

L'ÉVOLUTION DES VERSANTS*

LA EVOLUCIÓN DE LAS VERTIENTES

Jean Tricart (Mise au point. L'évolution des versants.

Publicado en: L'Information géographique. Année 1957/21-2/pp108-116.)

dario_villamizar@hotmail.com

Articulo traducido por Dario Villamizar Torres. Maîtrise technique en Geografía Física. Geomorfología, Dinámica fluvial, Hidrología y Climatología

Tricart. J. 1957 (2018): *La Evolución De Las Vertientes*.- GEOLOGIA COLOMBIANA, Vol. 41. Bogotá, Colombia. pp. 76-87

Manuscrito recibido: 8 de abril de 2018; aceptado: 10 de octubre de 2018

El estudio del modelado de vertientes conoce actualmente un gran interés. Es el centro mismo de las preocupaciones de los geomorfólogos como lo fue, entre las dos guerras, la investigación de los aplanamientos. Y esto está enteramente justificado: las vertientes no constituyen el elemento dominante del relieve de la mayor parte de las regiones del mundo y por lo tanto tampoco es la forma del relieve más importante para el hombre. Su importancia agrícola, los trabajos de ingeniería civil, la construcción de las grandes represas, la implantación de construcciones de toda naturaleza, se han interesado por la evolución de vertientes, que determinan, sea directamente, sea indirectamente su influencia en la actividad geomorfológica, sobre los cursos de agua por ejemplo.

Es un problema complejo acerca del cual, el artículo de H. Baulig (1941) da una idea. Problema cuyo estudio beneficia actualmente los esfuerzos de un gran número de geomorfólogos de talento, especialmente de aquellos que colaboran en las Comisiones de la Unión Geográfica Internacional (Comisión de estudio de vertientes de Geomorfología periglacial del Karst de aplanamientos alrededor del Atlántico) y cuyos datos están en proceso de renovarse. Es esto lo que nos ha incitado a intentar una exposición sintética al respecto, destinada a ayudar a nuestros colegas de enseñanza secundaria, acompañada solo de un mínimo de indicaciones bibliográficas y

presentada bajo una visión voluntariamente sintética, eliminando el análisis de buen número de trabajos cuyo interés no se pierde acá, pero cuya discusión nos llevaría mucho más lejos. Esta puntuación procede de una escogencia e insiste deliberadamente en las ideas nuevas que nos parecen las más prometedoras.

La reaproximación de las diversas concepciones nuevas relativas a las vertientes, permite esbozar una teoría de su génesis.

I. LA NOCIÓN DEL BALANCE MORFOGENÉTICO DE VERTIENTES**.

Esta noción es debida al polaco A. Jahn (1954) y amerita ser retenida y generalizada.

- A. Jahn hace observar que las fuerzas morfogenéticas que intervienen sobre una vertiente se reducen a dos componentes solamente.
 - Una componente perpendicular a la superficie del suelo que corresponde a todos los procesos de meteorización de la roca y de la pedogénesis (1). En las rocas coherentes se manifiesta por la fragmentación mecánica que libera materiales sueltos movilizables por los procesos de transporte. En todas las rocas tanto sueltas (2)

* Título original en francés: Mise au point. L'évolution des versants. Autor: Jean Tricart. Publicado en: L'Information géographique. Année 1957/21-2/pp108-116. Traductor: Darío Villamizar Torres.

** En el resumen en francés de su artículo A. Jahn se emplea la expresión “balance de denudación” que no se adoptará acá y que reemplazaremos por la de bilan morfogenético por las siguientes razones a. El empleo de la palabra Balance es un anglicismo. B. La palabra denudación de uso corriente en los autores polacos y rusos para designar la ablación de los interfluvios, tiene un sentido sensiblemente diferente en francés; además es necesario tener en cuenta, la presencia de fenómenos de acumulación en ciertas partes de las vertientes.

como coherentes, incluye igualmente los procesos químicos y bioquímicos: disolución y corrosión, penetración de las raíces de las plantas. Esta componente perpendicular a la superficie del suelo tiende a desarrollar un manto de alteración sobre las rocas, que se compone, cuando ella está completada, de la formación de alteración en la base (3) y de suelo, en el sentido pedológico, en su cima. Entre más intensos sean los procesos que se agrupan en esta componente vertical y por más tiempo ocurran, más espesa será tal manto película y más tendiente a tomar características diferentes de aquellos de la roca madre (arcillas lateríticas y granito, arcilla silícea y tiza, por ejemplo).

- Otra componente paralela a la superficie del suelo que desplaza los materiales superficiales bajo el efecto de la gravedad. Ella engloba o abarca procesos muy variados: derrubios gravitacionales, deslizamiento de terrenos, escurrimiento superficial, solifluxión, reptación, etc. Estos procesos afectan una capa más o menos espesa de formaciones, sueltas exclusivamente. El escurrimiento superficial solo afecta la superficie misma del suelo en tanto que los deslizamientos pueden poner en marcha espesores de terrenos de varias decenas de metros. Esta componente paralela a la superficie del suelo, por el hecho de que solo afecta formaciones sueltas (inconsolidadas), se alimenta de los productos de alteración suministrados por la componente perpendicular a la superficie del suelo, todas las veces que la roca *in situ* sea de características cohesivas.

Hay entonces interdependencia entre las dos componentes perpendicular y paralela, de modo que la evolución de pendientes dependerá de la relación existente entre sus respectivas órdenes de magnitud, siendo esta la relación la que se constituye en la noción del balance morfogenético de vertientes.

Si la componente perpendicular es mayor que la componente paralela, todo el material de alteración que se forme no será evacuado y una parte tanto más grande cuanto más grande es dicha diferencia, permanecerá allí. Las formaciones de alteración se espesarán progresivamente y los suelos se desarrollarán en buenas condiciones. Con el tiempo, se reafirmarán cada vez más sus propias características, aproximándose a la de los horizontes pedológicos típicos.

Si la componente paralela es al contrario más grande, hay ablación de las formaciones de alteración, que será tanto más rápida cuanto menor es la velocidad de formación, situación paradójica que no puede perdurar y que no puede producirse efectivamente sino

sí previamente se han tenido condiciones inversas, es decir, contarse con un stock del manto de alteración. Una vez dicho stock sea agotado, son a considerar dos casos: o bien la roca es coherente siendo el caso en el que la roca quedará desnuda y la ablación se detendrá, puesto que esta está determinada por la velocidad de desagregación (4), o bien, se trata de materiales sueltos, caso en el cual la ablación podrá proseguirse sin grandes cambios, entallándose cada vez más profundamente en la respectiva vertiente, con lo cual, ningún suelo tendrá el tiempo de formarse, como es el caso de los carcavamientos generalizados (bad lans).

En fin, hay los casos de un cierto equilibrio entre la componente paralela y la componente perpendicular. Esto supone que dichas componentes sean aproximadamente iguales. Esto puede corresponder a situaciones variadas.

- Si ya existe un suelo cuando esta aproximada igualdad es una realidad, el suelo se conservará pero sin poder evolucionar. En efecto, mientras que él aumenta por la base a despensas de la roca *in situ*, él también es atacado por encima por los procesos de ablación. Así se explica la presencia de muchos suelos poco profundos y poco evolucionados, a veces clasificados como esqueléticos observables en terrenos pendientes.
- Si no existe suelo, este no puede formarse y esta situación puede perpetuarse aún en los casos en los que la ablación sea débil. Solo se requiere que la fragmentación de la roca en sí misma sea débil. La ablación retira entonces los productos de la fragmentación a medida que esta se realiza y es la velocidad de fragmentación la que determina la velocidad de la evolución de la respectiva vertiente.

El balance morfogenético de las vertientes está regido entonces por los siguientes factores:

VALOR DE LA PENDIENTE. A mayor pendiente, más intensa es la componente paralela a dicha pendiente, en tanto que la componente perpendicular es débil. Bajo un mismo clima en las mismas rocas, una fracción mucho más alta de las precipitaciones escurre superficialmente tanto más rápidamente cuanto más empinada es dicha vertiente, escurrimiento que se ejerce en detrimento de la fracción infiltrable. Ese escurrimiento, que puede llegar a ser muy intenso, puede transportar más partículas de las que se generan, en tanto que esa menor infiltración que allí se presente, conduce a una alteración atenuada. Esto es lo que explica que en las regiones templadas del planeta (5), por ejemplo, a mayor pendiente de los suelos, estos sean más delgados. A partir de un cierto valor de la pendiente, ellos desaparecerán por completo, dando lugar a ambientes rocosos.

NATURALEZA O TIPO DE ROCAS. Las rocas coherentes exigen una intervención de la componente perpendicular antes de la puesta en marcha de la componente paralela: antes de que los materiales sueltos (derrubios) puedan ser tomados en carga, es necesario que ya se hayan formado o existan dichos derrubios o materiales disponibles. En la medida que exista un remanente del manto de alteración heredado de condiciones anteriores diferentes (otro clima, otras formaciones vegetales), es la velocidad de fragmentación la que determina la velocidad de ablación. En el caso de las rocas sueltas y en las formaciones de alteración, la naturaleza litológica y propiedades mecánicas, esencialmente (principalmente) la granulometría, determinan la infiltración de las aguas lluvias (que determinan la meteorización y la pedogénesis) y los movimientos de partículas hacia la base de la vertiente. Las arcilla solifluyen, las arenas no solifluyen. Las propiedades litológicas superficiales determinan, en el marco del clima, la intervención de los procesos de ablación.

EL CLIMA. Este interviene sea directamente, sea combinado con la vegetación, influenciando tanto la componente perpendicular como la paralela. Por ejemplo, en los climas húmedos tropicales, bajo el bosque denso, la componente perpendicular es muy grande, ante la fuerte y rápida alteración. En contraste, el bosque entraña el proceso de ablación y disminuye la componente paralela. Así se explican los grandes espesores de los suelos y de las formaciones de alteración que se encuentran bajo los bosques pluviales, que alcanzan las decenas de metros. Inversamente, en las zonas áridas, los aguaceros escurren superficialmente casi totalmente sobre los terrenos rocosos; la alteración es baja o muy poca y se limita a una fragmentación mecánica poco activa en los terrenos donde falta el accionar del hielo. El suministro de materiales es inferior al que podrían evacuar los procesos de transporte, de modo que la roca se muestra lavada, permaneciendo desnuda.

Pero la noción de balance morfogenético de vertientes ha de aproximarse a otras nociones que aparecen, cuando se quieran analizar los factores que lo determinan, como son las nociones de umbral y de frecuencia.

II. LAS NOCIONES DE UMBRAL Y DE FRECUENCIA.

Estas nociones han aparecido simultáneamente en los trabajos del americano Strahler y de nuestras propias investigaciones. Ellas han sido puestas en evidencia mediante estudios estadísticos de las vertientes y por experiencias de laboratorio.

a. La noción de umbral.

En condiciones dadas de litología, clima y vegetación, cada proceso de ablación y de transporte (6) solo puede

afectar las vertientes que poseen una pendiente mínima. Es esta pendiente mínima la que constituye el umbral o límite del proceso en cuestión.

Tomemos el caso de los derrubios gravitacionales. Para que los bloques que se desprenden de un afloramiento rocoso resbalen con facilidad sobre la respectiva vertiente, es preciso que esta presente una pendiente mínima. Se puede imaginar este proceso interviniendo, por ejemplo en una pendiente de 15 o 20 grados solamente. Fragmentos angulosos como los que se desprenden naturalmente de la roca firme (roca *in situ*) vertidos por el platón de una volqueta permanecerán amontonados establemente en pendientes de una treintena de grados. Ahora bien, es bien evidente que todo fragmento, ya en movimiento dotado de una cierta energía cinética, puede continuar su curso sobre una pendiente más baja que aquella que necesita para ponerse en movimiento. Es suficiente recordar la teoría del plano inclinado que se enseña en Física a nuestros alumnos para comprenderlo.

Es así como el proceso simple y elemental de los derrubios gravitacionales permite esclarecer la existencia de dos umbrales (o valores límites):

- Un umbral de desencadenamiento del proceso de desprendimiento.
- Un umbral de parada o detención de la masa removida.

El umbral de desencadenamiento es necesariamente más alto que el umbral de parada, del hecho de intervención de la energía cinética.

Por ejemplo, en una pared rocosa para que los fragmentos desprendidos se pongan en marcha bajo el solo efecto de la gravedad, es necesario que la pendiente sea superior a los 45 grados aproximadamente. Pero una vez que los bloques se han puesto en marcha, estos continúan resbalándose en pendientes de 32 - 36 grados. Los más grandes, que se benefician de más cantidad de energía cinética, continuarán su marcha en pendientes aún más bajas yendo más lejos que los otros de menores tamaños, deteniéndose en la parte más inferior del talud de derrubios donde ellos constituyen el frente que se forma paulatinamente en el pie de la respectiva vertiente (7). Ellos dan lugar a una curvatura cóncava, tanto mejor desarrollada cuanto más variada es la dimensión de los fragmentos rocosos.

La existencia de umbrales parecidos es general. Es un concepto suficientemente importante para que se le sea cuidadosamente tenido en cuenta por los ingenieros que se ocupan de la mecánica de suelos y que deben determinar la pendiente que debe darse a las paredes de

las zanjas y flancos de los rellenos, en función de este criterio (noción de estabilidad de las obras).

Estos umbrales varían en función de los procesos, de la litología y del clima, cuyas influencias, desde el punto de vista de la naturaleza, se combinan entre sí.

- Los procesos en función de su propia dinámica, en condiciones litológicas y climáticas dadas, tienen su doble umbral propio. Así, mientras que la gravedad pura como tal solo puede afectar pendientes mayores de 40 - 45 grados, la solifluxión desplaza los fragmentos alojados en el seno de una matriz terrosa o lodososa, hasta en pendientes de solo 4- 5 grados, a veces menores (2 grados) como en el cuaternario en condiciones periglaciares, como lo fue en el caso de la tiza Champenoise (Francia). En una vertiente, los carcavamientos que marcan la intervención del escurrimiento superficial concentrado no se ramifican infinitamente como lo hace remarcar desde 1940 H. Baulig. Ellas aparecen en un punto bien determinado correspondiente a las condiciones del lugar, donde, en función de la naturaleza (composición del suelo y la vegetación, de la intensidad habitual de las lluvias y del valor de la pendiente, el escurrimiento difuso proveniente de las partes altas de la vertiente alcanzan un cierto caudal mínimo que le permite vencer los obstáculos y de iniciar a través del tapete vegetal, un entalle.
- La litología interviene esencialmente por las características mecánicas que ella imprime a las formaciones de alteración bajo un clima dado y en condiciones topográficas dadas. Por ejemplo, la solifluxión periglaciar está determinada ante todo por la proporción de elementos inferiores a 50 micrones que juegan el papel de lubricantes en su lento desplazamiento en estado pastoso. En la cuenca de París, los estudios de J. Tricart (1956) han demostrado que allí las diversas calizas suministran, en condiciones análogas, proporciones (cantidades) muy variadas de estos elementos finos. Según sus proporciones (cantidades), la solifluxión periglaciar ha podido intervenir por encima de umbrales muy diferentes: 2 grados en el caso de la Tiza blanca de Champaña, de 4 – 5 grados para la Muschelkak de La Lorena y de 8 – 10 grados para la tiza Portlandiana del Barrois (8).
- El clima hace que un mismo proceso, en las mismas rocas, funcione por encima de umbrales diferentes en condiciones de climas diferentes. Un excelente ejemplo es el del fenómeno

de solifluxión bajo la forma de coladas y de montículos, como los observados en las arcillas de Keuper cerca de Gotinga (Alemania). Durante los períodos fríos cuaternarios, especialmente en el Wurn, bajo condiciones periglaciares, las coladas afectaron todas las partes de las vertientes que presentaban una pendiente superior a los 6 grados aproximadamente. Actualmente ellas continuaron funcionando pero solamente cuando la pendiente sobrepasa los 12 - 13 grados. Es que el bosque viene contribuyendo a retener el suelo y habría que tener en cuenta que las alternancias hielo - deshielo de los períodos fríos cuaternarios le daban a esas arcillas una consistencia más fluida que aquella que resulta actualmente de la infiltración de las aguas lluvias. El coeficiente de rozamiento interno de estas coladas de solifluxión periglaciar era menor, de modo que ocurrió el descenso del umbral que permite su desplazamiento superficial de este tipo de terrenos (9).

Hay naturalmente interdependencia entre las influencias del clima, la litología y los procesos. Esta interdependencia se refleja especialmente en la noción de frecuencia.

b. Noción de Frecuencia.

La noción de frecuencia resulta de los estudios morfométricos de las vertientes, cualquiera que sea el método de medición empleado (coeficiente de disección de Strahler, de pendientes promedias del mismo autor y de Jean Tricart).

En una región homogénea desde el punto de vista litológico y de la disección, las pendientes promedias de las vertientes se agrupan estrechamente en torno a un cierto valor. Lo mismo ocurre con sus formas. Esta noción de frecuencia permite de poner de presente el juego de los factores que determinan el modelado de vertientes, la intensidad de la disección, la estructura, el clima.

1. LA INTENSIDAD DE LA DISECCION está determinada por la evolución de los talwegs que constituyen el nivel de base del modelado de vertientes. Cuando se reactiva un proceso erosivo a consecuencia de deformaciones tectónicas (10), sea en las regiones litorales luego de un descenso del nivel marino (como aquellos que han tenido lugar en seguida de las glaciaciones cuaternarias), los talwegs se profundizaron. Cuando ellos disponen de una carga sólida suficiente (tal es el caso de las montañas de las regiones templadas del planeta), ellos pueden cortar muy rápidamente incluso las rocas coherentes a la velocidad de

varios centímetros por siglo. Este entallamiento profundo en el relieve tiene doble consecuencia en la evolución de vertientes; de una parte ella aumenta la pendiente promedio de las vertientes y de la otra crea un efecto de caída al vacío en sus pies. Cuando estas modificaciones son suficientes, ellas amenazan la estabilidad de las vertientes. Por ejemplo el entalle postglaciar en los depósitos morrénicos que tapizaban las vertientes provocaron el desencadenamiento de deslizamientos en numerosos valles alpinos (Tricart y Cailleux, 1956). A veces, la influencia de esta retoma erosiva no provoca la ruptura de equilibrio inmediata sino que se retarda. Tal es el caso de los derrumbes. Es así como durante largo tiempo, un río entalla una garganta de paredes subverticales profundizándose cada vez más, en condiciones aparentemente estables. Luego bruscamente las tensiones internas provenientes de la exposición al vacío resultan suficientes en la masa rocosa como para provocar un derrumbe catastrófico de una gran masa de materiales. Todo un paquete montañoso se desprende, creando un represamiento del valle, a veces con formación de un lago que se vacía progresivamente por entalle de una nueva garganta en la masa derrumbada. El ejemplo célebre es el derrumbe postglaciar de Flims en el Rin Superior que alcanzó millones de metros cúbicos, formando un lago de 15 kilómetros de longitud.

El aumento de la intensidad de disección por profundización de los talwegs se hace sentir en la evolución de las vertientes, de dos maneras, que difieren por su frecuencia en el tiempo.

- De una parte, como en los ejemplos precedentes, cuando hay una brusca ruptura de equilibrio de la pendiente de las vertientes que se acentúa progresivamente hasta que ella alcanza un cierto umbral a partir del cual se desencadena un nuevo proceso más eficaz que los precedentes (coladas de barro masivas (11) y rápidas), reemplazando la lenta reptación pelicular, los derrumbes, los derrumbes gravitacionales, etc.
- De otra parte, puede haber sencillamente aceleración de los procesos anteriores, sin modificaciones profundas de los mecanismos actuantes. La forma de las vertientes no cambia; aumenta solamente su pendiente promedio y la ablación se vuelve más rápida. Tal es el caso por ejemplo de la reptación en medio forestal templado en pendientes de 10 grados: ella no se observa directamente no obstante que funciona verdaderamente. En pendientes de 30 - 40 grados ella se vuelve muy rápida, de modo

que se observan árboles curvados en la base de su tronco, los postes volteados o desplazados, etc (12).

Paralelamente a esta diferencia de frecuencia en el tiempo, existen diferencias de frecuencia en el espacio. Hay lugar a distinguir en las vertientes, dos tipos de procesos desde este punto de vista.

- Ciertos procesos, son localizados discontinuamente en el espacio. Generalmente son aquellos que son discontinuos en el tiempo. Por ejemplo, el modelamiento de una vertiente por derrumbes que jamás afectan la totalidad de la superficie de la vertiente, simultáneamente. El derrumbamiento reviste un aspecto local, existiendo sectores o partes de la vertiente que él no los afecta. Las coladas de barro también son localizadas espacialmente. Acá una colada de barro funciona un año, luego se estabiliza esperando que un nuevo umbral le permita su reactivación. Durante este tiempo pueden ponerse en movimiento otras coladas un poco más lejos en la misma vertiente. En los nacimientos de las fuentes de agua, en sus talwegs elementales ocurre lo mismo. Estos procesos funcionan por el hecho de un concurso o participación local de condiciones favorables que se modifican en el transcurso mismo de la evolución. Por ejemplo un nacimiento de aguas que transporte materiales en suspensión y partículas disueltas, y que por este hecho excave una especie de nicho en la vertiente, puede disminuir de caudal y cesar de fluir, de modo que nuevas fuentes de agua aparecerán más abajo.

Al contrario, otros procesos son continuos en tiempo y espacio bajo, la condición que el umbral permita su funcionamiento, alcanzando todo el espacio considerado. Tal es el caso actualmente de la reptación en los suelos espesos con cobertura forestal, en los casos de la solifluxión periglaciar, de los derrubios gravitacionales al pie de una cornisa rocosa y de incisión de los talwegs elementales.

Esta diferenciación de los procesos de modelamiento de vertientes en función de su frecuencia es primordial. Ella determina la facies del modelado de disección.

Las vertientes de modelado por procesos continuos en el tiempo y espacio son vertientes amplias de modelado en anchos paneles (caras) de perfil regular, salvo si los contrastes litológicos son muy claros o nítidos (13). Como ejemplo se puede citar dos tipos climáticamente distintos: las vertientes de solifluxión generalizada periglaciar, con aspecto de planos inclinados, muy poco excavados, tal como se les encuentra en todo el oriente de la cuenca de París y las vertientes convexas de los

salientes del relieve y colinas en seminaranjas debidas a la alteración química de las zonas húmedas tropicales.

Las vertientes de modelado por procesos discontinuos en el tiempo y en el espacio son al contrario vertientes con gibas de modelado irregular, muy cambiante, donde se yuxtaponen formas activas y formas análogas momentáneamente fijas. Tal es el caso por ejemplo de las vertientes en lupas de deslizamiento y las vertientes de coladas de barro.

El caso de la disección por escurrimiento concentrado es un poco diferente, intermedio por ciertas circunstancias. En efecto, se trata de un proceso continuo a la escala del tiempo geológico (aunque discontinuo a escala humana); los torrentes obran por ejemplo solamente en el caso de las grandes crecidas, pero discontinuas en el espacio que se localizan a lo largo de ciertas líneas de flujo, a diferencia del escurrimiento difuso superficial. Esta característica intermedia resulta del hecho de este escurrimiento concentrado en los talwegs elementales, pertenecientes por el hecho de su naturaleza intrínseca a la dinámica a la red hidrográfica respectiva, por lo que debería excluirse del estudio de vertientes. Pero a veces es lo suficientemente desarrollada como cuando falta una cobertura vegetal densa y continua, para afectar las vertientes. Es el caso típico extremo de los carcavamientos generalizados (bad lands). Su red de zanjas y de carcavamiento jerarquizado, es producto de un escurrimiento concentrado, una verdadera red hidrográfica. Pero es también un fenómeno de disección de vertientes. De hecho, el escurrimiento concentrado elemental tiende a subdividir las vertientes, a fraccionarla en interfluvios secundarios. Esto nos lleva de la noción de frecuencia a la noción de densidad. Hay allí un elemento capital de las facies de disección de vertientes que se agrega a otras exactamente, como es este del escurrimiento concentrado elemental, que necesariamente se combina con otros procesos que modelan los intervalos entre los talwegs que el incisa, procesos que son, así mismo, intrínsecamente procesos de modelado de vertientes.

La repartición de estas facies generales de disección de vertientes obedece, a la escala del globo terrestre, al factor morfoclimático.

2. EL FACTOR MORFOCLIMATICO se combina necesariamente con el de naturaleza litológica. Para mayor claridad, los estudiaremos separadamente

El factor morfoclimático interviene en las modalidades de meteorización, de la pedogénesis y por la naturaleza de los procesos de modelado de vertientes. El determina la resistencia relativa de las rocas, es decir de las influencias litológicas. Por ejemplo, una caliza

como la de Muschelkalk, que es muy gelivable (14), no sería mucha más resistente que las arcillas peptizadas como las de Keuper, bajo las condiciones periglaciares cuaternarias de La Lorena. El modelado de disección es sensiblemente el mismo (pendientes promedias de aproximadamente 6 grados en las dos formaciones geológicas). En cambio, en climas semiáridos de escurrimiento intenso, estas rocas análogas presenta un neto contraste de resistencia y tales calizas dan lugar a cornisas encima de tales arcillas. Como lo ha demostrado P. Birot, las calizas son más resistentes que los granitos bajo climas secos de inviernos suaves (en Marruecos, por ejemplo). Estos contrastes son mucho menos nítidos en climas periglaciares o en climas húmedos tropicales. Los gneises generalmente no presentan grandes contrastes de resistencia en climas templados húmedos donde allí dan lugar a un modelado de disección bastante homogéneo. En cambio, en los medios tropicales húmedos o subhúmedos (sabanas), se desarrolla un relieve de erosión diferencial muy contrastado que pone en evidencia diferencias de textura y de metamorfismo que no aparecen ni se les observa en nuestros países de la zona templada del planeta. Los alineamientos de crestas monoclinales, siguiendo la dirección de las capas plegadas son frecuentes alrededor de Río de Janeiro (Brasil); allí aparecen como verdaderos elementos de relieve plegado, en el caso de una serie puramente gneisítica.

La importancia del factor morfoclimático se traduce por la existencia de verdaderas familias climáticas de formas de vertientes, sobre las cuales ha insistido especialmente R. Galon (1954).

En la zona tropical húmeda, la convexidad general del perfil y las altas pendientes promedias (10 - 15 grados mínimo), son las características principales. Ellas alcanzan su más grande desarrollo en formas generalmente poco densas, fuertemente influenciadas por las oscilaciones paleoclimáticas, como son los salientes (mornes), pan de azúcar y los domos rocosos. Su modelado presenta una forma general en domos de flancos más o menos con grandes caídas, pero siempre presentando paredes de roca desnuda, con inclinaciones superiores a los 30 - 40 grados. Es en el pié de la geoforma donde es más pendiente, mientras que en su cima a veces posee suelo, incluso árboles. Ningún derrubio grueso hay en su pie, aparte de los caos de lajas resultantes del deslizamiento de panes rocosos desprendidos por ensanchamiento de alguna diaclasa. El modelado está determinado por la alteración química, en tanto que los procesos mecánicos le son subordinados (reptación, deslizamiento); estos solo afectan los suelos que no guardan relación con domos rocosos. El bosque mantiene una muy baja densidad de talwegs elementales fuera de las regiones montañosas.

La forma general convexa de las vertientes se explica por la intensidad más grande de la alteración química en su base, que está en contacto con el nivel freático estancado de valles y fondos de valle y por una exportación acelerada de partículas y materias disueltas por flujos difusos que establecen contacto con este tipo de capa freática (15).

En la zona tropical seca (sabanas), las formas del relieve son menos nítidamente convexas, tendiendo hacia un perfil general rectilíneo acompañado de numerosos bombeamientos (bosellements) de detalle. En su estado final de evolución dominan las colinas residuales de formas muy inclinadas hacia las extensiones muy planas aunque suavemente inclinadas, drenadas modelando valles muy amplios de fondo plano de escorrentía incierta. Este modelado está bien representado en el norte de Costa de Marfil y el sur de Sudan. En las vertientes los suelos son delgados discontinuamente. La desagregación mecánica es baja. La alteración química está atenuada por la larga estación seca y las temperaturas elevadas del suelo sobrepasan estacionariamente el óptimo biológico (40 grados aproximadamente). La ablación mecánica es más importante que en la zona húmeda tropical: sobre el suelo desecado el violento escurrimiento producto de las primeras lluvias, arranca las partículas finas (limos, arenas) y lava las cabeceras de las rocas menos alterables que sobresalen en el suelo. Sin embargo, este escurrimiento solo se concentra que en las pendientes fuertes (mayores de 20 grados aproximadamente) y suficientemente largas. De lo contrario permanece difuso a consecuencia de obstáculos que le opone la vegetación. El deposita extendidamente los materiales que transporta al pie de las colinas donde contribuye de esta manera a elaborar las superficies planas inclinadas (de 1 grado aproximadamente) que las contornean. Se requieren grandes distancias para que se configure una red hidrográfica de mediocre densidad.

En las regiones semiáridas de rala cobertura vegetal, estas características se acentúan. Es en esta zona morfoclimática que se han definido los inselbergs y los glacis o pedimentos que se les encuentra, como lo acabamos de ver, con características atenuadas en las regiones de sabana. Las colinas están formadas de rocas erizadas, rugosas, descapotadas: la desagregación que es principalmente mecánica, allí es lenta, sobre todo en las regiones donde los inviernos son suaves. Es esta insuficiencia la que frena la evolución del relieve: las aguas de escurrimiento superficial lavan todos los derrubios inferiores a su competencia. En conjunto, las vertientes son rectilíneas. Consideradas en detalle, dichas vertientes son muy irregulares, afectadas de cárcavas que hacen resaltar las menores diferencias litológicas, pues ellas favorecen la desagregación de

las rocas expuestas, que no estén protegidas o cubiertas de algún manto de derrubios. El cincelado o labrado estructural alcanza acá máxima finura. Los derrubios resultantes son extendidos al pie de los relieves en explayamientos donde ellos son retomados por el viento o por otra crecida más importante.

En la zona fría periglaciar, el proceso determinante es la gelivación (14), que tal como lo hemos visto anteriormente, determina el suministro de derrubios y las modalidades de su evacuación. Allí dominan las vertientes modeladas por la solifluxión en napas. Se caracterizan por las formas monótonas muy amplias con disección poco densa. En las pendientes fuertes, son muy desarrollados los derrubios gravitacionales. Donde la gelivación suministra suficientes derrubios finos, estos pasan en espacio y tiempo a la solifluxión en napa. El carcavamiento solo se ejerce en las rocas no aptas para la solifluxión, como en el caso de ciertas arenas (modelado en bad lands).

En la zona templada húmeda, los procesos actuales solo son eficaces en las pendientes fuertes montañosas. Bajo la cobertura forestal natural, las vertientes de pendientes suaves están sometidas sobre todo a la reptación muy lenta y por lo tanto sobre la débil masa de materiales. La solifluxión siempre localizada (lupas, coladas de barro), solo afecta las rocas arcillosas, incluso en el caso de las vertientes de pendientes límites superiores a las aquellas de la zona fría. La alteración química es lenta y débil y el asentamiento por salida de materiales disueltos es poco importante. Estos procesos provocan, sin embargo, la formación de pequeños nichos alrededor de los nacimientos de las fuentes de agua y el debilitamiento de algunas cornisas calcáreas, sobrepuertas dominando margas, tal como ocurre en La Lorena francesa (J. Tricart, 1956).

Pero el modelado de vertientes no se puede apreciar correctamente si no se tienen en cuenta los paleoclimas. Muchas de las formas del relieve son heredadas o no actuales. No pueden considerárseles como fósiles, pues este término implica el sepultado bajo una cobertura de depósitos. Tal es el caso de las vertientes poco inclinadas de la zona templada. Casi todas ellas han afrontado las acciones periglaciares del último período frío, que solo ha cesado en los últimos 8000 años y cuya intensidad morfogenética fue mucho más intensa que la del sistema actual. La mayor parte de su modelado es debida a dichas condiciones paleoclimáticas, no habiendo afrontado sino solo débiles retoques posteriores, casi todos locales (deslizamientos en las margas y arcillas por ejemplo). Este contraste entre los dos sistemas morfogenéticos sucesivos, se traduce por la extrema generalización de perfiles de suelos mostrando formaciones de solifluxión, gravas, piedrecillas o la roca

gelivada, reliquias del último período frío, alteradas superficialmente en suelos que son el testimonio de la estabilidad actual de vertientes y del predominio de los procesos bioquímicos actuales.

Tal es el marco muy complejo, al interior del cual juegan las influencias litológicas.

3. LAS INFLUENCIAS LITOLOGICAS intervienen de varias maneras en la forma del perfil de las vertientes, en sus pendientes promedias y en la velocidad de su retroceso.

- La litología interviene en la forma del perfil de las vertientes, de una manera bien conocida: cornisas de roca dura coronando vertientes cóncavas compuestas de rocas frágiles son casos clásicos. Pero es necesario agregar que la forma como se les describe teóricamente, es una pura petición de principio: la cornisa coronando la pendiente cóncava resulta de la sobreposición de una roca dura sobre rocas blandas. Y nosotros calificamos justamente tales rocas como duras y blandas puesto que las vertientes que ellas forman muestran esta cornisa sobrepuerta sobre una pendiente cóncava. Problema sin embargo fundamental pero que por falta de una suficiente atención a los procesos, no ha sido casi enteramente tenida en cuenta. Nos parece que la noción de roca dura y de roca blanda pueda explicarse en este caso mediante el concepto de umbral. La pendiente más fuerte corresponde a una roca donde los procesos en acción, luego del modelado de la vertiente, no pueden funcionar sino por encima de una pendiente límite más alta. El estudio sistemático de vertientes periglaciares al oriente de la cuenca de París nos ha conducido a esta concepción. Las partes donde las vertientes son más altas o fuertes, corresponden a aquellas donde aflora una roca menos gélive, suministrando menos elementos finos, cuyos derrubios por consecuencia no pueden ser evacuados sino en los casos de una muy alta pendiente. Todo esto habiendo estado controlado por la combinación de observaciones de campo, de investigaciones morfométricas y de ensayos de laboratorio (gelivación artificial para determinar el comportamiento de los tipos de rocas). Se llega a que, en condiciones dadas, las rocas que engendran las pendientes más fuertes no están tan altamente afectadas por el proceso que modela las rocas, como si lo están las de la pendiente subyacente. En ese caso, ella juega un papel pasivo en la evolución de vertientes. Es lo que ocurre actualmente por ejemplo con las calizas del Bajocien en las margas del Lias al este de la cuenca de París. Allí las margas solifluyen en lupas y se deslizan, en tanto que las calizas que cumplen

el papel de rocas duras, solo están afectadas por una disolución extremadamente lenta que tampoco ha afectado apreciablemente los bordes de la meseta. La caliza sigue el movimiento de conjunto de las margas, pero conservando la resistencia proporcionada por su cohesión. Ella es enteramente pasiva. Los deslizamientos de las margas subyacentes crea un efecto de caída hacia el vacío y el manto calizo se desbanca por paquetes, fraccionándose poco a poco. Se comprende desde entonces, el por qué da lugar a un nítido resalto en la cúspide de la vertiente. Lo mismo sucede en el caso del escurrimiento en regiones semiáridas donde las arcillas por ejemplo, están fuertemente desecadas mientras que por encima de ellas, las areniscas o las calizas son igualmente pasivas, desbancándose en bloques cuadráticos cuando ellos quedan en falso. En la zona intertropical, las corazas lateríticas o ferruginosas, que son residuos de alteración resistentes a la erosión química, se derrumban pasivamente por ablandamiento de las formaciones de alteración blandas que se forman bajo ellas, en detrimento de la roca fresca. La superposición de una roca que ejerce papel pasivo sobre rocas de comportamiento activo, da lugar a vertientes con cornisas que serán tanto más marcadas cuanto que la roca de papel pasivo sea más coherente y en más gruesos bancos con diaclasas más ralas, de modo que se requiera un posición en falso para provocar su caída, su fraccionamiento y su ablación (16). En cambio, la superposición de rocas de pendientes límites poco diferentes, frente al mecanismo de modelado de vertientes, dan en general, rupturas de pendiente más suavizadas y cambios de pendiente sin presencia de cornisas nítidas. Tal es el caso de las vertientes periglaciares con solifluxión generalizada.

Por importantes que sean las influencias litológicas, no son sin embargo las únicas que intervienen en la forma del perfil de las vertientes. Hay también las modalidades de funcionamiento de los procesos por sí mismos. La concavidad en el pie de las vertientes no parece deberse como lo afirma H. Baulig (1940), a la intervención del escurrimiento concentrado a partir del escurrimiento difuso en la parte baja de la vertiente. Ella existe en las regiones donde ningún escurrimiento se ejerce, tal como ocurre en las vertientes de solifluxión generalizada periglaciadas. Ella es rara o ausente en ciertas zonas morfoclimáticas. En medios semiáridos está reemplazada por una ruptura de equilibrio, un ángulo verdadero, el knick del pie de los inselbergs. En la zona húmeda tropical ella da lugar a una convexidad.

La concavidad del pie de vertientes resulta del balance morfogenético; ella aparece en los casos donde la evacuación de materiales aportados por las vertientes

es insuficiente o donde se produce una acumulación que puede ser momentánea y local de los derrubios. En este caso, la pendiente de los derrubios es una pendiente de acumulación necesariamente inferior a la pendiente de transporte e incluso más que la pendiente de ablación que actúa en la parte más alta de la vertiente. El ejemplo antes analizado de los taludes de derrubios gravitacionales es demostrativo en tal sentido. Si la masa removida cae en el lecho de un torrente que evacúa el material suministrado, faltará la concavidad.

Las vertientes margosas (17) de la zona templada del globo terrestre, tienen un parte inferior cóncava, porque una importante cantidad de materiales que le caen de la parte alta, llegan hasta allí por solifluxión, acumulándose a falta de una suficiente evacuación. Cuando una corriente de agua socava una vertiente, esta nunca presentará concavidad alguna, cuando todos los materiales que ella transporte sean de tamaño inferior a los de la competencia de dicho río o quebrada. Así mismo, cuando la ablación es más activa al pie de las vertientes que en sus partes medias, el perfil adoptará forma convexa. Es el caso de la ablación química de las regiones húmedas tropicales dando salientes, domos y seminaranjas (18). Es el caso también de numerosas vertientes socavadas por una corriente de agua. La rápida erosión en el pie de una vertiente origina una caída al vacío (hacia el curso de agua), que repercute progresivamente hacia aguas arriba si el medio es homogéneo, lo que se traduce en una evolución de velocidad o rapidez decreciente, adoptando entonces forma convexa.

La convexidad general de las cimas de las vertientes se explica de la misma manera. Ella corresponde a una zona de transición con la puesta en marcha progresiva de materiales sueltos por solicitud a partir de la base de la vertiente. Es por otra parte, lo que explica que la forma de las vertientes cambie cuando su trazado es festoneado. En general, las convexidades en las cimas de las vertientes son más desarrolladas en los topes de los cerros porque los derrubios allí divergen o se desplazan hacia la base, por el hecho de una disposición general en forma de porción de tronco de cono de la parte media de las vertientes. La solicitud por caída al vacío allí es más propensa que en los reentrantes de la vertiente donde al contrario, lo que hay es un derrumbamiento más intenso, gracias al modelado convergente (presencia de nacimientos de aguas, concentración del escurrimiento superficial, formación de coladas de barro locales, etc). La concavidad al pie de las vertientes es más variable por la intervención de dos factores antagonistas; de una parte, la migración divergente de los materiales que tienden a entrabar o a dificultar la acumulación, repartiendo los derrubios sobre una superficie más amplia y de otra parte, un menos buena evacuación a

consecuencia del alejamiento de talwegs y del pie de la vertiente respectiva.

- Las influencias litológicas intervienen también para determinar la pendiente promedio de las vertientes y la velocidad de retroceso. Al respecto, incluso en estos casos, la geomorfología clásica influenciada por las concepciones Davisianas, se apoya mucho en las confusiones. Se admite, generalmente, la equivalencia roca blanda sinónimo de relieve suave de pendientes bajas y rocas duras sinónimo de relieves vigorosos de pendiente fuertes. Ahora bien, al contrario, es necesario distinguir entre el valor de las pendientes y la velocidad de la ablación, pero tomadas en conjunto, el modelado de vertientes se facilita por el grado de inclinación de la pendiente. Sin embargo, la intensidad de los procesos no es la única que interviene: hay también intervención de los tipos de rocas.

Tomemos por ejemplo, particularmente demostrativo, el de las vertientes de areniscas de los Vosgos de la región de Saverna (noreste de Francia). El modelado es esencialmente periglacial y en gran parte ya fijado. Ofrece dos tipos de vertientes:

+ En los valles fuertemente entallados, cercanos a la planicie, al haber afrontado una fuerte retoma de la erosión luego de las deformaciones tectónicas pliocuaternarias, son de vertientes empinadas, de pendientes promedias del orden de los 32 grados. Ellas han sido modeladas por procesos de derrubios gravitacionales, la fragmentación habiendo sido producida por el hielo. Estas areniscas abigarradas, por gelivación suministra piedras, arenas y grandes bloques cuadrangulares. No hay suministro de limos, salvo si en las cimas ocurre alguna gelivación intensa y prolongada; el limo resultaría del estallido de los granos de arena, fenómeno que muy difícilmente pueda presentarse allí y por lo tanto solo suministra mínimas cantidades de materiales de esta clase. De tal suerte, faltan los limos en cantidades suficientes en dichas vertientes, de modo que estas no han podido suavizarse topográficamente por solifluxión. Ellas presentan perfiles rectilíneos regulares con locales taludes abruptos formados en las capas conglomeráticas mejor cimentadas, habiendo jugado simplemente un papel pasivo. Ahora bien, esas pendientes fuertes han retrocedido fuertemente, lo mismo que pequeños valles de fuerte pendiente longitudinal (para evacuar los derrubios abundantes y gruesos); son de fondo plano, de 50 a 100 metros de anchura. Hay allí entonces una combinación entre la ablación intensa cuyo testimonio son los enormes conos arenosos

explayados hacia la planicie con rápido retroceso de las vertientes y el mantenimiento de las fuertes pendientes, impuestas por el hecho de que el mecanismo que permite esta rápida ablación, solo puede funcionar por encima de altas pendientes límites.

- + En los valles altos, aun no afectados luego del último período frío cuaternario y por la actual retoma de erosión, las vertientes han permanecido menos pendientes. Sus pendientes eran inferiores a la pendiente límite durante dicho período frío, permitiendo la puesta en marcha de derrubios gravitacionales provenientes del proceso de gelivación. Este proceso no es funcional actualmente. La ablación es muy débil y la forma general de los valles han conservado su forma en V abierta (pendientes de 10 - 15 grados). El modelado de origen periglaciar se ha limitado a una débil solifluxión, alimentada en su matriz fina por algunos restos de suelos interglaciares, algunos lechos arcillosos y una débil fragmentación limosa de los granos de arena por gelivación.

Sería fácil multiplicar los ejemplos. Limitémonos sin embargo a uno solo, muy diferente, como es el de las arcillas. En la zona templada húmeda, sin cobertura vegetal densa, las arcillas solifluyen. Bajo clima semiárido o cuando el hombre ha destruido artificialmente la cobertura vegetal, ellas se erosionan en bad lands. La ablación en los bad lands es mucho más rápida que aquella que efectúa la solifluxión. Ahora bien, las pendientes en los bad lands son generalmente más fuertes que las vertientes de solifluxión. Cuando bajo la influencia del hombre, como en los Alpes del sur, en los band lands que están ubicados a continuación de las vertientes de solifluxión más o menos estabilizadas, hay un aumento de la pendiente, a consecuencia de la incisión de innumerables zanjas que las profundizan y drenan, en lo que anteriormente fueron vertientes a modo de planos inclinados.

CONCLUSIONES.

Esta exposición muestra cómo evolucionan actualmente nuestras concepciones sobre la evolución de las vertientes, con la renovación de nuestros métodos de investigación y del reemplazo de esquemas teóricos, dadas las facilidades que ofrecen la medición y observación directa de los procesos. Intentemos sacar de todo esto, algunas ideas principales:

- A. El modelado de vertientes resulta de la combinación sintética de una serie de factores: intensidad de la disección, naturaleza litológica, disposición estructural, sistema morfoclimático actual y herencias paleoclimáticas. Esta combinación

sintética es, sin embargo, accesible al análisis y los estudios morfoclimáticos al respecto permiten resaltar el papel de esos componentes.

- B. El muy fuerte determinismo que rige o determina el modelado de vertientes, conduce a identificar las diferentes facies de disección bien individualizadas y características de cada uno por constantes morfogenéticas (forma de las vertientes, pendientes promedias). El clima juega un papel preponderante en estas facies, sobre todo en las regiones no montañosas. La alta inclinación de las vertientes de las regiones montañosas hace que predominen ciertos procesos que dan lugar a la presencia de rasgos comunes a las montañas de las diferentes zonas morfoclimáticas.
- C. El modelado de vertientes por los diversos procesos mecánicos no puede ejercerse, para cada proceso en particular, sino cuando la vertiente sobrepasa un cierto umbral, es decir, una cierta pendiente límite. Esta pendiente límite varía según las zonas morfoclimáticas. Cuando no se alcanza dicha pendiente límite, la vertiente resulta estable con respecto a los procesos a ser considerados.
- D. En el transcurso de su modelado, las vertientes que alcanzan la pendiente límite correspondiente al proceso que las modela, solo puede continuar en su proceso de evolución si este es reemplazado por otro en el que la pendiente límite es menor. Se puede concebir entonces, un suavizado progresivo de las vertientes en su evolución. Por ejemplo, el reemplazo de un modelado de derrubios gravitacionales por el de la solifluxión periglaciar, una vez suavizada la cornisa que suministra los derrubios. Tales casos existen por no son universales. En muchos otros casos, las pendientes permanecen altas a todo lo largo de su evolución, como en las zonas semiáridas, con la formación de inselbergs y la pediplanación. No hay entonces evolución generalizada a nivel del globo terrestre hacia las peniplanicies en el sentido davisiano del término, sino tipos variados de evolución, en los cuales, los sucesivos cambios paleoclimáticos han jugado un papel determinante.
- e. La forma de las vertientes no obedece a un canon válido para la totalidad de la superficie del globo. Ella varía según las zonas morfoclimáticas, respondiendo a diversos principios generales que resultan de la mecánica de suelos para todo aquello que no sea exclusivamente químico. Las cornisas ubicadas sobremontando las vertientes cóncavas, corresponden a capas pasivas. Las sucesiones de rocas teniendo pendientes límites diferentes frente a los mecanismos de modelado, dan lugar a vertientes de perfil gibado. El efecto de vacío creado por una evacuación rápida de materiales

- en el sector inferior de las vertientes, da en rocas homogéneas, una forma convexa.
- f. La velocidad de ablación, tal como se le puede evaluar por la cantidad de derrubios al pie y en la parte baja de las vertientes junto con el valor de la pendiente, son parámetros diferentes a pesar de estar ligados el uno con el otro. Una ablación rápida puede coexistir con el mantenimiento, en el transcurso de la evolución, de pendientes fuertes (en los bad lans específicamente).
 - g. La evolución de vertientes está determinada por su balance morfogénético, o sea, la relación entre la velocidad de alteración de las rocas y la velocidad de evacuación de materiales o derrubios. De este balance dependen las formaciones superficiales y los suelos. Se ve entonces toda la importancia de esta noción para la geografía humana. La destrucción de la vegetación natural, provoca casi siempre, la ralentización de la meteorización y de la alteración y una aceleración de la evacuación mecánica de los materiales sueltos o derrubios. Si el desequilibrio así creado es grande, los suelos y las formaciones de alteración elaborados lentamente durante milenios, serán dilapidados y la ruina aparecerá inevitablemente.

BIBLIOGRAFIA

Cailleux, J et Tricart, J. 1950. Un type de solifluxión, les coulées boueuses. Rev. De Géographie Dinamique. I. p 4 - 46.

Galon R, 1954. Le principaux paysages morphologiques du monde du point de vie des profils synthétiques que les caractérisent. Czasopismo Géogr., XXV. P 26 -37.

Jahn, A. 1954. Balance de denudation de versant. Czasopismo Géogr., XXV. P 26 -37.

U.G.I. (1956). Premier rapport de la Commission pour l'étude des versants. Amsterdam. 155 p.

H. Baulig. 1940. Le profil d'équilibre des versants. Annales de Géographie. Vol 49, 81-97.

Strahler, A,N. 1950. Davis concepts of slope developemet view in the light of recent quantitative investigations. Annal Ass Amer Geog. XL. P 209 – 213.

Strahler, A,N. 1950. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Ameri. Journal Science, CCXLVIII. P 673 -96 y 800- 814.

Tricart, J.1952. Le basin de Paris, étude morphologique, l'évolution au quaternaire. SEDES. París. 253p.

Tricart, J et Cailleux, A. 1955. Introducción a la géomorphologie climatique. CDU. Paris. 228 p. 28 fig.

ANOTACIONES COMPLEMENTARIAS.

Con el propósito de hacer más comprensivo el presente escrito, en particular para quienes no están familiarizados con este temática, a continuación se introducen varias notas aclaratorias de conceptos que aparecen dentro del texto y han sido objeto de enumeración dentro del mismo.

- (1). La noción de pedogénesis corresponde a la de formación de los suelos de importancia agrícola y forestal, con sus horizontes típicos, que se les acostumbra a retirar cuando se construyen obras de ingeniería civil, dadas sus bajas propiedades geomecánicas.
- (2). Acá y como lo conciben varios autores, los depósitos de materiales transportados, son considerados como rocas sueltas.
- (3). Las formaciones de alteración equivaldrían a los suelos residuales de los geotecnistas.
- (4). Acá el autor el autor utiliza el concepto de desagregación como sinónimo de alteración, que serían, cuando se habla de desagregación física o mecánica y de alteración química o bioquímica, que en conjunto conducen a lo que se conoce como meteorización o intemperización.
- (5). En este escrito, las regiones templadas del planeta son las ubicadas en las latitudes medias del globo terrestre, en ambos hemisferios.
- (6). A lo largo de este artículo, el autor enuncia indirectamente los tres elementos de todo proceso erosivo: ablación, transporte y acumulación, aunque para algunos autores, el concepto de erosión equivaldría al de ablación. El concepto de ablación se le utiliza a todo lo largo del presente artículo como parte de esa trilogía.
- (7). Se ha reportado, en relieves de los Estados Unidos, largos recorridos, hasta de 60 - 80 kilómetros de derrubios desprendidos y también de largas distancias en experiencias japonesas. Ocurre lo contrario en los transportes fluviales, donde los elementos más gruesos se depositan en las cabeceras de las barras laterales de los ríos.
- (8). Significa que la pendiente topográfica del relieve, tomada en su valor absoluto, no siempre es una variable fija y determinante en la evaluación de la estabilidad de los suelos.
- (9). Se resalta la importancia de los climas anteriores al actual y el papel del clima en los procesos que determinan el modelado de vertientes.

- (10). En nuestro país habría que tenerse en cuenta el levantamiento tectónico cordillerano que en su máxima expresión se le conoce como paroxismo andino, proceso que continúa más atenuadamente en la actualidad.
- (11). En los medios ingenieriles, a las coladas de barro se les llama coluviones.
- (12). La reptación generalizada también es un proceso activo en algunas regiones de Colombia, como en Vélez, Santander, en terrenos lutíticos que han dado lugar a espesos suelos arcillosos, que tienen este comportamiento inestable de su manto de alteración y que compromete la estabilidad de sus suelos, incluso de los asentamientos humanos allí existentes.
- (13). Los contrastes litológicos, son muy nítidos en las vertientes de rocas sedimentarias, donde es clara su estratificación mostrando mantos de rocas de diferente litología: areniscas, calizas, lutitas, etc.
- (14). Sinónimo de gelifracción, es el tipo de meteorización física mediante el cual, el agua que rellena las grietas de las rocas, al transformarse en hielo cuando se congela, aumenta de volumen (en un 9%), haciendo que actúen como una cuña y termine fracturando las rocas.
- (15). Este tipo de procesos son bien observables en nuestro Magdalena medio en torno a los modelados de colinas bajas separadas por anchos fondos de valle generalmente saturados conocidos comúnmente como bajos. Las materias evacuadas en disolución y suspensión, han determinado la colmatación de estos fondos de valle de características planas.
- (16). Este modelado y este proceso de destrucción del relieve, es típico de los frentes de cuestas.
- (17). Se refiere a vertientes donde afloran margas, rocas sedimentarias de origen mixto, en parte detrítico y en parte químico, formadas por caliza (calcita) y arcillas.
- (18). Llamadas también medias naranjas por algunos autores. Se les observa en el Magdalena Medio en cercanía a Puerto Berrio, tanto en el Departamento de Antioquia como en el de Santander.

EPILOGO.

Tuve la oportunidad de ser alumno del Profesor Tricart en Estrasburgo en el año lectivo 1973 -74 y a pesar de tener como profesión de origen la Ingeniería Forestal cursada en la Universidad Nacional sede Medellín, por el hecho de estar vinculado al INDERENA por esos años trabajado en la cuenca del río Lebrija en el departamento de Santander, viajé a Francia donde cursé y aprobé la Maestría en Geografía Física. En el transcurso de mi vida profesional he dedicado buena parte de mi tiempo a la Geomorfología, inicialmente en Medellín en mis clases en la Universidad Nacional y luego más formalmente en la Universidad Industrial de Santander, primeramente como profesor de cátedra y luego como Consultor, habiéndome tropezado con los relieves montañosos propios de esta parte del país, por lo que al haber encontrado, vía Internet, este artículo sobre la dinámica de vertientes, por la importancia de este dentro del contexto montañoso colombiano y ante comentarios hecho por personas que han lamentado la falta de difusión en lengua española de la abundante e importante literatura geomorfológica en lengua francesa de este insigne geógrafo, fueron las razones más que suficientes para haber efectuado esta traducción aunque con algunos arreglos, con el fin de evitar las planicidades de las traducciones habituales y darle más fuerza expresiva a las afirmaciones de su autor.