

MOVIMIENTOS DE LADERA: PREDICCIÓN Y MEDIDAS PREVENTIVAS.

Jordi Corominas Dulcet.

Director Dpto Ingeniería del Terreno y Cartografía. E.T.S. Ingenieros de Caminos.
Universidad Politécnica de Cataluña. ESPAÑA.

INTRODUCCIÓN

Los movimientos de ladera son uno de los fenómenos naturales más extendidos en las áreas de montaña. A pesar de su carácter ubicuo, comparado con otros procesos, su ocurrencia es en términos relativos menos desastrosa. Las inestabilidad de ladera tienen lugar en zonas de difícil acceso y poco pobladas, causando impactos que, con notables excepciones, son de pequeña escala y escaso dramatismo; esto hace que la percepción de su peligrosidad entre la sociedad sea baja. La utilización creciente de las áreas de montaña en los últimos años debido al turismo y las actividades deportivas, comporta una concurrencia inusitada en zonas de notoria dinámica natural. Nuevas vías de comunicación y asentamientos urbanos se extienden por lugares donde los deslizamientos, desprendimientos y otros movimientos de ladera tienen lugar con

relativa frecuencia. La extensión de dichas actividades, como se observa en la tabla nº 1, no está exenta de un cierto riesgo.

Con todo, el número de víctimas por movimientos de ladera, comparado con otros riesgos naturales como los terremotos o las avenidas, suele ser bajo. Ayala (1992), cita que en los años 1990 y 1991 se produjeron 333 y 674 víctimas mortales en todo el mundo, mientras que para España, en 1991, hubo 3 muertos por desprendimientos. La población afectada en Iberoamérica y el Caribe de acuerdo con datos de la OEA, para el periodo 1960-89, ha sido de cuatro millones, habiéndose producido en el mismo 6000 víctimas mortales. Sin embargo, las pérdidas materiales son ciertamente elevadas. La previsión de pérdidas para España en el periodo 1986-2016 ha sido estimada, para una hipótesis de riesgo medio, en más de 765 mil millones de pesetas (Ayala et al. 1987).

<u>LOCALIDAD</u>	<u>FECHA</u>	<u>Nº VÍCTIMAS</u>	
Capdella	Noviembre 1982	3	vivienda arrasada
Guixers	Octubre 1987	2	vehículo alcanzado
La Massana, Andorra	Octubre 1987	2	vehículo alcanzado
Camprodón	Mayo 1992	2	cicloturistas

Tabla 1 Número de vidas perdidas por movimientos de ladera en el Pirineo Catalán en los últimos diez años.

Es necesario sin embargo, superar el sentimiento de fatalismo con el que se encara estos fenómenos. El avance de los conocimientos científicos y tecnológicos permite concebir actuaciones con un grado aceptable de eficacia. Como en la mayoría de riesgos naturales, la mejor estrategia que puede diseñarse para evitar o aminorar los impactos negativos de los movimientos de laderas es la **prevención**; esta necesita de la percepción y el conocimiento previo del peligro potencial - **predicción** -, lo que permitirá la adopción de medidas para mitigar sus efectos. En la presente comunicación vamos a desarrollar algunos de los aspectos relativos a ambos conceptos y en los que se han producido progresos significativos en los últimos años.

PREDICCIÓN: PERCEPCIÓN Y EVALUACIÓN DE LA PELIGROSIDAD

Ser consciente de la existencia de un fenómeno peligroso y la evaluación del grado de peligrosidad es el contenido básico de la predicción, a veces, sin resolver correctamente. Antoine (1977), a la vista de algunas experiencias sugiere el establecimiento de un "coeficiente de ignorancia" de cara a reducir las conclusiones optimistas incluso aunque estén bien fundamentadas. Realmente, es dudoso que eventos catastróficos como el alud de rocas de Mont Granier que tuvo lugar en 1248 en los Alpes Franceses, donde más de 200 millones de metros cúbicos arrasaron una superficie de 15-20 km, pudieran haber sido previstos y cartografiados correctamente. De cualquier modo, esta posible ignorancia solo puede ser contrarrestada mediante la realización de análisis más detallados y la puesta en funcionamiento de dispositivos de auscultación y control.

La predicción de la estabilidad potencial de laderas naturales es un ejercicio que no tiene una resolución inmediata. La percepción y evaluación de la peligrosidad de las laderas naturales difiere notablemente de los métodos de análisis de los desmontes excavados. En efecto, los avances en el análisis y el cálculo de la estabilidad en éstos es indudable. Una vez conocidos la geometría, dimensiones, posición del nivel freático y las propiedades de los materiales involucrados, la determinación del grado de estabilidad puede hacerse con un elevado grado de fiabilidad. Por el contrario, cuando se

analizan grandes extensiones de territorio en aras a explorar la posibilidad de que puedan tener lugar de forma espontánea movimientos de ladera, la incertidumbre aumenta notablemente. Analizar dichas áreas con la misma intensidad de reconocimiento que los desmontes tiene unos costes por el momento prohibitivos. A pesar de ello, se han desarrollado métodos de trabajo a gran escala y los progresos en este campo han sido asimismo significativos.

Los fenómenos de inestabilidad de laderas naturales son complejos. No existe un único proceso sino que los diversos tipos de movimientos implican mecanismos diferentes que se evolucionan a ritmos y velocidades cambiantes en el tiempo. Determinados mecanismos de rotura como los procesos de reptación y de fluencia tienen lugar a velocidades de deformación muy pequeñas, mientras que los aludes de derrubios y los desprendimientos masivos pueden alcanzar velocidades del orden de centenares de kilómetros a la hora.

A continuación vamos a presentar algunos aspectos relevantes de la determinación del grado de peligrosidad de una ladera, que hemos sintetizado desde el punto de vista de la ingeniería geológica y la geomorfología. Los términos utilizados en el texto para la descripción de los movimientos de ladera están basados en la clasificación de Varnes (1978). Hartlén y Viberg (1988) entienden que la estimación del riesgo debe dar respuesta a algunas cuestiones básicas, entre otras tipo de movimiento que puede tener lugar y su localización, el instante de rotura, el alcance de la masa despegada y la velocidad de desplazamiento.

Localización de áreas potencialmente inestables.

En los deslizamientos y desprendimientos, el punto inicial de rotura juega un papel clave. La capacidad de propagación del movimiento es dependiente en una gran medida de la energía potencial de la que dispone. Son varios los criterios en que basar la identificación de áreas potencialmente inestables:

Existencia de movimientos previos. Algunos estudios estadísticos muestran que son precisamente las áreas con movimientos anteriores las más susceptibles. Kojan et al. 1972 encuentran que un 81% de las corrientes de derrubios (debris flows) que

fueron movilizadas por las lluvias de 1969 en las montañas de Santa Ynez- San Rafael en California, tuvieron lugar en lugares donde, según el análisis de los fotogramas aéreos, habían observado roturas previas. En las lluvias de Noviembre de 1982 que afectaron el Pirineo catalán, todos los grandes deslizamientos, de volúmenes superiores a los 250.000 metros cúbicos, fueron reactivaciones de movimientos antiguos. Por todo ello, no es arriesgado utilizar tal y como plantea Varnes (1984), el principio del Actualismo. Este principio aplicado a la estabilidad de las vertientes naturales se traduce en que, las roturas de las laderas que puedan tener lugar en un futuro, se producirán en aquellas en las que las condiciones litológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas, dieron lugar a roturas en el pasado. Esto no significa que no puedan tener lugar nuevas roturas, el efecto de zapa de un curso fluvial, la degradación de la cohesión con el tiempo o el levantamiento general que cambie el gradiente de la zona puede inducir roturas nuevas, pero éstas son una proporción muy pequeña del total.

La identificación de antiguos movimientos de ladera no es inmediata. Son numerosos los ejemplos de reactivaciones de deslizamientos inducidas por excavaciones de obras realizadas en el pie y en cuyos proyectos no se identificó su presencia. La malinterpretación y confusión de zonas deslizadas ha sido observada en mapas geomorfológicos e incluso en los mapas de riesgo (Antoine 1977). Estas confusiones se deben a menudo a la escala de algunos grandes deslizamientos, cuya magnitud les hace pasar desapercibidos en reconocimientos locales.

Las laderas inestables pueden ser identificadas mediante diversos criterios, el estudio de las formas del relieve, las características de los depósitos deslizados y por indicadores de actividad (Corominas 1986). Aunque la literatura relativa a la identificación de áreas inestables no es muy abundante, en lo que se refiere al análisis del relieve puede encontrarse excelentes síntesis en los trabajos de Rib y Liang (1978) y Crozier (1984). Las fotografías aéreas en blanco y negro e infrarrojas son especialmente útiles en la identificación de cabeceras arqueadas de deslizamientos rotacionales y cicatrices laterales, hondonadas y encharcamientos, zonas de rezume y acarcavamiento. El análisis morfométrico de los mapas topográficos y los levantamientos del terreno, cuando la escala es lo

suficientemente detallada en relación con los movimientos, proporciona perfiles característicos de las zonas deslizadas (Corominas 1986, Noverraz 1990). Incluso es posible derivar de una manera manual o automática, mapas de pendientes en los que se distinguen fácilmente las formas arqueadas y las plataformas a contrapendiente de los deslizamientos rotacionales (Pitts 1979).

Los depósitos deslizados pueden ser identificados a partir de sus características texturales. Existen grandes diferencias entre depósitos en relación con el mecanismo que los ha originado. Desprendimientos sistemáticos en ambientes periglaciales dan lugar a depósitos de granulometría gruesa y cuyo esqueleto básico está constituido por clastos (canchales) mientras que los aludes de roca, las corrientes de derrubios y las corrientes de barro dan lugar a depósitos elongados, mal clasificados y con matriz abundante. Costa (1984) propuso diversos criterios para diferenciar los depósitos decantados por crecidas torrenciales de los generados por corrientes de derrubios basados en criterios morfológicos y sedimentológicos. Así, las corrientes de derrubios presentan grados de clasificación altos, falta de gradación o gradación inversa, formación de diques laterales y lóbulos terminales. A veces se ha encontrado orientación preferente de los clastos en lóbulos de soliflucción y corrientes de derrubios (Mill 1984, Gates 1987). Mediante el análisis con técnicas estadísticas es posible generar una primera discriminación entre los distintos tipos de mecanismo (Nelson 1985).

La detección de la inestabilidad a menudo se basa en **indicadores de actividad** evidenciables sobre el propio terreno. Signos de movimiento reciente se evidencian mediante la observación de daños estructurales en paredes de edificios, canales, carreteras o túneles. La rigidez de la estructura frente a los desplazamientos del terreno conduce a la apertura de grietas, basculamientos, asentamientos u otras alteraciones estructurales.

La vegetación puede ser un indicador útil. Los juncales o los chopos (*Populus nigra*) crecen con facilidad en los encharcamientos permanentes originados en las cabeceras de deslizamientos rotacionales. En los canchales, la vegetación delimita las áreas de mayor actividad y las trayectorias más frecuentes de los desprendimientos. En ambientes periglaciales, el prado alpino (*Festuca Skaa*, *Festuca supina*) se adapta a los desplazamientos

lentos y superficiales de los clastos por procesos de solifluxión del suelo y la acción del hielo-deshielo formando guirnaldas herbáceas (Soutadé 1980) Si la capa de suelo se desplaza rápidamente, se desarrollan grietas en el mismo y discontinuidades en el recubrimiento vegetal. En laderas boscosas, los árboles inclinados son característicos de procesos de reptación y flujo.

Índices morfológicos de inestabilidad: la evaluación de la inestabilidad potencial de las laderas por analogía con otras de la misma litología y entorno geográfico, ha sido usada en repetidas ocasiones. Reneau y Dietrich (1987) mostraron que la topografía cóncava favorece la acumulación de coluviones en hondonadas que concentran el flujo subsuperficial y favorecen la generación de corrientes de derrubios. Skempton (1952), analizando los taludes naturales de la arcilla de Londres encontró un ángulo crítico. Cuando el nivel freático alcanzaba la superficie en invierno, los deslizamientos podían desarrollarse en laderas de 10° de inclina-

ción, mientras que áreas más tendidas eran estables aunque sujetas a procesos de reptación. Este ángulo crítico estaba en concordancia con los análisis de estabilidad basados en ensayos de laboratorio realizados con muestras de suelo. Colin-Rouse y Farhan (1976) también encontraron ángulos límite para taludes naturales en el Sur de Gales. Crozier (1984) mostró una envolvente que determinadas, los ángulos que permitían mantener los taludes estables, indicando asimismo la disminución de la estabilidad con el aumento de la altura.

Brand y Hudson (1982) realizaron un análisis pormenorizado de 177 taludes caídos en el área de Hong Kong. Consideraron una gran variedad de factores como la geometría, litología, ensayos de laboratorio, vegetación y los trabajos preventivos y concluyeron en que la estabilidad de los taludes no podía predecirse sobre la base de unos pocos parámetros fácilmente medibles. Representando gráficamente la altura de los taludes contra el ángulo de los mismos (figura 1), encontraron que las normas adoptadas previamente para diferenciar taludes

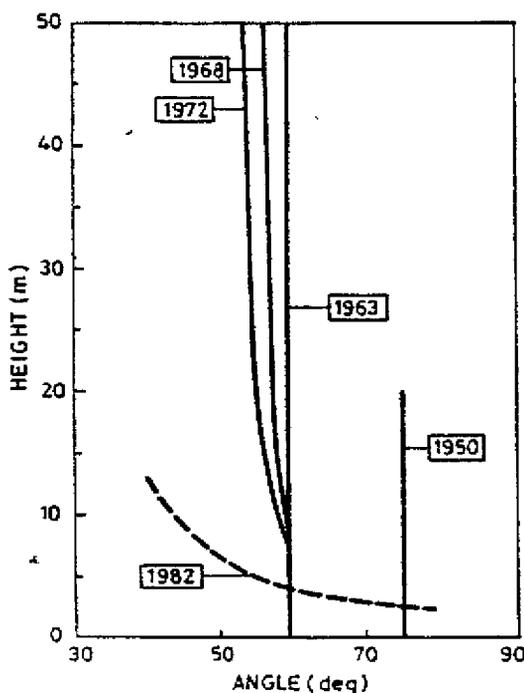


Figura 1. Representación de la altura versus ángulo de talud para 177 desmontes en Hong Kong (modificado de Brand y Hudson 1982). Las reglas previas han sido abandonadas. La línea discontinua de 1982, representa un factor de seguridad de 1.4

estables e inestables se revelaron inadecuadas. La línea a trazos correspondiente a la norma establecida en 1982, es el lugar geométrico de los taludes cuyo factor de seguridad, calculado con los métodos de equilibrio límite convencionales, es de 1.4. Esta línea a trazos tiene una buena aceptación como el límite inferior de la envolvente de la geometría final de los taludes caídos, aunque algunos taludes que han permanecido estables durante más de 20 años se sitúan por encima de la citada línea. Esta línea debe ser considerada como el comportamiento del talud a largo plazo.

Se han realizado diversos intentos en orden a relacionar la superficie de la cuenca superficial con la susceptibilidad de rotura de una ladera. De las características topográficas pueden derivarse algunos índices críticos que permiten separar laderas caídas de las no caídas. Oyagi (1984) cita diversos índices propuestos por Hatano y Okimura, que adoptan la siguiente forma:

Índice de Hatano	$F = a^{0.33} \tan \Theta$
Índice de Okimura	$F = A^{0.22} \tan \Theta$

donde A es el área de la cuenca por encima de un punto seleccionado, a es la longitud promedio del área de la cuenca (se obtiene dividiendo la superficie por el ancho de la línea de pie de la superficie de rotura de un deslizamiento) y Θ , la pendiente de la ladera. En el área de Takedaira perteneciente a la región de Mizunami, el valor crítico del índice de Hatano para una zona de deslizamiento generalmente excede a 3.4 y el índice de Okimura en Tennodani en el monte Rokko era 2.96. Más recientemente, Ogawa y Kawamura (1989) propusieron un método de predicción de los deslizamientos en el cual se introduce un índice topográfico global para evaluar cuantitativamente la influencia de la escorrentía subterránea.

Jackson et al. (1987) utilizando datos morfométricos relativos a las superficies de conos de deyección, pendiente media de los mismos, superficie y desnivel de la cuenca de drenaje, obtuvieron una discriminación entre los conos construidos preferentemente por corrientes de derrubios y los debidos a los torrentes (figura 2). Los primeros

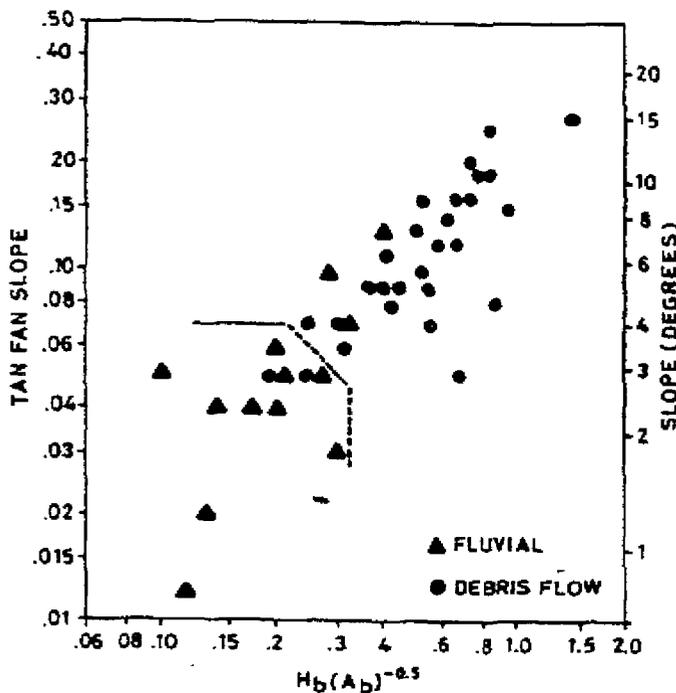


Figura 2. Representación de la tangente de la pendiente del cono versus el índice de accidentalidad de Nelson ($H_b A_b^{-0.5}$) para 42 conos de deyección de las Montañas Rocosas en Canadá. H_b es el desnivel de la cuenca por encima del ápice del cono y A_b es la superficie de la cuenca.

tienen una cuenca reducida (cursos de primer o segundo orden) y conos empinados. Los de origen torrencial tienen grandes cuencas (tercer orden o más) y menores pendientes del cono. La superficie de la cuenca (A_b) y el desnivel de la cuenca (H_b) fueron combinados como medida de la abruptuosidad de la cuenca de la manera siguiente:

$$R = H_b A_b^{-0.5}$$

La mayoría de los conos fluviales tienen $R < 0.3$ y pendientes < 2.5 , los conos formados por corrientes de derrubios presentan $R > 0.25$ - 0.3 y pendientes > 4 .

Índices de potencialidad mediante tratamiento de datos: debido a que la estabilidad de los taludes y laderas depende de diversos factores actuantes al mismo tiempo, algunos de los esfuerzos de investigación se han dirigido hacia la adquisición de parámetros determinables de forma simple y rápida. Stevenson (1977) utilizando factores ponderados propuso un método para evaluar la susceptibilidad relativa de deslizamiento de las laderas arcillosas. Cendrero et al (1987) utilizan unos factores que denominan pasivos (substrato, grosor del regolito, pendiente, orientación de la ladera,...). Estos factores los representan en mapas temáticos por separado. Consideran también índices de inestabilidad visibles (reptación, cicatrices, grietas, depósitos deslizados,...). Establecen una correlación entre los índices de estabilidad y los factores de la manera siguiente:

$$I_i = (F_i / F) / (S_i / S)$$

donde:

- I_i = Índice de inestabilidad relativa del factor "i"
- F_i = nº de índices de inestabilidad sobre el factor "i"
- F = nº total de índices de inestabilidad
- S_i = superficie ocupada por el factor "i"
- S = superficie total

El análisis discriminante proporciona una estimación de la estabilidad más preciso. Un trabajo clásico en la utilización de técnicas estadísticas es el de Jones et al. (1961) sobre los deslizamientos de los depósitos de terrazas pleistocenas del río Columbia. Fueron analizados 160 deslizamientos rotacionales-flujos de tierra y 160 laderas estables

adicionales. Se buscaron factores que influyeran en la estabilidad tanto cuantitativos como cualitativos. El análisis final utilizando el método de función discriminante se llevó a cabo considerando como factores que influían: la pendiente original de la ladera (x_1), el porcentaje de submersión (x_2), la altura de la terraza (x_3) y el agua subterránea (x_4). La función discriminante reducida obtenida fue la siguiente:

$$y = 0.00216247 \log x_1 + 0.00334811 \log x_2 + 0.0094403 \log x_3 + 0.00673126 \log x_4$$

El valor función discriminante para los 320 deslizamientos y laderas estables presentaba valores cuyo rango se distribuía desde - 0.0019 hasta + 0.0404. Los valores más bajos representaban las laderas estables y los valores altos, los deslizamientos. Menos de 1% de los deslizamientos mostraban un valor discriminante inferior a 0.0106 y el rango comprendido entre este valor y 0.142 fue considerado como relativamente estable debido a que menos de un 5% de los deslizamientos se encontraban entre los mismos. Una aproximación similar fue realizada por Neuland (1976) quien utilizó el análisis de componentes principales para seleccionar las variables influyentes de un paquete inicial de 31 parámetros. La función discriminante final la obtuvo después de rechazar algunas variables de cara a evitar complejidad. La función discriminante adoptaba la forma:

$$y = 0.9222 * 10^{-5} * S^2 + 0.7926 \log(A + 10) - 0.6098 \log(d + 10)$$

donde S es la pendiente del talud; A es la superficie de la cuenca y d , un parámetro relacionado con la densidad del suelo. Valores de 0.1934 significaban taludes inestables y valores de 0.1781 taludes estables. El modelo predijo correctamente un 94% de los taludes analizados.

Alcance de los movimientos

Los efectos destructivos de los movimientos de ladera depende de sus dimensiones y movilidad. Existen mecanismos de rotura que no pueden ser interpretados como fenómenos catastróficos. Por ejemplo, la reptación superficial y básicamente estacional (Hutchinson 1988), observa una veloci-

dad muy baja, de mm. o cm por año, siendo el daño potencial reducido aún en el caso de afectar al conjunto de la ladera. Inversamente, masas de suelo y roca desplazándose a gran velocidad pueden alcanzar lugares alejados del origen causando notables cambios morfológicos y elevados daños. El alud de rocas y barro del Nevado Huascarán en los Andes Peruanos, que arrasó las localidades de Yungai y Rancahirca en 1970, recorrió 16 km a una velocidad media de 280 km/h (Plafker y Eriksen 1979) Para estimar el alcance, existen dos tipos de aproximaciones.

Métodos empíricos: La determinación de la movilidad de los deslizamientos tiene su dificultad. Sin embargo, se ha encontrado una relación entre el volumen de la masa caída y su alcance. Hsu (1975) observó una disminución del coeficiente de fricción equivalente (caída máxima vertical dividida por la distancia máxima horizontal recorrida) con el aumento de volumen de los grandes deslizamientos (Figura 3a) Esta disminución se hace más evidente para los mayores deslizamientos. Hutchinson (1988) encontró una nueva envolvente para roturas en los acantilados de creta de las costas británicas y para los flujos deslizantes de las escombreras de minas de carbón, diferente de la propuesta por Hsu. Observó un alcance diferente para la formación de canchal derivada de los desprendimientos de creta que para los flujos de creta citados (Fig. 3b). Cuando el volumen es menor, la litología y el tipo de movimiento parecen adquirir una mayor influencia. Corominas et al. (1988) para movimientos de pequeñas dimensiones, observaron una movilidad distinta dependiendo del tipo de mecanismo de rotura (Fig 3c) Este hecho puede explicarse al considerar que los desprendimientos disipan una mayor cantidad de energía por golpeo con el substrato y por desintegración en pequeños fragmentos, mientras que deslizamientos planos superficiales sólo deberían disipar energía por fricción en la superficie de corte. Las corrientes de derrubios que presentan una gruesa zona de cizalla basal o observan una dispersividad de sus componentes elásticos (flujo granular), aparecerán en una posición intermedia.

Cuando los volúmenes involucrados son pequeños, el uso de la ladera por debajo del punto de origen tiene una influencia significativa en la propagación de la masa desgajada. Esta influencia es

visible en los desprendimientos inventariados en el área pirenaica (Corominas et al. 1990), donde además del volumen, es la presencia de substrato rocoso o prado, canchal o bosque la que determina el alcance de los bloques (figura 4). En dicha figura se observa que no aparecen trayectorias de desprendimientos por debajo de la línea de la izquierda y por encima de ella se detecta el efecto del diferente uso de la ladera. Los desprendimientos se propagan con mayor facilidad sobre substrato rocoso o prado ($\tan \alpha$ menores de 0.75-0.8) que a través de laderas constituidas por canchal o cubiertas de bosque. Las líneas centrales delimitan trayectorias sobre substrato/prado de las de canchal ($\tan \alpha$ menores de 0.8-0.85) y éstas de las del bosque. Dada una zona origen de desprendimientos, el volumen movilizable y la geometría de la ladera, el alcance de la masa desprendida estará determinado por el punto de intersección de la línea inclinada α grados desde el origen, con la superficie del terreno.

Modelos numéricos: Recientemente se han desarrollado modelos por ordenador que simulan la trayectoria de los desprendimientos. López (1982) propuso un modelo bidimensional para desprendimientos, mediante el cual, analizando la trayectoria seguida por los bloques (caída libre, rebote, rodadura) calculó la velocidad adquirida y tanto el recorrido como el alcance. Gili y Gutiérrez (1992) han desarrollado un modelo de propagación de bloques desprendidos en el que se tiene en cuenta la forma, masa y dimensiones de los bloques. Una vez calibrado el modelo con las trayectorias reales observadas, es posible simular el efecto de las alternativas de mitigación y corrección (figura 5) como son el levantamiento de barreras o la excavación de cunetones de guarda. Modelos tridimensionales permiten el análisis del recorrido cuando está sujeto a derivaciones laterales importantes, hondonadas, desembocadura de los cauces, obras de defensa etc. (Rochet 1987)

Predicción de la rotura

La predicción del tiempo de ocurrencia de la rotura de un talud es más difícil que la estimación del grado de estabilidad. La incertidumbre en la predicción del momento de rotura reduce la precisión de la evaluación de la susceptibilidad debido a

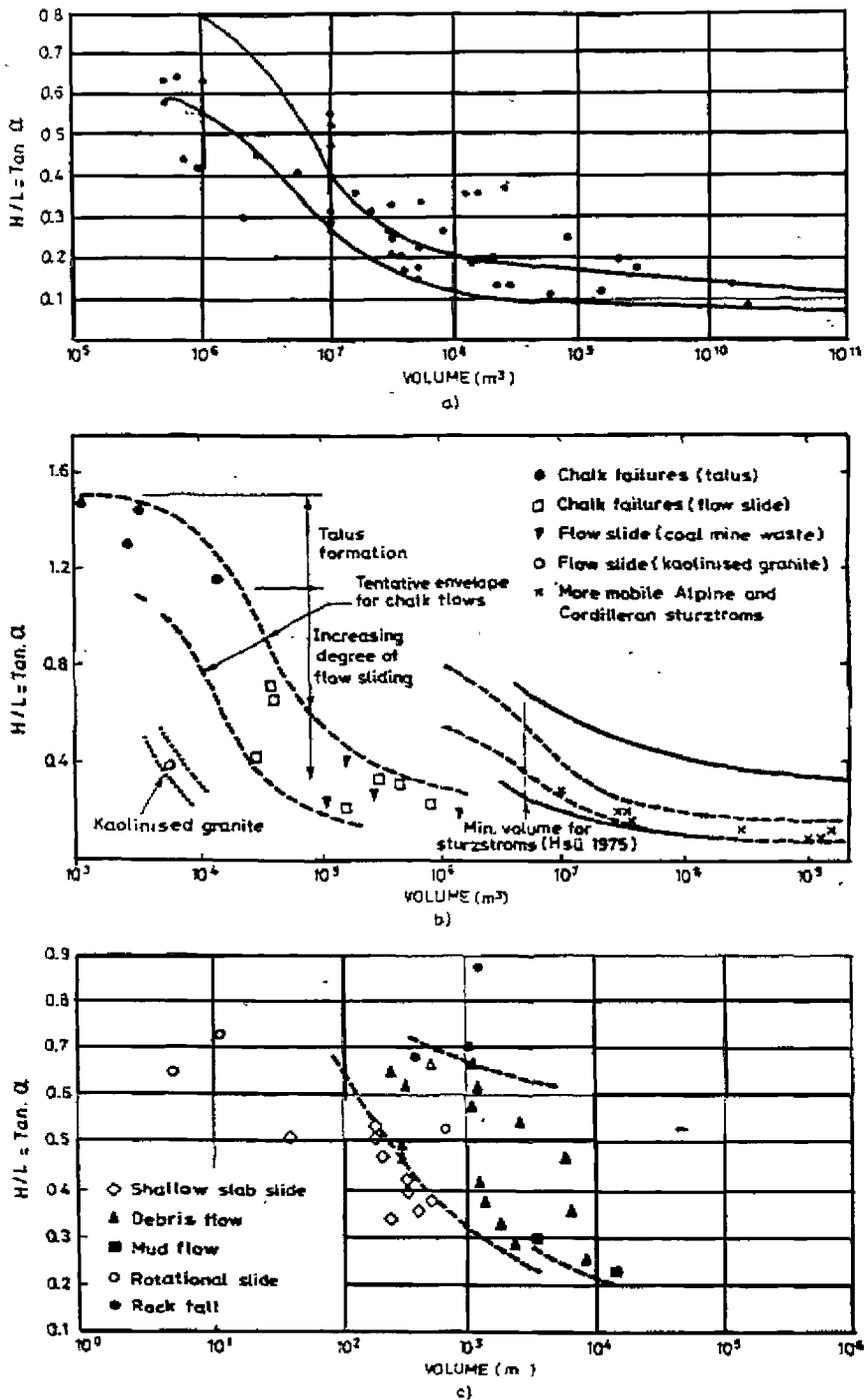


Figura 3. Movilidad de los deslizamientos. Representación del volumen de la masa caída contra la relación entre desnivel vertical y distancia horizontal recorrida. (a) datos correspondientes a grandes aludes de roca (Hsü 1975) (b) datos de creta, escombreras de mina y granito alterado (Hutchinson 1988) (c) datos de movimientos de pequeño volumen (Corominas et al. 1988)

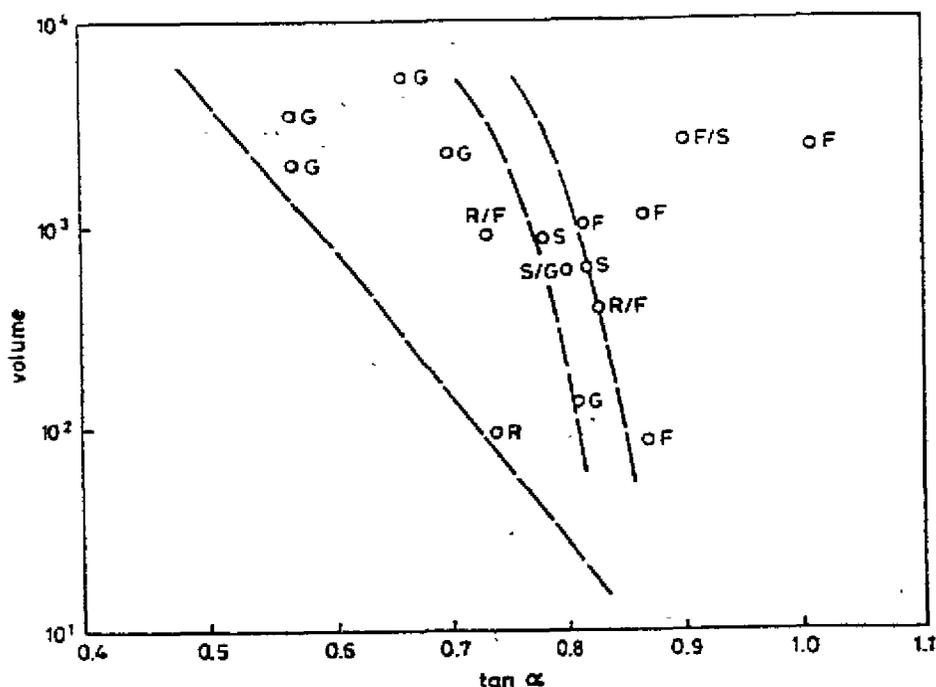


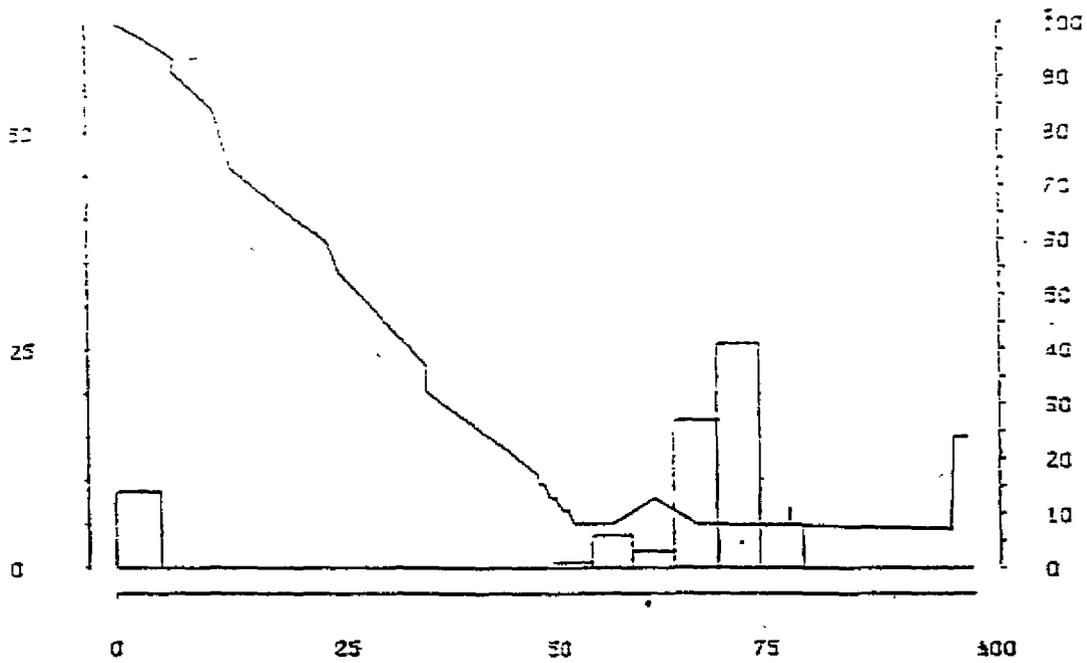
Figura 4. Movilidad de los desprendimientos. Representación del volumen movilizado contra el coeficiente aparente de fricción ($\tan \alpha$) deducido de los recorridos de los bloques caídos en desprendimientos de Andorra y áreas vecinas. Características de la vertiente por debajo del punto de inicio: (G) prado (R) roca (S) canchales (F) Bosque (según Corominas et al. 1990)

que este parámetro incide directamente en la percepción de peligro. En los últimos años se han efectuado algunas aproximaciones (Alonso 1987) aunque sólo aquellas basadas en la auscultación de los desplazamientos proporcionan una adecuada predicción temporal.

Métodos probabilísticos : las series de deslizamientos históricos son escasas porque los movimientos suelen tener lugar en áreas montañosas poco habitadas. En el área de Karkevagge, Suecia, se observó que los desprendimientos rocosos estaban concentrados en los periodos de deshielo (Rapp 1960). Análisis de frecuencia de los desprendimientos, más detallados, han sido realizados en las montañas rocosas canadienses cubriendo un periodo de siete años (Gardner 1983) donde un entramado de celdas de 500m se solapó a un mapa topográfico

a escala 1:50.000. Si se producía un desprendimiento, se registraba su localización en la celda, momento de ocurrencia y tamaño. Fueron inventariados un total de 1076 desprendimientos rocosos con una frecuencia promedio de 0.49 desprendimientos por hora

Mediante técnicas de datación como el radiocarbono, dendrocronología o la liquenometría pueden completarse series largas de deslizamientos. Por ejemplo, la datación mediante el análisis contenido de carbono-14, de unos restos vegetales en depósitos de obturación, ha permitido la detección de varios periodos de actividad de un flujo de tierras en el área de Pardines en el Pirineo (Corominas et al. 1992). La datación de corrientes de derrubios en Escocia ha sido posible mediante la determinación de índices de crecimiento de la especie *Rhizocarpon* (Innes 1983). Los daños



ST CARLES (OLIVERA)

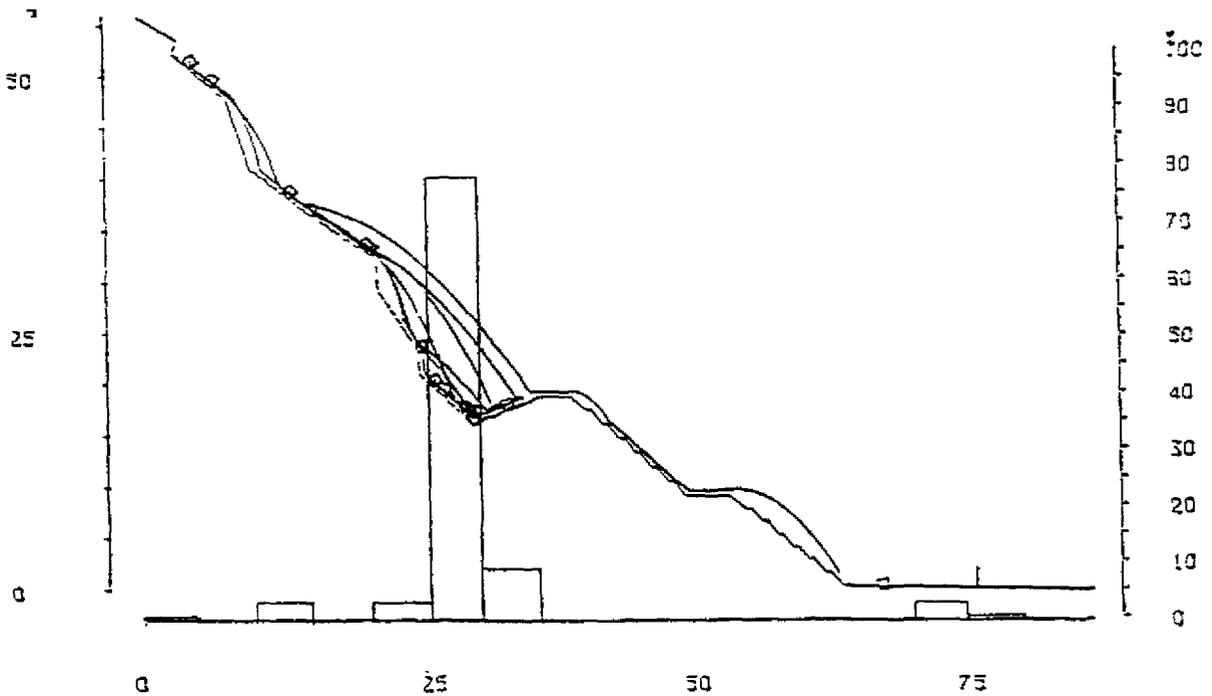


Figura nº 5. (a) Simulación de caída de bloques de 2500 Kp en un talud de Sant Carles de la Ràpita, ajustada a la situación real (b) predicción de la propagación de bloques de las mismas dimensiones en el mismo emplazamiento con solución de barrera constituida por un pedraplen (Gili y Gutiérrez 1992)

causados por los desprendimientos y corrientes de derrubios en los árboles también se han utilizado (Hupp 1983, Braam et al. 1987, Moya et al. 1992). Se pueden identificar con relativa facilidad las cicatrices de corrosión en los troncos causadas por el impacto de los bloques o las anomalías en el grosor y excentricidad de los anillos debido al curvamiento de los mismos (Fig. 6). La evaluación de los periodos de recurrencia de los movimientos debe hacerse con un especial cuidado cuando se utilizan estas técnicas porque no todos los acontecimientos no tienen porque se reflejados en los árboles. Esto puede conducir a la subestimación de la actividad y se necesita investigaciones adicionales para definir una frecuencia regional de las corrientes de derrubios.

Métodos empíricos indirectos: en áreas afectadas por movimientos superficiales generalizados como las corrientes de derrubios, deslizamientos, coladas de barro y desprendimientos rocosos, pueden ser útiles las correlaciones con los factores desencadenantes de los movimientos. En algunos países como Japón o Hong Kong, se encuentran disponibles series largas de movimientos y puede efectuarse su correlación con los periodos

lluviosos (Onodera et al. 1974, Lumb 1975). Tanto la densidad como la severidad de los deslizamientos dependen de la cantidad de lluvia antecedente. El principal factor externo para la formación de un deslizamiento es la máxima intensidad de la lluvia. El papel de la lluvia antecedente es la reducción del umbral de intensidad para desencadenar los movimientos.

La lluvia antecedente estacional tiene una notable influencia en la predicción de la rotura. Basándose en observaciones empíricas de los aludes y corrientes de derrubios, Caine (1980) proporcionó las bases para predecir roturas superficiales mediante la intensidad de

través de una expresión que tiene la forma siguiente:

$$I = 14.82D^{-0.39}$$

donde:

I = intensidad de lluvia (mm./h)

D = duración (h)

Sidle et al. (1985) utilizaron el umbral propuesto por Caine de cara a calcular el periodo de recurrencia de los deslizamientos. A partir de los datos de intensidad de lluvia duración-frecuencia los autores mediante el solape de estos datos con la

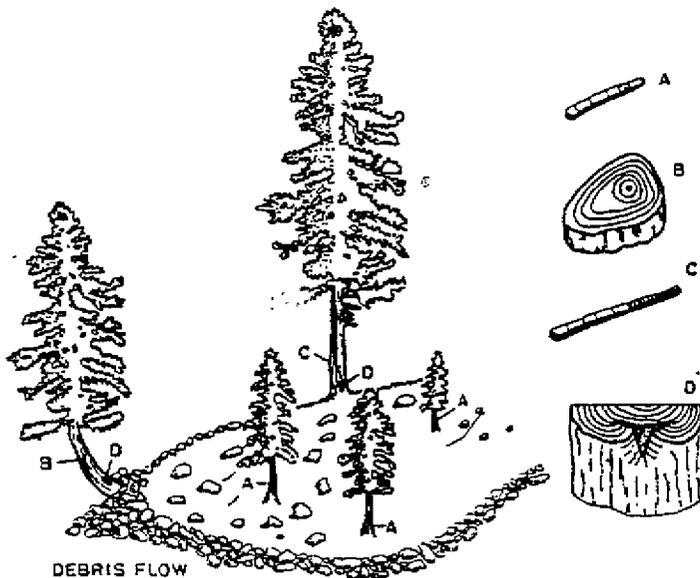


Figura nº 6. Evidencia dendrocronológica de corrientes de derrubios (Osterkamp y Hupp 1987). Testigos extraídos de los troncos : (A) proporciona edades similares a la de la superficie de la corriente de derrubios (B) crecimiento excentrico debido a la inclinación del tronco (C) crecimiento favorecido por la eliminación de competidores (D) cicatrices causadas por impactos

relación umbral de Caine identificaron periodos de retorno para diversas combinaciones de intensidad-duración de la precipitación que probablemente inducirían corrientes de derrubios. De todos modos, el ajuste no es perfecto puesto que el efecto de la lluvia antecedente estacional no está considerado en la relación de Caine. En el ámbito de la península ibérica, Romana(1992) ha propuesto unos umbrales para el desencadenamiento de los deslizamientos, basados en la lluvia instantánea (horaria y diaria), en relación con la lluvia total anual de la zona. Distingue dos dominios, el del clima húmedo con pluviometrías superiores a los 1000 mm anuales y el del clima seco, con pluviometrías inferiores a los 800 mm anuales (figura 7)

En la costa del Mar Negro se han establecido largo plazo utilizando series relativas a la variabilidad de los datos climáticos relacionadas con los ciclos solares (Sheko 1977). Los gráficos de la actividad media anual de los deslizamientos establecidos para partes de los ciclos han sido

dibujados y se calculó la probabilidad de los movimientos relacionada con una parte definida del ciclo. En el citado artículo fueron predichas anomalías de la lluvia para los periodos de los años 1986-87 y 1997-2000

Análisis del desplazamiento de los taludes: la rotura de los suelos y rocas está normalmente precedida de una cierta cantidad de deformación. El control sistemático de los desplazamientos en un muro en Kensal Green, mostró que los movimientos tienden a acelerarse cuando se encuentran próximos al momento de rotura (Skempton 1964). Cuanto mayores son las dimensiones de la masa inestable, mayores son los movimientos previos a la rotura. El análisis de tales deformaciones permitió el desarrollo de varios modelos de rotura que proporcionaron una predicción temporal de la rotura de la mina de Chuquicamata en Chile. Entre la variedad de funciones propuestas, las exponenciales parecen proporcionar un mejor ajuste. La rotura tuvo lugar en la fecha más temprana de las predichas (Voight y

A) Clima húmedo, veranos cortos, lluvia anual mayor de 1 000 mm

Corrimientos		Intensidad de lluvia mm		Fracción de la lluvia anual
Riesgo	Gravedad	Horaria	Diaria	
Muy reducido	Muy escasa	< 40	< 120	< 8%
Menor	Escasa	40-60	120-180	8-12%
Apreciable	Media	60-80	180-250	12-17%
Grande	Severa	80-100	250-300	17-20%
Muy grande	Desastre	> 100	> 300	> 20%

B) Clima seco, veranos largos, lluvia anual menor de 800 mm

Corrimientos		Intensidad de lluvia mm		Fracción de la lluvia anual
Riesgo	Gravedad	Horaria	Diaria	
Muy reducido	Muy escasa	< 100	< 200	-
Menor	Escasa	100-150	200-300	Se reactivan corrimientos
Medio	Media	150-200	300-500	Roturas
Grande	Severa	200-300	500-900	Muchas roturas
Muy grande	Desastre	> 300	> 900	Grandes roturas

Figura nº 7. Criterio indicativo de la peligrosidad de los corrimientos en función de la pluviometría (Romana 1992)