocas Precolombina y corrió hacia la población de Yungay (Figura B.4.5). La parte principal de los detritos fue llevada por el río Shacsa y esparcida sobre el abanico de Ranrahirca (Figura B.4.5). Basados en las estimaciones de campo del patrón del espesor de los detritos y el análisis de los modelos digitales del terreno, hemos asumido un volumen total de los depósitos en el valle del río Shacsa, sobre el abanico de Ranrahirca y en frente de Yungay, en 52,2 millones m³. El volumen del depósito de Yungay se estimó en unos 3,6 millones m³ asumiendo un espesor promedio de 5 m.

La velocidad del evento de 1970 fue extraordinariamente mayor (Lliboutry, 1975; Plafker y Ericksen, 1978; Koerner, 1983). Las velocidades pico pudieron haber excedido los 125 m/s durante la fase de la caída y su subsiguiente viaje sobre el Glaciar 511 (Abele y Erismann, 2001). La elevación (230 m) sobre el Cerro de Aria indica una velocidad mínima de 67 m/s y la elevación en el río Santa (83 m), el cual inundó parte de Matacoto, indican una velocidad mínima de 40 m/s. Estimativos de la velocidad media han sido calculados de los reportes de los testigos, incluyendo a aquellos que huyeron de los flujos de detritos hacia el cerro del cementerio de Yungay. Con base en estos reportes se calculó una velocidad de 75 m/s (Plafker y Ericksen, 1978).

Como puede verse en la Figura B.4.5 un volumen significativo del flujo giró hacia el norte y fue llevado hacia el valle inferior del río Santa (Figura B.4.6). Parte del material taponó el flujo del río Santa por unos 30 minutos (Ghiglini, 1970) induciendo una inundación temporal aguas arriba, en las vecindades de Mancos.

La depositación de los detritos antes del río Santa deja aún un total de 6 millones m³ de material sólido disponible para el flujo/inundación de detritos distal en el río Santa, una estimación comparable con la de Lliboutry (1975). Fluidizado por cerca de 10 millones m³ de agua (contenido de agua ~63%) el flujo/inundación de detritos distal fluyó al río Santa (Figura B.4.6) en ruta al Océano Pacífico en Santa, a una



Figura B.4.5 Fotografía aérea de los depósitos del flujo de detritos de 1970 el cuál se inició como un desprendimiento de hielo y roca sobre la cara oeste del pico norte del Huascarán. Y: Frente de Yungay; R: Ranrahirca; M: Matacoto. La colina del Cementerio es mostrada con un círculo. Nótese la traza significativa aguas abajo del flujo/inundación de detritos abajo del río Santa a la izquierda (Fotografía Fuerza Aérea de los Estados Unidos).



Figura B.4.6 Vista aérea del flujo de detritos de 1970 en el río Santa mirando desde el norte hacia Caraz. Nótese el ancho de la destrucción de la vegetación en el valle del río Santa y los depósitos en ambos lados del canal del río (Fotografía tomada de Welsch (1984)).

distancia de 160 km. Un perfil de velocidades reconstruido de los tiempos de viaje reportados por Ghiglino (1972), Lliboutry (1975) y Ericksen et al. (1972) se muestra en la Figura B.4.7. La velocidad decae siguiendo una relación de ley de energía similar a la obtenida para las velocidades aguas abajo en lahares por Pierson (1995). Cabe anotar que la velocidad de los flujos de detritos fue excedida en 5 m/s a lo largo de su distancia completa de viaje hacia el mar (Figura B.4.7).

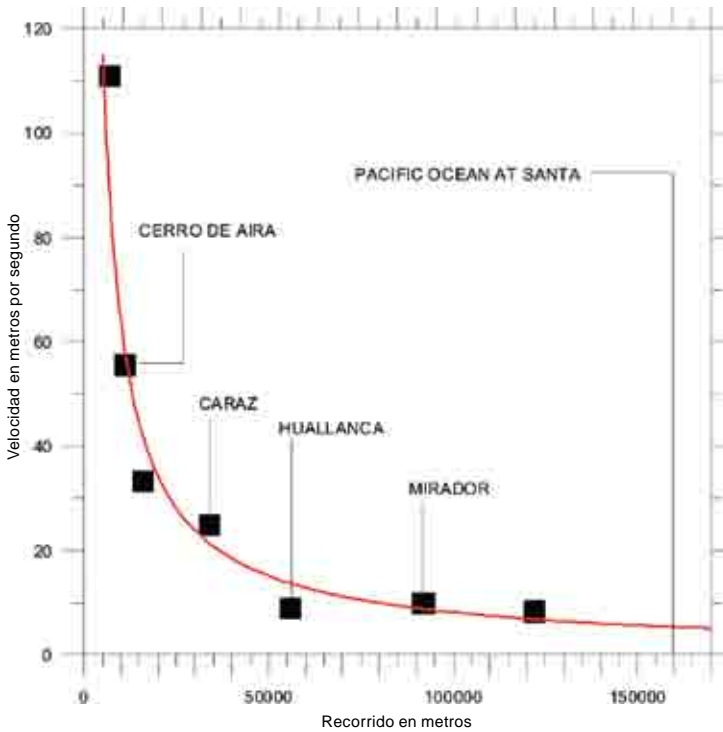


Figura B.4.7 Perfil de velocidades del movimiento en masa de 1970 originado en el Huascarán y aguas abajo en el río Santa como un flujo/inundación de detritos. La línea roja corresponde al ajuste de la ley de energía. Los datos son calculados de la información de Ghiglino (1972), Ericksen et al. (1972), y Lliboutry (1975).

Factores condicionantes y disparadores

Hemos identificado seis factores condicionantes para el evento de mayo de 1970, cuatro relacionados con el desprendimiento inicial y dos relacionados con la subsiguiente transformación en un flujo de detritos masivo y de largo alcance.

- (1) Se asume que la avalancha masiva de rocas Precolombina, de la cual sus detritos rellenaron el valle del río Santa abajo del Huascarán, crearon un escarpe inestable en la cara occidental del pico norte del macizo el cual fue el escenario de los desprendimientos de roca de 1962 y 1970.
- (2) La cara occidental se volvió más inestable con el evento de 1962. Podemos ver entonces al evento de 1970 como la segunda fase tardía del evento de 1962.
- (3) Suponemos que el decrecimiento en el volumen de la capa glaciaria desestabilizó a la capa helada de la cima resultando en volúmenes significativos de hielo que fueron involucrados en el desprendimiento inicial. La pérdida del hielo en el Glaciar 511

durante el Siglo XX, manifestada como la exposición de su sistema de morrenas terminales, pudo haber influenciado en la estabilidad de la cara occidental por dichos procesos como el del retroceso.

- (4) La presencia de una masa de roca inestable en la cara occidental predispone a la vertiente a fallamientos por caída de rocas. Las estructuras presentes incluyen diaclasamientos verticales persistentes interceptados por diaclasas sub-persistentes que buzan hacia el talud. Estas estructuras en la masa de rocas no solo contribuyeron al desprendimiento inicial de 1962 y 1970, sino que pudieron haber sido un factor importante en los desprendimientos Precolombinos.
- (5) El espesor de la nieve incorporable sobre el Glaciar 511, dejada por la acumulación de la época de lluvias, fue un factor mayor en la transformación de la caída inicial y la avalancha de hielo/roca en un flujo de detritos altamente fluido. El agua resultante del derretimiento de la nieve incorporada fue necesaria para fluidizar el volumen masivo de material incorporado.
- (6) La disponibilidad de los materiales fácilmente incorporables de los depósitos coluviales y morrénicos de grano relativamente fino, que cubrieron las vertientes debajo del Glaciar 511, fueron el ingrediente clave en la transformación de la caída inicial en el flujo de detritos destructivo de largo alcance.

El disparador del evento de 1970 fue, indiscutiblemente, el terremoto oceánico de $M -7,9$. Sin embargo, aparte del hecho que éste ocurrió durante un mes de verano, el desprendimiento de enero de 1962 no tuvo un disparador específico. El pico norte ha resistido varias sacudidas severas durante numerosos terremotos históricos incluyendo el sismo de 1725.

Impacto socio-económico

El impacto socio-económico del movimiento en masa del pico norte del Huascarán fue inmenso. La pérdida de vidas se ha estimado en 18.000 personas. Este número incluye las víctimas ubicadas sobre las vertientes arriba de Yungay, la totalidad de la población de Yungay (Figura B.4.8) y aquellas personas ubicadas sobre el abanico de Ranrahirca. Si esta cifra de muertos es correcta, el evento del Huascarán de 1970 sería uno de los cinco peores movimientos en masa, originado de un único desprendimiento, en la historia mundial y el segundo más grande en la historia de Sudamérica en tiempos históricos.

El evento de 1962 también dio como resultado un alto número de víctimas. Aproximadamente 4.000 muertos ocurrieron como resultado de la destrucción de Ranrahirca y varios caseríos (Morales, 1966; Ruegg, 1962).

Como se anotó anteriormente, el flujo de detritos /inundación de detritos de 1970 recorrió 160 km hasta el Pacífico. Considerables daños se causaron a la infraestructura



Figura B.4.8 Superficie de los detritos de 1970 enterrando la Plaza de Armas en la Antigua localización de Yungay. Las famosas Cuatro Palmeras fueron enterradas hasta una profundidad de 5 m. Nótese las características de los depósitos de detritos de grano fino y la ausencia de grandes bloques de rocas (Fotografía de G. Plafker, USGS).

vial y férrea (incluyendo la pérdida del puente de Chaquecocha, 25 km aguas abajo) a lo largo del río Santa. El aeropuerto de Caraz fue cubierto con detritos, el embalse de derivación en la hidroeléctrica del Cañón del Pato (45 km aguas abajo) fue destruido y, en Huallanca, las casas que fueron tumbadas al río Santa al ser socavadas sus orillas. El valor monetario de estos daños no ha sido estimado.

Implicaciones para la evaluación de la amenaza (lecciones aprendidas, estrategias para la mitigación)

Los movimientos en masa de 1962 y 1970 en el Huascarán fueron eventos complejos en los cuales una inestabilidad inicial sufrió una dramática transformación en unos flujos de detritos masivos y de alta velocidad. Estos son similares a otros movimientos de masa complejos que ocurrieron en Canadá en 1959 (Evans et al., 1989), Chile en 1987 (Cassassa y Marangunic, 1993; Hauser, 2002) y Rusia in 2002 (Huggel et al., 2005). Estos movimientos se originaron en ambientes glaciares y fueron transformados en flujos de alta velocidad y de largo alcance. Debido a su complejidad, la evaluación de la amenaza para este tipo de movimientos en masa es extremadamente difícil. El desarrollo y dirección de la transformación de estos eventos depende de

ciertos factores como la disponibilidad de nieve en su trayectoria, el volumen de hielo involucrado en el desprendimiento inicial y la disponibilidad de incorporar material en su camino.

El manejo de estos factores es difícil de cuantificar en retrospectiva e imposible predecir a futuro. Los flujos de 1962 y 1970 en Huascarán desarrollaron su poder destructivo por la incorporación masiva de material a lo largo de la parte superior de su desplazamiento, y el hecho de que el volumen incorporado fue fluidizado por agua proveniente del descongelamiento de grandes volúmenes de nieve incorporados en él.

Como en muchos otros desastres, las lecciones precedentes parecen ser ineludibles. Los antecedentes, en este caso, tienen dos elementos: (a) los eventos en el Siglo XX viajaron en gran parte sobre la superficie de las avalanchas de rocas Precolombinas originadas en el Huascarán y crearon una vertiente de rocas inestable que sirvió como fuente de los caídas en 1962 y 1970; (b) el evento de 1970 fue presagiado en un grado importante por el evento menor de 1962.

Los depósitos de detritos de 1970 están comenzando a ser repoblados por la población local y nueva infraestructura está siendo construida cerca de la antigua ubicación



Figura B.4.9 Vista hacia el río Santa sobre los detritos depositados en 1970 en las vecindades de Yungay. Nótese las características de los detritos, incluyendo los grandes bloques de granodiorita. La nueva infraestructura desarrollada sobre estos depósitos incluyen una escuela nueva, visible arriba a la derecha. Fotografía tomada en octubre de 2004.

de Yungay (Figura B.4.9). Una evaluación de la amenaza es un elemento vital en la evaluación del riesgo para esas obras, ante posibles eventos futuros provenientes del Huascarán, con naturaleza similar a los fenómenos de 1962 y 1970.

Agradecimientos

Los autores quieren agradecer el apoyo y cooperación de INGEMMET durante este estudio. También agradecemos al Servicio Aerofotográfico Nacional del Perú por su apoyo al localizar las Figuras B.4.1 a B.4.4; al ingeniero Manuel Zapata de INRENA por ofrecernos una copia de la Figura B.4.5; a Focus Corporation (Victoria, Canadá.) quienes desarrollaron el modelo digital del terreno para este estudio y a Mónica M. Jaramillo, del Servicio Geológico de Canadá, Vancouver, tanto por facilitarnos el trabajo de campo en el área de Yungay en 2004, como por la dirección al escribir esta contribución.

REFERENCIAS

- Broggi, J., A., 1943, La desglaciación actual de los Andes del Perú: Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 14–15: 59–90.
- Browning, J., M., 1973, Catastrophic rock slide, Mount Huascarán, north-central Peru: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 57, p. 1335–1341.
- Chang, L., y Alva, J., E., 1991, Deslizamientos y aluviones en el Perú: Lima, CISMID, Universidad Nacional de Ingeniería, Facultad de Ingeniería Civil, 128 p.
- Cassassa, G., y Marangunic, C., 1993, The 1987 Rio Colorado rockslide and debris flow, Central Andes, Chile: Bulletin Association of Engineering Geologists, v. 30: p. 321–330.
- Dollfus, O., y Peñaherrera C., 1962, Informe de la Comisión Peruana de Geomorfología sobre la catástrofe ocurrida en el callejón de Huaylas, el 10 de enero de 1962 – Originando la Destrucción de Ranrahirca y otros centros poblados: Lima, Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, v. LXXIX, p. 3–18.
- Ericksen, G., E., Plafker, G., y Concho, J., F., 1970, Preliminary report on the geologic events associated with the May 31, 1970, Peru Earthquake: United States Geological Survey Circular 639, 25 p.
- Erismann, T., H., y Abele, G., 2001, Huascarán, *en* Dynamics of rockslides and rock-falls: Berlín, Springer-Verlag, p. 80–101.
- Evans, S., G., 2006, Single event landslides resulting from massive rock slope failure: characterizing their frequency and impact on society, *en* Evans, S., G., et al., ed. Landslides from massive rock slope failure, NATO Science Series: Springer, 689 p.

- Evans, S.,G., Clague, J., J., Woodsworth, G., J., y Hungr, O., 1989, The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia: Canadian Geotechnical Journal, v. 26, p. 427–446.
- Ghiglino, A., L., 1970, Alud de Yungay y Ranrahirca del 31 de mayo de 1970: Revista Peruana de Andinismo y Glaciología, v. 9, p. 84–88.
- Hauser, A., 2002, Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraguirre and río Colorado, Región Metropolitana, Chile, *en* Evans, S., G., y DeGraf, J.,V., ed., Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. XV, p. 135–148.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haerberli, W., Kaab, A., Polkvoj, A., Galushkin, I., y Evans, S.,G., 2005, The 2002 Kolka/Karmadon rock/ice avalanche in the Caucasus: assessment of extraordinary processes of slide formation and mobility using Quickbird satellite imagery: Natural Hazards and Earth System Sciences. V. 5, p. 173–187.
- Hungr, O., y Evans, S.,G., 2004, Entrainment of debris in rock avalanches: an analysis of a long run-out mechanism: Geological Society of America Bulletin, v. 116, p. 1240–1252.
- Koerner, H., J., 1983, Zur Mechanic der Bergsturzströme vom Huascarán, Peru, *in* Patzelt, G. ed., Die Berg – und Gletschersturze vom Huascarán, Cordillera Blanca, Peru: Hochgebirgsforschung Heft 6, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, p. 71–110.
- Lliboutry, L., 1975, La catastrophe de Yungay (Peru), Proceedings of Snow and Ice Symposium, Moscow, 1971: IAHS-AISH Publication, v. 104, p. 353–363.
- McDowell, B., y Fletcher, J., E., 1962, Avalanche! National Geographic Magazine, v. 121, p. 855–880.
- Morales, B., 1966, The Huascarán avalanche in the Santa Valley, Peru: IASH Publication v. 69, p. 304–315.
- Patzelt, G., 1983, ed., Die Berg – und Gletschersturze vom Huascarán, Cordillera Blanca, Peru: Hochgebirgsforschung Heft 6, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 110 p.
- Pierson, T., C., 1995, Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris flow models: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 66, p. 283–294.
- Pierson, T.,C., Janda, R.J., Thouret, J-C., y Borrero, C., A., 1990, Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and mobilization, flow and deposition of lahars: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 41, p. 17–66.

- Plafker, G., Ericksen, G.,E., y Fernández, Concha, J., 1971, Geological aspects of the May 31, 1970, Peru earthquake: Seismological Society of America Bulletin, v. 61, p. 543–578.
- Plafker, G., y Ericksen, G., E., 1978, Nevados Huascaran avalanches, Peru, *in* Voight, B., ed, Rockslides and Avalanches Vol. 1: Natural Phenomenon, Elsevier, p. 277–314.
- Ruegg, W., 1962, Die Weisse Kordillera Perus und die Katastrophe vom Huascaran 1962, *Die Alpen*, v. 38, p. 278–284.
- Schneider, E., 1983, Begleitworte zur Karte der Gletschersturmure vom 10, Januar 1962, *en* Patzelt, G. ed., *Die Berg – und Gletschersturze vom Huascaran, Cordillera Blanca, Peru: Hochgebirgsforschung Heft 6*, Universitatsverlag Wagner, Innsbruck, p. 17–29.
- Stadelmann, J., 1983, Zur Dokumentation der Bergsturzereignisse vom Huascaran, *en* Patzelt, G. ed., *Die Berg – und Gletschersturze vom Huascaran, Cordillera Blanca, Peru: Hochgebirgsforschung Heft 6*, Universitatsverlag Wagner, Innsbruck, p. 51–70.
- Welsch, W., 1984, Bergsturze durch Erdbeben, *Geowissenschaften in unserer Zeit*, v. 6, p. 201–207.
- Welsch, W., y Kinzl, 1970, Der Gletschersturz vom Huascaran (Peru) am 31 Mai 1970, der grosste gletscherkatastrophe der geschichte: *Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie*, v. 6, p. 181–192.