

PROCESOS EROSIVOS EN UNA MICROCUENCA ANDINA: EL VALLE ALTO DEL RÍO MEDELLÍN, CORDILLERA CENTRAL, ANTIOQUIA

por

Pedro de Greiff, Michel Hermelin & Diego Rendón*

Resumen

de Greiff, P., M. Hermelin & D. Rendón: Procesos erosivos en una microcuenca andina: El valle alto del río Medellín, Cordillera Central, Antioquia. Rev. Acad. Colomb. Cienc. **28** (109): 487-496, 2004. ISSN: 0370-3908.

Entre septiembre de 1999 y marzo de 2001 se realizó un estudio de procesos geomorfológicos en la cuenca alta del río Medellín-Porce, reserva Ecológica de San Miguel, Cordillera Central. El estudio de los procesos y depósitos allí presentes no es uniforme en su dinámica geomorfológica, presentándose zonas estables con tasas de erosión superficial (escorrentía, salpicadura) de 0.0007 mm/a, con coberturas locales de ceniza volcánica, en otras zonas el proceso dominante es la remoción en masa con tasas de denudación de hasta 0.1 mm^a⁻¹, allí los movimientos están controlados por las lluvias y la disposición estructural de los macizos rocosos.

Palabras clave: procesos geomorfológicos, trópico húmedo de montaña, procesos superficiales y en masa, Andes, Colombia

Abstract

Geomorphic processes were studied during eighteen months in the upper Medellín River Basin, located in the northern Central Cordillera; deposits and processes showed that the area does not have a uniform evolution. Some areas are very stable with very low erosion rates confirmed by runoff and splash erosion monitoring and by the presence of pre-Holocene volcanic ash on moderate slopes; mass movements area predominate in the steepest part of the watershed where denudation rates may reach 0.1 mm^a⁻¹.

Key words: geomorphological processes, humid tropical mountains, mass wasting, surface erosion, Andes, Colombia.

Introducción

El estudio de los procesos geomorfológicos en las montañas tropicales húmedas es aún limitado y las publi-

caciones especializadas no cubren la totalidad del tema (Thomas 1994, Reading *et al.*, 1995). Algunos autores recalcan la importancia de los procesos superficiales (Ruxton, 1967; Bruening, 1975, en Larsen *et al.*, 1999;

* Universidad EAFIT A.A 3300, Medellín, pedrogd@eudoramail.com, hermelin@eafit.edu.co

Vis, 1995), otros señalan que los procesos primordiales son los de remoción en masa (**Ruxton y McDougall**, 1967; **Page y James**, 1981; **Thomas**, 1994; **Larsen y Torres-Sánchez**, 1996; **Larsen et al.**, 1999), lo que plantea la necesidad de desarrollar más estudios que arrojen claridad sobre este aspecto.

El grupo de Geología Ambiental de la Universidad EAFIT decidió realizar estudios detallados sobre los procesos geomorfológicos en el valle alto del río Medellín, Reserva Ecológica del Alto San Miguel, que presenta características que la convierten en un lugar adecuado para la realización de este tipo de proyectos; allí se desarrollaron simultáneamente mediciones hidrológicas e hidrogeológicas (**Balbín**, en preparación, **Osorio**, 2002).

La división natural de la montaña andina subecuatorial puede establecerse con las zonas de vida de Holdridge (en **Espinal**, 1977), que a su vez dependen de la temperatura (altura) y de la humedad disponible. A la dificultad de definir los procesos naturales para cada piso se agrega la necesidad de determinar para cada uno la influencia humana actual y pasada.

Zona de estudio

El valle alto del río Medellín-Porce se encuentra ubicado a unos 25 km al sur de la ciudad de Medellín, en el extremo sur del valle del Aburrá: allí se estableció una zona protegida denominada Reserva Ecológica del Alto de San Miguel. (Figura 1). La zona de estudio tiene un área aproximada de 12 km², con alturas entre 1800 y 3050 msnm, se caracteriza por vertientes con pendientes fuertes, localmente mayores a 100%, con temperatura media de 16°C a 1800 msnm y lluvia media anual superior a 2500 mm (**IDEAM**, 2000), con máximos en los meses de mayo y octubre. Se clasifica como bosque húmedo Montano Bajo y bosque húmedo Montano, (en **Espinal**, 1977). La ocupación humana desde finales del siglo XIX hasta mediados del siglo XX introdujo pastos para ganadería; en la actualidad este proceso se suspendió, y aproximadamente 6 km² de la zona presentan estatus de conservación con procesos de recuperación vegetal pasiva; aproximadamente el 60% de la zona está cubierta por bosque secundario.

La zona se encuentra en un macizo ígneo-metamórfico del norte de la Cordillera Central el cual está recubierto parcialmente por cenizas volcánicas terciarias y cuaternarias. Las unidades litológicas en la zona de estudio son esquistos cuarzosericíticos devónicos (**Restrepo & Toussaint**, 1984) y ortoneis del Devónico inferior

(**Restrepo et al.**, 1991), que presentan contactos intrusivos y fallados con los esquistos; un cuerpo pegmatítico triásico intruye los esquistos (**González**, 1980; **Botero**, 1963). Finalmente se encuentran depósitos aluviales y de vertiente recientes. (Figura 1).

El marco tectónico de la zona está dominado por la cercanía de la falla San Jerónimo, perteneciente al sistema Romeral-Cauca, que se extiende en dirección Sur-Norte por más de 600 km (**Barrero et al.**, 1969) y separó en el Cretácico el dominio continental oriental del dominio oceánico occidental

Las divisiones geomórficas en la zona son las siguientes:

- Cimas: están formadas por la denominada Cuchilla de San Antonio, que marca la divisoria de aguas de la cuenca Medellín-Porce con las cuencas Cauca y Nare; es una zona estable con cenizas volcánicas; está dividida en 5 tramos definidos por cambios de dirección y de altura, a veces relacionados con estructuras claramente definidas.
- Vertientes discontinuas: Son vertientes compuestas por tramos cortos a medianos con fuertes cambios de pendiente en la parte baja, dando lugar a pequeños peldaños; la pendiente varía entre el 50 y 80%, con alturas entre los 2050 y 2700 msnm; esta unidad presenta recubrimiento de cenizas volcánicas, pero también evidencias de procesos de remoción en masa inactivos de gran tamaño.
- Vertientes continuas: Son vertientes largas y continuas disectadas por valles profundos en V, con pendientes fuertes, localmente escarpadas, a alturas entre 2150 y 3050 msnm; predominan los procesos de remoción en masa y no se presentan cenizas volcánicas.
- Geoformas derivadas de depósitos aluviales.

Los suelos en la zona se dividen en tres grupos principales:

- Andosoles generados a partir de numerosos aportes de cenizas volcánicas durante el Cuaternario (**Toro & Hermelin**, 1990); ocupan aproximadamente el 20% de la zona;
- Inceptisoles, derivados de los depósitos de vertientes a veces de pocos centímetros de espesor, que cubren gran parte de la zona;
- Litosoles derivados de material aluvial (**Aguilar & Loaiza**, 2001). (Figura 1).

Metodología

Para determinar los procesos superficiales (lluvia, salpicadura y escorrentía), se instalaron equipos que permitieran su cuantificación; los procesos en masa se observaron en el campo y por medio de fotografías aéreas. Los depósitos, aluviales y de cenizas volcánicas, fueron cartografiados y analizados.

Para determinar la lluvia efectiva se instalaron 13 pluviómetros, 1 a cielo abierto, para determinar la lluvia efectiva, 8 bajo bosque secundario y 4 bajo rastrojo; la lluvia efectiva se definió a partir de los promedios de los pluviómetros ubicados bajo cada cobertura.

La salpicadura se determinó con 3 platos de Morgan (**Morgan**, 1978) instalados bajo bosque secundario con doseles con altura mayor de 6 m, para garantizar una velocidad terminal equivalente al 90% de la de las gotas a cielo abierto (**Styczen & Morgan**, 1995), en vertientes con pendiente entre los 30° a 35°, con suelos derivados de ceniza volcánica, subyacentes por esquistos. La medición se realizó durante 330 días, entre el 4 de abril de 2000 y el 6 de marzo de 2001, con recolección de 10 muestras, a las cuales se les determinó la fracción mineral (0.1 mg de precisión), con eliminación de materia orgánica por ignición a 550°C. Debido a la pequeña área de muestreo de los platos (78 cm²), los resultados presentados son el promedio de los tres platos y éstos están ponderados según la duración del período de muestreo.

Para la medición de la escorrentía y de la erosión por escorrentía se instalaron 12 trampas de Gerlach (**Gerlach**, 1967). Las trampas fueron ubicadas en forma de pares escalonados en 6 sitios diferentes, 3 bajo bosque secundario y 3 bajo rastrojo bajo, en lotes abiertos con áreas de captación de 4 y 6 m²; la pendiente osciló entre 30° y 35°, en suelos con aportes de cenizas volcánicas subyacentes por esquistos, con cobertura vegetal mayor al 70% y con cobertura de hojarasca mayor al 90% para el caso del bosque secundario. El muestreo se realizó entre el 14 de marzo de 2000 y el 6 de marzo de 2001, con un total de 11 mediciones. Las determinaciones se realizaron tomando una alícuota de 500 ml de los recipientes almacenadores, a la que se le determinó materia orgánica y fracción mineral (0.1 mg de precisión); la materia orgánica se eliminó por ignición a 550°C. Los resultados para cada una de las coberturas son el promedio de los tres lotes instalados bajo cada una de éstas y están ponderados de acuerdo con la duración de cada período de muestreo.

Para el estudio de los movimientos de masa se hizo un inventario inicial de los procesos existentes y un segui-

miento posterior, lo que permitió la determinación de nuevos movimientos; también se realizó un estudio histórico del comportamiento de estos procesos mediante fotografías aéreas de diferentes épocas.

El estudio de los depósitos aluviales se hizo caracterizando las columnas estratigráficas con el fin de determinar la presencia de elementos indicadores de su dinámica de formación tales como estructuras, contactos y/o materiales para datación.

Para las cenizas volcánicas se elaboró un mapa esquemático de su distribución, a partir del cual se escogieron 24 sitios para sondeo general y tres para muestreo detallado; cada sitio representa un ambiente morfodinámico diferente de la zona de estudio. (Figura 1).

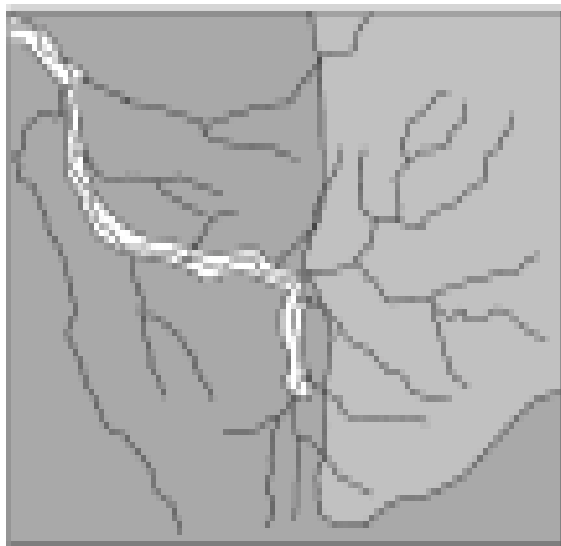
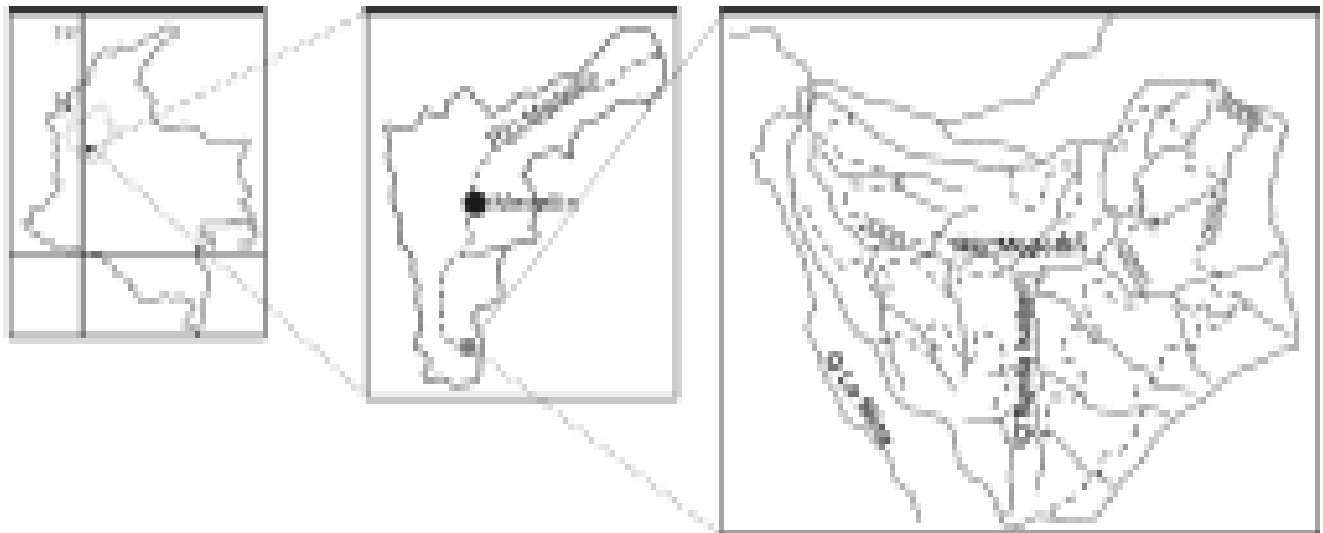
Resultados y discusión

Lluvia y procesos superficiales

Los valores acumulados totales de lluvia durante el período fueron de 3023.2 mm a cielo abierto, 2725.7 mm bajo bosque y 2302.1 mm bajo rastrojo; la retención por la vegetación fue de 9,8% para bosque y de 23,9% para rastrojo. La retención determinada en este estudio es baja comparada con otros estudios realizados en bosques tropicales (**Nortcliff & Thornes**, 1978; **Wiersum**, 1985; **Vis**, 1995; **Tobón**, 1999). Lo anterior se puede explicar de acuerdo con lo planteado por **Vis** (1995), ya que en la franja altitudinal donde se instalaron los pluviómetros (entre 2000 y 2100 msnm) las nubes están cerca a la superficie y puede presentarse interceptación de las gotas por la vegetación, dando lugar a aportes por lluvia de niebla o lluvia atrapada.

La erosión por salpicadura fue de 354 kg/ha de suelo equivalente a 391 kg/ha/a; la cantidad de material desprendido no fue uniforme a lo largo del período de muestreo, presentándose una diferencia entre los valores máximo y mínimo de 460%, con una concentración del 25% del total del material en un período equivalente a 12% del tiempo (Figura 2). La comparación de las curvas de lluvia y de material desprendido no muestra un comportamiento claro que permita una correlación de los dos fenómenos; es de notar que entre los muestreos sexto y décimo (9.08.2000 - 6.03.2001), la cantidad de material desprendido aumentó más del 300%, mientras que la lluvia disminuyó en un 77%.

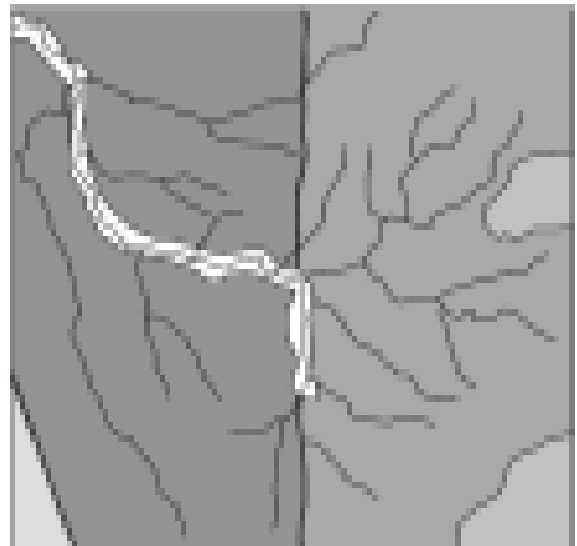
Mediciones para salpicadura realizadas en pisos climáticos similares y bajo cobertura boscosa en la Cordillera Central por **Vis** (1995) dieron como resultado va-



Esquema de suelos

Legenda

- Piedemonte de suelos derivados de conchas volcánicas
- Piedemonte de suelos derivados de depósitos de volcánico
- Suelos derivados de depósitos aluviales



Geología General

Legenda

- Depósitos aluviales recientes
- Secuencia volcanosedimentaria cenozóica
- Plegamiento téctónico
- Orogenia andina
- Eruptivos del Oligoceno
- Falla principal

Figura 1. Localización de la zona de estudio, geología general y suelos

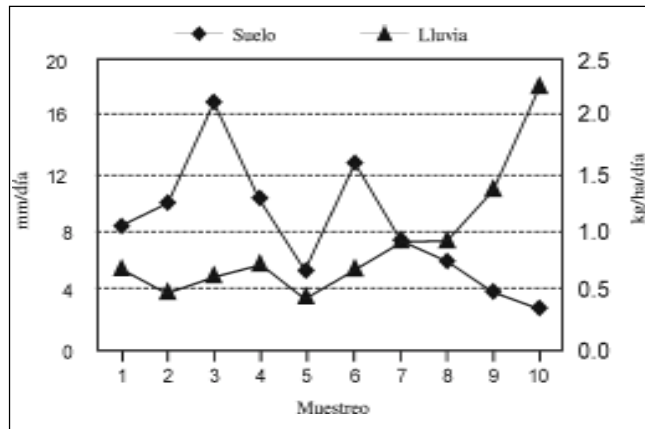


Figura 2. Relación de suelo desprendido con lluvia efectiva

lores de desprendimiento de suelo que varían entre 0 y 7440 kg/ha/a, siendo éste un rango muy amplio que no permite comparación.

La escorrentía presentó valores de 9.8 mm y de 8.9 mm bajo bosque secundario y rastrojo bajo respectivamente, equivalentes al 0.4 % de la lluvia bajo bosque secundario y el 0.7% bajo rastrojo bajo. El comportamiento del proceso fue similar bajo las dos coberturas y como es de esperar la escorrentía está claramente relacionada con la lluvia efectiva en cada uno de los períodos (Figura 3, Tabla 1 y 2).

Estos resultados están en concordancia con mediciones realizadas en zonas tropicales de montaña (Vis, 1995; Larsen, et al., 1999) y su valor se explica por la alta capacidad de infiltración de los suelos de vertiente con cobertura boscosa, mayor a 30 cm/h (Balbín en preparación). Esta capacidad de infiltración es dada por la capa

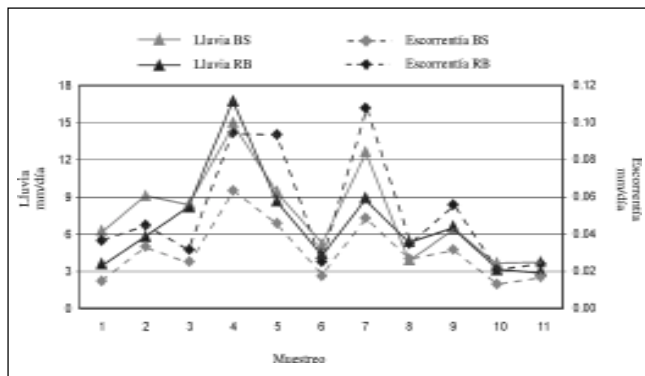


Figura 3. Relación de lluvia efectiva y escorrentía bajo bosque secundario (BS) y rastrojo bajo (RB)

de hojarasca, el alto número de raíces superficiales y la alta actividad de la fauna edáfica, que dan lugar a la formación de macroporos que canalizan el flujo.

La alta capacidad de infiltración de los suelos bajo las coberturas boscosas descarta que la escorrentía en la zona sea de tipo hortoniano, coincidiendo con lo determinado en otras zonas tropicales, incluyendo montañas húmedas de Colombia (Bonnel & Guilmour, 1978; Dunne 1978; Walsh, 1991 en Reading et al., 1995; Vis, 1995).

La erosión por escorrentía fue determinada en 5.9 kg/ha/año para el suelo bajo bosque secundario y de 6.1 kg/ha/año para suelo bajo rastrojo bajo, lo que es equivalente a una denudación de 0.0007 mm/a. Al comparar los valores de erosión obtenidos en las dos coberturas se observa un patrón diferente en cada caso; mientras que al comparar los valores obtenidos con la escorrentía, se observa un comportamiento cualitativo similar en la mayoría de los períodos en las dos coberturas (Figura 4, Tabla 1 y 2).

Los valores aquí obtenidos son muy bajos con respecto a los obtenidos por Vis (1995) en zonas con características similares y sólo son comparables con los obtenidos por Wiersum (1985), quien no registra erosión bajo rastrojo en suelos de Indonesia. Estos valores se pueden explicar por la baja escorrentía y por la espesa hojarasca bajo bosque secundario y la presencia de pastos bajo el rastrojo bajo, los cuales son considerados como unos de los principales agentes que previenen la erosión (Raungpanit, 1985; Wiersum, 1985).

Movimientos de vertiente

En la zona se determinaron 18 movimientos de masa activos, 17 flujos de lodo y escombros y 1 movimiento rotacional, de los cuales 5 flujos fueron detonados por

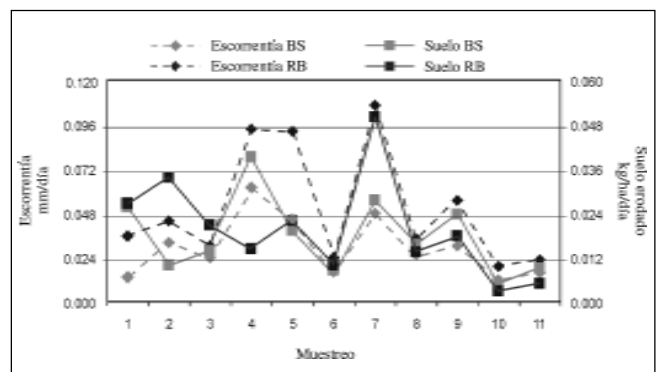


Figura 4. Relación de suelo erodido y escorrentía bajo bosque secundario (BS) y rastrojo bajo (RB)

Tabla 1. Resumen de resultados. Trampas de Gerlach bajo bosque secundario

Muestreo	Fecha	Duración Días	Neto			Ponderado		
			Lluvia mm	Escorrentía mm	Suelo kg/ha	Lluvia mm	Escorrentía mm	Suelo kg/ha
1	5.04.00*	21	110.57	0.26	0.50	6.30	0.01	0.03
2	26.04.00	22	200.50	0.74	0.23	9.11	0.03	0.01
3	16.05.00	20	170.13	0.51	0.29	8.51	0.03	0.01
4	7.06.00	22	331.63	1.40	0.88	15.07	0.06	0.04
5	1.07.00	24	226.57	1.10	0.48	9.44	0.05	0.02
6	18.07.00	17	88.33	0.30	0.15	5.20	0.02	0.01
7	9.08.00	22	279.33	1.08	0.62	12.70	0.05	0.03
8	12.9.00	34	133.00	0.92	0.54	3.91	0.03	0.02
9	8.11.00	57	363.30	1.81	1.38	6.37	0.03	0.02
10	16.01.01	69	256.47	0.89	0.38	3.72	0.01	0.01
11	6.03.01	49	187.07	0.83	0.47	3.82	0.02	0.01

* En este período una de los sitios de muestreo tuvo una duración menor así el valor ponderado no es igual a la división del valor por la duración mostrada en la tabla.

Tabla 2. Resumen de resultados. Trampas de Gerlach bajo rastrojo bajo

Muestreo	Fecha	Duración Días	Neto			Ponderado		
			Lluvia mm	Escorrentía mm	Suelo kg/ha	lluvia mm/día	Escorrentía mm/día	suelo kg/ha/día
1	5.04.00	21	105.80	0.78	0.57	3.63	0.04	0.03
2	26.04.00	22	209.40	0.99	0.75	5.84	0.05	0.03
3	16.05.00	20	160.70	0.63	0.43	8.22	0.03	0.02
4	7.06.00	22	363.40	2.08	0.33	16.73	0.09	0.01
5	1.07.00	24	248.50	2.25	0.54	8.75	0.09	0.02
6	18.07.00	17	91.80	0.43	0.18	4.46	0.03	0.01
7	9.08.00	22	273.00	2.37	1.11	8.99	0.11	0.05
8	12.9.00	34	165.10	1.20	0.48	5.40	0.04	0.01
9	8.11.00	57	339.00	3.19	1.05	6.67	0.06	0.02
10	16.01.01	69	204.50	1.42	0.25	3.14	0.02	0.00
11	6.03.01	49	177.20	1.27	0.27	3.05	0.02	0.01

altas precipitaciones durante el período de estudio. El tamaño de los movimientos varía entre 2 y 60 m de ancho en la corona y su distribución parece definirla la litología: todos los flujos se dan en esquistos y el movimiento rotacional se origina sobre el ortoneis.

La ubicación de los movimientos dentro de las vertientes es irregular: algunos se encuentran en la parte baja de las vertientes cerca de las corrientes y seguramente produjeron avenidas torrenciales, mientras que otros se encuentran en la parte alta, y sus materiales se depositan



Figura 5. Cicatriz de movimiento de masa

en zonas de cambio de pendiente en la parte media de las vertientes.

El estudio de fotografías aéreas tomadas entre 1959 y 1996 permitió definir la ocurrencia de varios eventos masivos de movimiento de masa en la cuenca alta del río Medellín. El primer evento se registra en fotografías de 1959 y muestra al menos 15 movimientos superficiales alargados tanto en la parte alta como en la parte baja de las vertientes. Teniendo en cuenta que las cicatrices se encontraban frescas y las altas tasas de recuperación de la vegetación para estos eventos en la zona (**Hermelin et al.**, 1992; **Piedrahita**, 1996; **Cadavid**, 2001), se estima que este evento ocurrió hace menos de 20 años antes de la toma de las fotografías; un segundo evento se observó en las fotografías de 1983 (Figura 5), en el cual se presentaron 9 movimientos que movilizaron aproximadamente 25 000 m³; en las fotografías de 1996 se observó un tercer evento durante el cual se presentaron 4 movimientos que removieron aproximadamente 12 000 m³ de material.

Teniendo en cuenta el período de ocurrencia de los eventos, determinado a partir de las fotografías aéreas y de los relatos de los habitantes de la zona, se calculó un período de recurrencia para los movimientos de masa múltiples de 10-24 años; la tasa de denudación generada por cada uno de éstos en 0.1 mm/a unas 700 veces mayor a los valores obtenidos para erosión superficial. Estos valores coinciden en rango con los medidos por **Ruxton & McDougall** (1967), **Simonett** (1967) y **Pain & Bowler** (1973) en Papua-Nueva Guinea y por **Brown et al.**, (1995) en Puerto Rico.

Se considera que en todos los eventos analizados, los deslizamientos se presentaron de manera simultánea y que el mecanismo de activación se generó en lluvias intensas de corta duración en la parte alta de la cuenca. Esto se

definió teniendo en cuenta que éste es un mecanismo activo en la zona y que los movimientos encontrados, de tipo superficial, corresponden a este tipo de lluvias (**Hermelin, et al.**, 1992; **Terlien**, 1996; **Cadavid**, 2001). Adicionalmente los sismos registrados en la zona no tuvieron la capacidad de generar este tipo de eventos (**Keefer**, 1984).

Al momento del estudio, los movimientos registrados en las fotografías de 1959 y 1983 se encuentran inactivos y cubiertos de vegetación, confirmando la rápida recuperación de la vegetación en la zona y el enmascaramiento de los procesos. (**Hermelin et al.**, 1992; **Piedrahita**, 1996; **Cadavid**, 2001). En cuanto a la distribución de los movimientos con respecto a la litología, el análisis de 250 datos de discontinuidades medidas en la unidad de esquistos permitió determinar la formación de cuñas de roca: el plano necesario para que se presente un deslizamiento debe tener una orientación general NW y una inclinación mayor a 44°, lo cual es común en la parte alta de la cuenca del río Medellín.

Dentro de un contexto de evolución de la cuenca, los movimientos de masa de gran tamaño presentan un claro control sobre el desarrollo de las vertientes y los cauces, ya que su ocurrencia da lugar a avenidas torrenciales que amplían los cauces existentes; se forman surcos en las vertientes y cuencas de primer orden donde las cicatrices son sometidas a carcavamiento dando lugar a pequeñas áreas de captación, que presentan aporte continuo de material a las corrientes y se van ampliando con lluvias fuertes. Procesos similares han sido observados por **Larsen & Torres-Sánchez**, (1996, 1998), quienes determinaron que el aporte de materiales no parece tener relación con la edad de las cicatrices y por **Mills** (1989, en **Wohl**, 2000) y **Dietrich & Dunne** (1993) quienes definieron los flujos de escombros como elementos dominantes en la evolución de cuencas de alta montaña.

Depósitos aluviales

En la zona se encontraron 3 depósitos aluviales que permitieron establecer un marco de evolución de la cuenca; dos de los depósitos son abanicos aluviales y el tercero es un depósito de planicie aluvial.

Los abanicos se encuentran ubicados en la parte alta de la zona de estudio; fueron depositados por corrientes que actualmente tienen caudales medios de 20 L/s. Cada uno de los depósitos presenta un espesor mínimo de 3 m y un volumen mínimo aproximado de 120000 m³; están conformados por fragmentos de esquistos no meteorizados, poco redondeados, con diámetro hasta de 1 m., sin intercalaciones o cambios composicionales. Con base

en la ausencia de cenizas volcánicas en la superficie (**Toro & Hermelin**, 1990) y en el poco grado de alteración de los fragmentos que conforman los depósitos, se les atribuye a estos depósitos una edad holocena.

El depósito de planicie aluvial pertenece al río Medellín; se encuentra ubicado en la parte baja de la zona de estudio, tiene un espesor máximo de 15 m y se extiende a lo largo de unos 300 m, conformando una pequeña llanura aluvial. Este depósito está compuesto por 3 niveles, dos niveles de materiales gruesos, heterométricos con diámetro hasta de 1 m, redondeados, frescos, de composición variable, ubicados en la base y el techo del depósito y un nivel intermedio de arenas medias y limos sin estructuras, con alto contenido de materia orgánica y en contacto neto con ambos niveles de gruesos.

La presencia del nivel de finos entre las capas de gruesos marca un cambio fuerte en las características de la corriente, durante el cual el proceso de depósito de materiales gruesos, característico de una corriente de montaña, se interrumpe por la ocurrencia de un evento que modificó el comportamiento de la cuenca para dar lugar a una etapa de depósito de materiales finos y una vez finalizado el efecto de dicho evento retoma una dinámica de materiales gruesos que continúa hasta la actualidad; así dicho nivel no está marcando un cambio general de las características de la cuenca o de la corriente, marca un evento de duración relativamente corta que modifica temporalmente las condiciones de las corrientes, las que retoman luego sus características previas.

Para determinar la fecha de formación de dicho nivel se tomaron muestras de materia orgánica en tres sitios diferentes y se dataron por radiocarbono. Las edades obtenidas dan entre 4180 ± 170 y 4750 ± 170 a.A.P., confirmando así la hipótesis de un evento de corta duración.

Como evento generador de este nivel se considera la ocurrencia de un evento convulsivo de movimientos de masa ocurrido en la parte alta de la cuenca, donde los finos representan la fase distal de depósito de material, de manera similar a lo observado por **Hermelin et al.**, (1992) y **Usselman** (2001, comunicación personal) en eventos convulsivos de movimientos de masa en zonas tropicales de montaña.

Por la falta de datos que permitan datar los abanicos de la cuenca alta, no se puede establecer una correlación entre dichos depósitos y el nivel de finos de la parte baja; sin embargo estos abanicos, al igual que el depósito aluvial, son una evidencia clara de la ocurrencia de eventos convulsivos de transporte de material en la cuenca.

Tefrastratigrafía

Con el fin de tener un marco temporal más amplio de la evolución geomorfológica de la zona, se levantó un mapa esquemático de recubrimiento de cenizas volcánicas (Figura 6), mediante interpretación de fotografías aéreas y observaciones de campo respaldadas con sondeos con barreno. En este mapa se observa como las cenizas están ausentes hacia las vertientes nororientales de la cuenca en las cabeceras del río Medellín y en la cuenca de la quebrada La Vieja, mientras que para el resto del área su conservación a lo largo de las cimas de las colinas y en la divisoria de la cuenca es más o menos homogénea, independientemente de la litología.

Con base en la distribución de los minerales densos de las tres secuencias estudiadas, se pudo determinar que los niveles de tefras encontrados en la zona de estudio se correlacionan con las unidades de tefras definidas en el altiplano de Rionegro por **Toro & Hermelin** (1990) con edades entre 0.3 ma y 10.7 ma.

Conclusiones

El conocimiento de los procesos geomorfológicos actuales en los Andes tropicales y su posible influencia pasada en la evolución del paisaje son un tema importante para obtener un marco de referencia para el manejo sostenible de entornos naturales e intervenidos en Colombia.

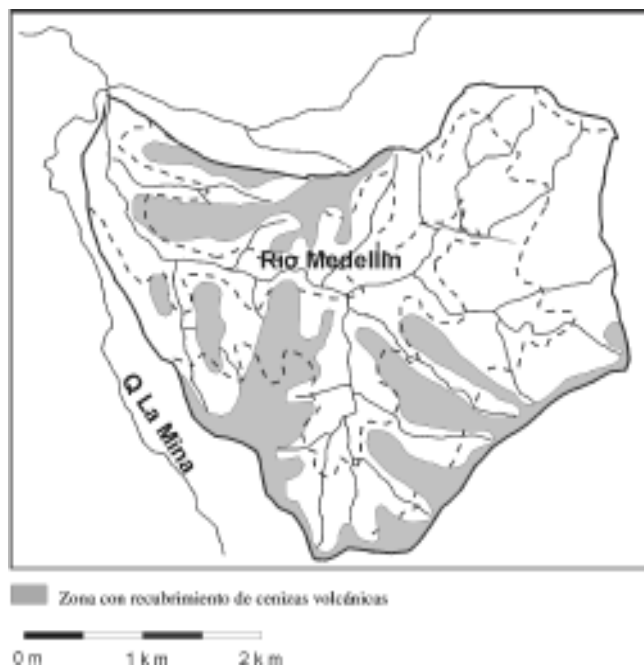


Figura 6. Mapa de recubrimiento de cenizas volcánicas

La cuenca alta del río Medellín presenta dos esquemas de evolución geomorfológica opuestos. Uno dominado por la erosión superficial donde los procesos son lentos y la estabilidad de las geoformas es alta y otro donde dominan los procesos de remoción en masa que dan lugar a altas tasas de denudación.

Las dataciones y correlaciones realizadas con las cenizas volcánicas permitieron determinar que la parte de la cuenca dominada por procesos superficiales ha permanecido estable como mínimo durante 20000 años, mostrando la poca influencia de este tipo de procesos en la evolución del paisaje de la zona.

Los depósitos y cicatrices encontrados muestran como la actividad de movimientos de masa en la zona es un proceso que se presenta de forma recurrente, afectando la evolución de las vertientes y en algunos casos dando lugar a eventos que modifican de forma drástica el comportamiento de la cuenca. Se ha presentado al menos un evento de estas características durante el Holoceno.

El factor de activación de los movimientos de masa parece estar relacionado con aguaceros intensos que remueven rocas fracturadas, poco meteorizadas, con disposición en forma de cuñas que se desprenden fácilmente en zonas con altas pendientes, dejando amplias cicatrices que son recubiertas por la vegetación, dando una impresión falsa de estabilidad de las vertientes.

A una conclusión similar llegaron **Page & James** (1981) para áreas situadas a alturas menores. La presencia de andosoles es un claro indicador de estabilidad con respecto a los movimientos de masa, los cuales se presentan en una zona donde la disposición estructural y las pendientes favorecen su presencia. Se estima que la evolución de las cuencas de la zona se da principalmente por movimientos de masa.

Lo anterior muestra la complejidad de los procesos geomorfológicos en el trópico húmedo de montaña, aun en zonas pequeñas, y muestra que la comprensión de estos procesos sólo puede lograrse por medio de estudios detallados y de observaciones cuidadosas y continuadas.

Agradecimientos

Los autores agradecen la financiación de COLCIENCIAS y de la Universidad EAFIT, así como el apoyo logístico del Instituto Mi Río. Pierre Usselmann aportó valiosas ideas durante los recorridos de campo. Roberto Hernández, director del Centro de Laboratorios de la Universidad EAFIT, prestó apoyo irrestricto en la construc-

ción de equipos y en los ensayos de laboratorio. Las dataciones de radiocarbono fueron realizadas en los laboratorios Geochron (EE.UU) y se identifican con los números de muestra GX- 27522, GX – 27523 y GX – 27524. El proyecto se realizó como trabajo de grado de Maestría en Ciencias de la Tierra, del primer autor de este trabajo.

Referencias

- Aguilar, M.E. & Loaiza, J.C.**, 2001. Monitoreo de los procesos geomorfológicos y estudio del balance hidrológico y geoquímico en el área de la reserva ecológica del Alto de San Miguel, Municipio de Caldas, Departamento de Antioquia, Informe edafológico. 28 p.
- Balbín, O.L.**, (en preparación). Balance hidrológico de la reserva ecológica del Alto de San Miguel. Universidad EAFIT, Medellín.
- Barrero, D., Álvarez, A. & Kassem, T.**, 1969. Actividad ígnea y tectónica en la Cordillera Central durante el Meso-Cenozoico. *Boletín Geológico*, v.17 (1-3), p. 145-172.
- Bonnel, M. & Guilmore, D.A.**, 1978. The development of overland flow in a tropical forest catchment. *Journal of Hydrology* v. **39**, p. 365-382.
- Botero G.**, 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales Facultad de Minas*, No **57**, Medellín, 101 p.
- Brown, E. T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G. M. & Yiou, F.**, 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. **29**, p. 193-202.
- Cadavid, M.F.**, 2001. Análisis de los fenómenos asociados al aguacero del 29 de mayo de 2000 en los municipios de La Estrella y Sabaneta. Proyecto de Grado de Geología, Universidad EAFIT, Medellín, 94 p.
- de Greiff, P.**, 2002. Procesos Morfológicos de El Alto de San Miguel. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad EAFIT, Medellín, 140 p.
- Dietrich, W.E. y Dunne, W.**, 1993. The channel head. En *Channel network hydrology*, Beven, K & Kirkby, M. J, Editors, Wiley, Chichester, p. 175-220.
- Dunne, W.**, 1978. Field studies of hillslope flow processes. En: *Hillslope Hydrology*, Kirkby, M. J. Editor, John Wiley and Sons, Chichester, p.227-293.
- Espinal, L.S.**, 1977. Zonas de vida o formaciones vegetales de Colombia: memoria explicativa sobre el mapa ecológico. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá, p. 6-19.
- Gerlach, T.**, 1967. Hillslope troughs for measuring sediment movement. *Revue de Géomorphologie Dynamique, Special Edition to the International Hydrological Decade*, v.4, p 173.
- González, H.**, 1980. Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). *Boletín de Geología, INGEOMINAS*, v. **23**, Bogotá, 174 p.

- Hermelin, M.**, 1993. Stone lines in Antioquia (Colombia). Quaternary of South American and Antarctic Peninsula, v. 8. Rotterdam, p.137-156.
- Hermelin, M., Mejía, O. & 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.
- IDEAM**, 2000. Registros pluviométricos estación La Salada, 1983 – 2000.
- Keifer, D.K.**, 1984. Landslides caused by earthquakes. GSA Bulletin, v. 95, p 406 –421.
- Larsen, M. C. & Torres Sánchez, A.**, 1996. Geographic relations of landslide distribution and assessment of landslide hazards in the Blanco, Cibuco and Coamo basins, Puerto Rico. USGS, Water-Resources Investigations Report 95-4029, San Juan, 56 p.
- Larsen, M. C. & Torres Sánchez, A.**, 1998. The frequency and distribution of recent landslides in three montane tropical regions of Puerto Rico. Geomorphology, v. 24, p. 309-331.
- Larsen, M.C., Torres-Sánchez, A, J. & Concepción, I.M.**, 1999. Slopewash surface runoff and fine litter transport in forest and landslide scars in humid-tropical steeplands, Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. Earth Surface Landforms and Processes, v. 24, p. 481- 502.
- Morgan, R.C.P.**, 1978. Field studies of rainsplash erosion. Earth Surface Processes, v. 3, p.298- 299.
- Nortcliff, S. & Thornes, J.B.**, 1978. Water and cation movement in a tropical rain forest environment. Acta Amazonica, v. 8, p. 245-258.
- Osorio, J.C.**, 2002. Balance geoquímico para la cuenca alta del río Medellín, en el área de la Reserva Ecológica del Alto de San Miguel, Cordillera Central, Antioquia. Tesis de Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad EAFIT, Medellín, 124 p.
- Page, W & James, M.E.**, 1981. The antiquity of the erosion surfaces and late Cenozoic deposits near Medellín, Colombia; implications to tectonics and erosion rates. Revista CIAF, Bogotá, v. 6, p.373-390.
- Pain, C.F. & Bowler, J.M.**, 1973. Denudation following the November 1970 earthquake at Madanf, Papua New Guinea. Zeitschrift fuer Geomorphologie, Supplement Band, No 18, p. 92-104.
- Piedrahita, I.**, 1996. Estudio preliminar de amenazas por eventos torrenciales en la vertiente occidental del río San Juan, Suroeste antioqueño. Proyecto de grado Universidad EAFIT, Medellín, 127 p.
- Raungpanit, T.**, 1985. Percent crown cover related to water and soil losses in mountain forest in Thailand. En Soil Erosion and Conservation, El-Swaify, S.A., Mooldenhauer, W.C. y Lo, A., Editors, Soil Society of America, Ankeny, p. 128-138.
- Reading, A.J., Thompson, R. D. & Millington, A. C.**, 1995. Humid tropical environments. Blackwell, Oxford, p. 186 – 265.
- Restrepo, J.J., & Toussaint, J.F.**, 1984. Unidades litológicas de los alrededores de Medellín. Memorias I Conferencia sobre riesgos geológicos del Valle de Aburrá, Sociedad Colombiana de Geología, Medellín, p. 1 - 26.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F., González, H., Cordani, U., Kawashita, K., Linares, E. & Parica, C.**, 1991. Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano. En Memorias sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico, Manizales, Tomo 1, p. 1-21.
- Ruxton, B.P.**,1967. Slopewash under mature primary rainforest in northern Papua. In Landform studies in Australia and New Guinea, Jennings, N. J. & Mabruitt, J.A., Editors, Australian National University Press, Canberra, p. 85-94.
- Ruxton, B.P. & McDougall, I.**, 1967. Denudation rates in northeast Papua from Potassium-Argon dating of lavas. American Journal of Science, v. 265, p. 545- 561.
- Schwabe, E.**, 1996. Datación por trazas de fisión y correlación de secuencias vulcano-sedimentarias de Amalfi y La Unión (Antioquia). Proyecto de grado, Universidad EAFIT, 108 p.
- Simonett, D.S.**, 1967. Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea, Statistical Analysis. in Landform studies from Australia and New Guinea Jennings, N. J. y Mabruitt, J.A., Editores, Australian National University Press, Canberra, p. 68- 84.
- Styczen, M.E. & Morgan, R.P.C.**, 1995. Engineering Properties of Vegetation. in Slope Stabilization and Erosion Control: A Bioengineering Approach. Morgan, R.P.C y Rickson, R.J. editores, E and FN Spon, London, p. 5 - 58.
- Terlien, M.T.J.**, 1996. Modelling spatial and temporal variations in rainfall-triggered landslides. ITC Publication 34, Enschede, 254 p.
- Thomas, M.F.**, 1994. Geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes. John Wiley and Sons, West Sussex, p 165 -189.
- Tobón, C.**, 1999. Monitoring and modeling hydrological fluxes in support of nutrient cycling studies in the Amazonian rainforest ecosystems. Ph.D., thesis, Universty of Amsterdam, Amsterdam, p.1-48.
- Toro, G.E. & Hermelin, M.**, 1990. Stratigraphy of volcanic ashes from Southern Antioquia, Colombia: Possible climatic implications. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, v. 8, p.201- 217.
- Vis, M.**, 1995. Processes and patterns of erosion in natural and disturbed Andean forest ecosystems. En Estudios en Ecosistemas Tropoandinos, v. 4 Van der Hammen, T. y Dos Santos, A., Editores, Berlín, p. 16-182.
- Wiersum, K.F.**, 1985. Effects of various layers on *Accacia euriculiformis* forest plantation on surface erosion in Java Indonesia. in Soil erosion and Conservation. El-Swaify, S.A., Moldenhauer, W.C. y Lo. A., Editors. Soil Conservation Society of America, Ankeny, p. 79 - 89.
- Wohl, E.**, 2000. Mountain rivers. American Geophysical Union, Water Resources Monograph No 14, Washington, DC, 320 p.

Recibido el 29 de junio de 2004

Aceptado para su publicación el 14 de octubre de 2004