

6. MODELO DE SUSCEPTIBILIDAD A MOVIMIENTOS DE MASA EN EL EJE CAFETERO.

En este Capítulo se describe brevemente la metodología adoptada y se presentan las variables físico – naturales utilizadas para el modelamiento de la susceptibilidad. Cada variable (pendientes, humedad y geología) se trata individualmente mediante clasificaciones, para generar mapas que expresan su aporte a la susceptibilidad; a estos mapas se les denomina submodelos.

De manera independiente se generó un inventario georreferenciado de movimientos de masa, el cual se utilizó como modelo de referencia para evaluar, de manera semicuantitativa, la validez de cada submodelo.

Se generaron tres modelos de susceptibilidad así:

- **So (Modelo OSSO, 1995).** Aplicación, a la escala de este trabajo, del modelo propuesto por el OSSO (1995a, b), con las variables pendientes, humedad (derivada de isohietas) y geología.
- **Som (Modelo OSSO Modificado).** Es desarrollado en este trabajo con variaciones en la clasificación de rangos de pendiente y geología y con la generación de un submodelo de humedad a partir de zonas climáticas, las cuales a su vez se obtienen de la combinación de isohietas y pisos térmicos.

- **Sp** (Modelo Propuesto). A diferencia de Som, en el submodelo geológico se incluyen criterios estructurales lineales (fallas) y puntuales (foliación y estratificación). Las estructuras puntuales se regionalizaron según su tendencia en los tipos de unidades litológicas en donde dichas estructuras están cartografiadas, y se trataron en combinación con un submodelo de aspecto (orientación de la inclinación de las laderas).

Cada uno de los modelos fue evaluado, en términos de su capacidad de representar la susceptibilidad a los movimientos de masa, por comparación con la cartografía de referencia (inventario de movimientos de masa).

6.1 CONSIDERACIONES GENERALES.

De acuerdo con la revisión de literatura sobre modelamiento de susceptibilidad a movimientos de masa (Capítulo 3), se adoptó la metodología *heurística* cuya elección estuvo fundamentada en la cantidad y calidad de información disponible y en el conocimiento tanto del fenómeno analizado como de la zona de estudio. Para el análisis de la susceptibilidad a movimientos de masa desde una perspectiva heurística, un territorio se zonifica con base en las apreciaciones y aportes de investigadores con experiencia y conocimiento del tema.

Específicamente se usó la técnica de combinación cualitativa de mapas para lo cual se generaron mapas parámetro, o de variables. Cada mapa parámetro fue dividido en rangos (áreas con similar susceptibilidad) a cada uno de los cuales se le asignó un peso indicativo de su grado de importancia. Los pesos menores corresponden a zonas de menor susceptibilidad, y viceversa.

La selección de escala de representación cartográfica y modelamiento de susceptibilidad estuvo regida por la escala de las fuentes de datos y por la calidad y cantidad de los mismos. La información básica y temática se obtuvo a diferentes escalas: planchas topográficas a escala 1:25 000, geología a escala 1:100 000 e isohietas a partir de series pluviométricas de 12 estaciones, complementadas con

isohietas a escala aproximada 1:300 000 (CVC, 1997). Para el modelamiento se consideró adecuada la escala 1:100 000.

6.2 DEFINICIÓN DE VARIABLES.

La ocurrencia de movimientos de masa está regida por la interacción de diversos factores propios de las laderas y de su entorno, como son las condiciones geomorfológicas, geológico estructurales, climatológicas y biológicas.

Con base en el carácter regional de este estudio, se eligieron las variables de susceptibilidad propuestas por Restrepo y Velásquez (1997). Ellos consideraron que a esta escala las pendientes (factor geomorfológico), el sustrato geológico (factor geológico – estructural) y la precipitación anual (factor climático), son suficientes para explicar la susceptibilidad a los movimientos de masa. En modelamientos de procesos a escalas locales se han usado otras variables como análisis de aguas subterráneas (Van Westen and Terlien, 1995), morfología del talud (González y Millán, 1998; Shuk, 1968, 1990), densidad y orden de drenaje superficial (Oliviera y Aguirre, 1991; González y Millán, 1998). Sin embargo, incluir estas variables en un modelo implica grados de detalle que hacen muy compleja una zonificación a escala regional.

Pendientes. Diversos autores han considerado esta variable como el factor fundamental en el análisis de susceptibilidad a movimientos de masa (p. ej. Restrepo y Velásquez, 1997; Mora y Vahrson, 1994; Van Westen and Terlien, 1995). Por otro lado, algunos autores incluyen también la rugosidad de las laderas como expresión de su grado de erosión y susceptibilidad a los movimientos de masa (p. ej. Mora y Vahrson, 1993, 1994).

Humedad. Considerada como el contenido de agua, implica que mayor humedad aumenta el peso de una ladera, disminuye la cohesión de los materiales y, por lo tanto, su resistencia al corte, lo cual influye en la susceptibilidad a los movimientos de masa.

Geología. Dependiendo de sus características texturales y mineralógicas cada unidad litológica es más o menos susceptible; sin embargo, también el fallamiento, estratificación y foliación afectan la estabilidad dependiendo del grado de fracturamiento que inducen sobre los materiales.

6.3 DEFINICIÓN DEL MODELO.

Para representar la interacción de las diferentes variables seleccionadas (pendientes, humedad y geología), se usó la ecuación propuesta por Mora y Vahrson (1993), usada por el OSSO (1995 a, b), según el siguiente algoritmo:

$$**S = submodelo de pendientes x submodelo de humedad x submodelo de geología.**$$

En donde **S** es la susceptibilidad. Los submodelos de cada variable son los obtenidos a partir de clasificar los valores iniciales de las mismas. El modelo que se obtiene a partir de este algoritmo es reclasificado en rangos de importancia, asignándole a cada rango una valoración desde nula o muy baja hasta muy alta susceptibilidad, para obtener el modelo final.

Cada clasificación se hace con base en criterios expertos, en este caso con el apoyo de otras experiencias documentadas y en el análisis cualitativo de la distribución de los valores de las variables en el espacio.

6.4 LIMITACIONES DEL MODELAMIENTO.

Cada uno de los puntos anteriores implica incertidumbres y limitaciones que se reflejan en el modelo final de susceptibilidad y que deben ser tenidas en cuenta al interpretar los resultados. Estas limitaciones son:

- Una aproximación heurística implica que la valoración de cada variable debe ser

ajustada a las condiciones específicas de cada región.

- En algunos de los submodelos de las variables no están representadas todas las clases de susceptibilidad. Esto se debe, principalmente, al grado de detalle de los datos de entrada; en trabajos posteriores la valoración de las variables puede ser ajustada o mejorada ojalá con el requisito de información más detallada.
- La escala de trabajo escogida (1:100 000), implica un bajo nivel de detalle. En los submodelos, las áreas de cada clase o rango representan tendencias regionales, en las cuales se generalizó y jerarquizó la influencia de cada variable a la ocurrencia de movimientos de masa. A esta escala el modelo final no da cuenta del tipo de movimiento de masa, sus dimensiones o daños esperados.

Otras limitaciones se describen adelante, en el contexto del análisis de cada variable.

6.5 EVALUACIÓN DEL MODELAMIENTO.

Se digitalizaron las curvas de nivel, drenajes y puntos de restitución aerofotogramétrica (vectores) de planchas en papel a escala 1:25 000, a partir de las cuales se generó un modelo de elevación digital, a partir del cual se generó un modelo de sombras (imagen raster), con azimut 280° y altura del sol 45° (3:00 p.m.). Sobre el modelo de sombras se identificaron anomalías en las laderas y valles de los ríos consistentes en geoformas cóncavas, generalmente en forma de incisiones, que se interpretaron como huellas de movimientos de masa.

El modelo de sombras se trabajó en formato digital en pantalla, asociado a un SIG, en áreas de 490 km² (un cuarto del área total de la zona de estudio), excluyendo los bordes y las áreas cubiertas de nubes en la cartografía original. El límite inferior de resolución del modelo de sombras está definido por la base cartográfica, lo que a la escala 1: 25 000 significa una resolución de pixel de 50 x 50 m.

Se obtuvieron tres interpretaciones independientes (las autoras y el director),

expresadas en tres poblaciones de movimientos de masa. Cada población se comparó con las demás resultando que, en general, en un 70 % se trataba de los mismos movimientos de masa identificados por cada participante y, que en el 30 % restante las tres poblaciones se complementaban. De esta manera se obtuvo un *inventario de 3044 huellas de movimientos de masa* distribuidas en la región, como se ilustra en la Figura 18.

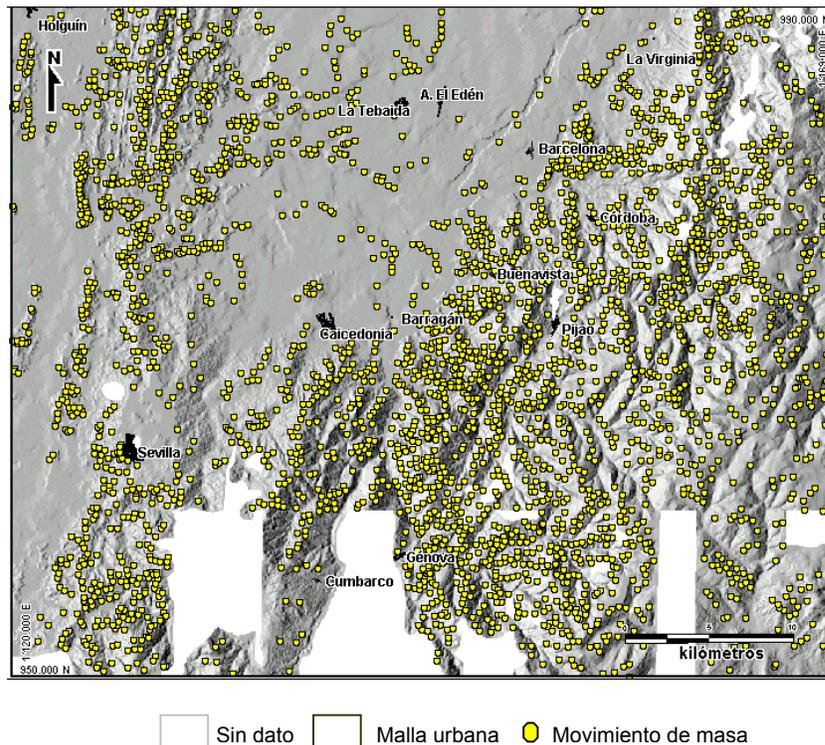


Figura 18. Inventario de movimientos de masa.

El mapa obtenido se constituye en un modelo independiente obtenido por la metodología de inventarios de movimientos o de cartografía directa. Este inventario se comparó, mediante operaciones de cruce de imágenes y conteo de objetos comunes, con los resultados de cada submodelo, obteniendo de esta manera la densidad de ocurrencia por unidad de área con respecto a cada clase de susceptibilidad. Se espera que ocurran más movimientos de masa por unidad de área en zonas calificadas como de mayor susceptibilidad.

Esta comparación está limitada por la calidad (resolución espacial del modelo de sombras) del inventario de las huellas. Sin embargo, tratándose de un modelo regional se consideró que éste es un mapa de referencia (independiente de las variables de modelamiento consideradas), que permite una evaluación semicuantitativa de los submodelos y modelos.

6.6 SUBMODELO DE PENDIENTES.

6.6.1 Base conceptual.

De manera simplificada un movimiento de masa puede ser descrito como el desplazamiento hacia abajo de una masa de material sobre una ladera o talud (plano inclinado desde el punto de vista geométrico).

Choubey and Litoria (1990), desarrollaron un modelo de susceptibilidad en la India, para el cual definieron la rugosidad como una medida de la erosión o desgaste de las vertientes y la pendiente como la inclinación del talud. Mostraron que hay una correlación negativa entre rugosidad y talud: un talud más inclinado se encuentra menos erosionado que uno menos inclinado. Las pendientes de su zona de estudio estuvieron entre los 0 y los 60 grados (0 % a 133 %). Los autores dieron mayores pesos a las mayores pendientes (riscos y escarpes), lo mismo que a las menores (canales de los ríos), por considerarlos más sujetos a procesos erosivos.

Densmore and Hovius (2000), estudiaron cuál podría ser el mecanismo de control de erosión dominante entre sismos y tormentas, a partir de la medición probabilística de la morfología de las colinas de California (USA) y de la distribución del material deslizado. Encontraron que cada evento disparador actúa preferencialmente sobre una porción del talud: las lluvias actúan principalmente sobre las partes más bajas de las laderas y los sismos sobre las crestas (efecto topográfico). Hallaron una alta frecuencia de pendientes naturales superiores a 40 grados (89 %), sin movimientos de masa, en

áreas en las cuales ocurrieron movimientos de masa disparados por ambos mecanismos, lo cual significa que sobre estas pendientes son menos frecuentes los movimientos de masa.

Thomas (1994), reseña diversos estudios en Estados Unidos y en Japón que aportan a la relación entre movimientos de masa y pendientes. En síntesis, para Estados Unidos reporta que taludes menores o iguales a 20 grados (44 %) son aparentemente estables pero no pueden ser considerados 100 % seguros durante eventos extremos; taludes entre 26 y 28 grados (58 % a 62 %) se caracterizan por su gran inestabilidad; entre 38 y 50 grados (84 % a 111 %) son propicios (en Puerto Rico), para eventos de flujos de escombros. En el Japón son comunes en el rango de 35 a 40 grados (78 % a 89 %). En general, en roca madre pueden ocurrir deslizamientos planares en taludes de 40 a 50 grados (89 % a 111 %), mientras que pendientes más escarpadas pueden ser más o menos inestables, dependiendo de la profundidad del saprolito.

No obstante la importancia de estas investigaciones sobre la relación entre movimientos de masa y pendientes, no es apropiado generalizar los resultados para todos los ambientes climáticos.

Mora y Vahrson (1993, 1994) desarrollaron un modelo de amenaza para Costa Rica. Utilizan un concepto simplificado de la rugosidad del relieve que denominan Relieve

Relativo (Rr) o factor del relieve (Sr): $Rr = \frac{\Delta h}{\text{área}}$; donde Δh es la máxima diferencia de

altura en metros por unidad de área. En la reclasificación del factor del relieve consideran que puede ser asignado el peso cero (0) a valores de rugosidad nula, pesos entre uno y cuatro a rugosidades en el rango de 0 a 800 m/km² y peso cinco a rugosidades mayores a 800 m/km². En la evaluación de los movimientos de masa disparados por el terremoto de Limón (el 69 % fueron movimientos de masa del horizonte regolítico y el 20 % desprendimientos y deslizamientos (sic) de masas rocosas), en este caso encontraron que las mayores destrucciones por deslizamientos ocurrieron en áreas con rugosidades superiores a los 970 m/km². Concluyen que en

Costa Rica la ocurrencia de movimientos de masa crece de manera exponencial y en relación directa con la rugosidad del relieve.

Sin embargo, Felicísimo (1999), señala que todavía no hay consenso en la definición y uso del concepto de rugosidad, el cual es trabajado principalmente por investigadores dedicados a modelos digitales del terreno.

Olivera y Aguirre (1991), evaluaron la susceptibilidad a la ocurrencia de eventos modeladores del relieve a partir del análisis de frecuencia de movimientos de masa con respecto a las pendientes, erosión hídrica e inundaciones, utilizando 133 casos ocurridos en el departamento de Cundinamarca, Colombia. A los movimientos de masa tipo deslizamientos, carcavamientos y otros que llamaron movimientos de masa no diferenciados, les asignaron los siguientes niveles de susceptibilidad: Alto a pendientes de 5 a 16 grados (del 12 % al 35 %), Medio a pendientes de 1 a 5 y de 16 a 23 grados (del 35 % al 12 % y del 35 % al 50 %) y Bajo a pendientes de 0 a 5 y mayores a 23 grados (del 0 % al 12 % y mayores al 35 %).

Millán y Vesga (1998) y González y Millán (1998), analizaron una muestra de 422 movimientos de masa (caídas, flujos, hundimientos y reptación), recolectada a partir de archivos de prensa (1921 a 1997); reportan que franjas urbanas subnormales instaladas sobre laderas de pendiente moderada actúan como un importante agente erosivo preparador de inestabilidad. Los autores no especifican cuales son las pendientes moderadas.

Van Westen and Terlien (1996), para determinar la probabilidad de falla y el factor de seguridad promedio de taludes para la ciudad de Manizales, usaron un modelo determinístico unidimensional (modelo de talud infinito) y encontraron que la mayoría de movimientos de masa ocurren en pendientes poco mayores a 25 grados (56 %), con superficies de desgarre a profundidades entre 1 y 10 m.

INGEOMINAS y la Corporación Nasa Kiwe (1994), a raíz del sismo de Páez (Cauca) del 6 de junio de 1994, identificaron gran cantidad de movimientos de masa en pendientes mayores a los 25 grados (56 %) y flujos de escombros a lo largo del río Páez y sus principales afluentes, los cuales afectaron numerosas vías y poblaciones. Observaron que la pendiente del talud es la variable de mayor incidencia en la estabilidad, pues el factor de seguridad se reduce al aumentar el ángulo de inclinación del talud. Sin embargo, en este estudio se encontró que los deslizamientos se generaron principalmente en saprolitos de rocas ígneas intrusivas, en rocas metamórficas y en depósitos recientes con alto ángulo. Los depósitos coluviales sobre laderas no muy pronunciadas sufrieron efectos menores.

Otros eventos de movimientos de masa en la zona andina colombiana que aportan para dilucidar la relación movimientos de masa – pendiente del terreno son:

- Junio 12 de 1954. Media Luna (Medellín, Antioquia). Hondonada entre dos quebradas en pendiente de 13 grados (28 %) (Bustamante, 1990).
- Septiembre 24 de 1987. Villatina (Medellín, Antioquia). Desprendimiento de laderas del Cerro de Pan de Azúcar que descendieron por una pendiente de 29 grados (64 %) (Bustamante, 1990).
- Junio de 1991. Río San Francisco (Marsella, Risaralda). Movimientos de masa, la mayoría en pendientes entre los 9 y los 18 grados (entre el 20 % y el 40 %) (Hermelín et al., 1992).

6.6.2 Desarrollo del submodelo de pendientes.

El mapa de pendientes del terreno es una imagen (Figura 19) que se obtiene aplicando algoritmos de álgebra de imágenes (álgebra matricial y geometría vectorial) a una imagen de alturas (modelo de elevación digital). Como herramienta para generar el mapa de pendientes para este trabajo se utilizó la tarea S.L.P. (Slope of Elevation Data)

del software P.C.I. (Anexo C). En la zona de estudio se encontraron pendientes entre 0 y 67 grados.

Este mapa de pendientes fue clasificado según los rangos expuestos en OSSO (1995a, b), y es usado en el modelo So, y en una nueva clasificación de pendientes propuesta en este estudio, con el cual se genera el submodelo aplicado en los modelos Som y Sp.

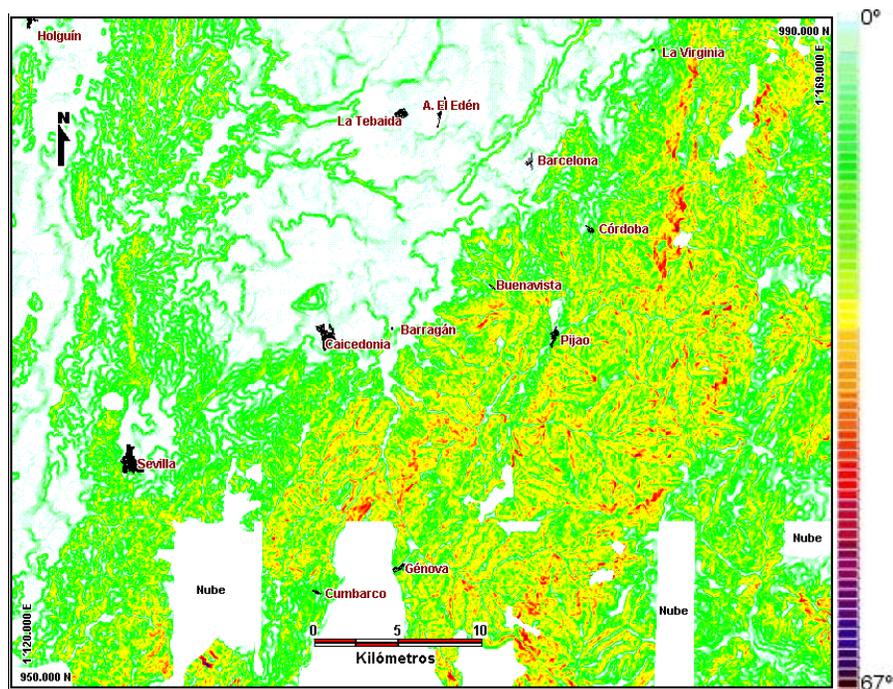


Figura 19. Pendientes del terreno.

En los modelos de susceptibilidad para el Atrato Medio, el Occidente de Colombia y la cuenca del río Nima en el Valle del Cauca (OSSO, 1995a y b; Restrepo y Velásquez, 1997), se considera la siguiente clasificación de pendientes (Tabla 8):

Tabla 8. Clasificación de pendientes (So).

Rango de pendientes		Calificación	Clase
(grados)	(%)		
<1	< 3	0	Nula
1 a 5	3 a 12	1	Baja
5 a 11 y > 16	12 a 25 y > 35	3	Moderada

11 a 16	25 a 35	6	Alta
---------	---------	---	------

(Osso, 1995, a, b)

Se denominaron *pendientes medias* al rango entre 11 y 16 grados (25 % al 35 %), a las cuales se asignaron los mayores valores de susceptibilidad, con base en que, en general, sobre ellas se registran las precipitaciones mayores, los procesos de intemperización de los materiales son bastante acelerados y, de manera también acelerada, las vertientes se encuentran en proceso de deforestación (OSSO, 1995a, b).

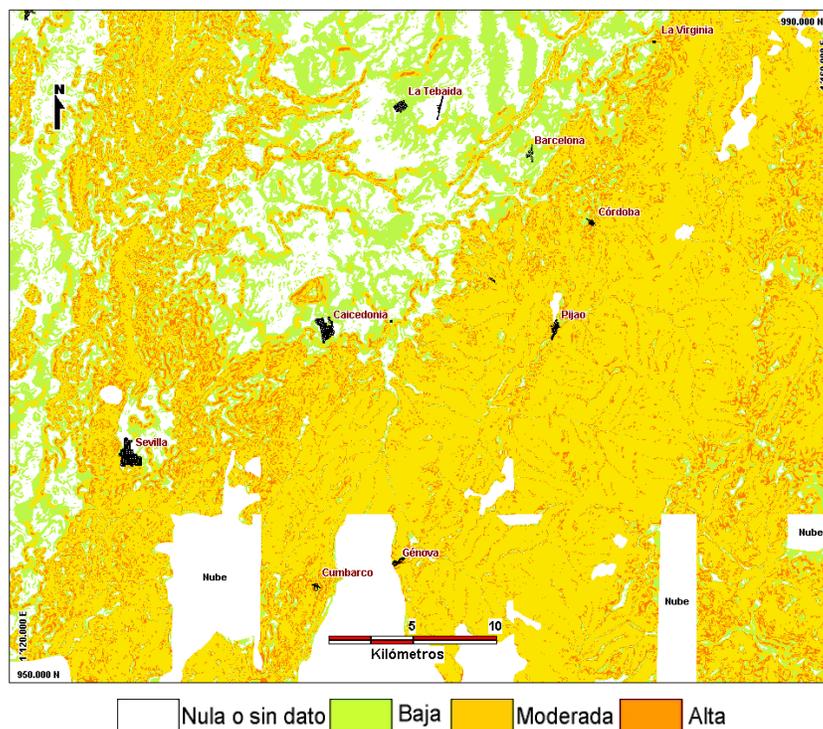


Figura 20. Submodelo de pendientes (So).

Las opciones para la utilización de las pendientes (en términos de rugosidad o de inclinación) derivadas de la revisión de literatura y de casos no son concluyentes. Mientras que sobre el concepto mismo de rugosidad no hay un consenso, los rangos de pendientes utilizados en estudios y reportes de caso en Colombia no son homogéneas. Con seguridad, la inclinación para que una pendiente sea más o menos susceptible a

movimientos de masa, depende, entre otros factores, de las unidades litológicas y del ambiente climático.

No obstante estas apreciaciones, en general los autores coinciden en que pendientes bajas y altas o muy altas son menos susceptibles a los movimientos de masa. Con base en esta consideración para este trabajo se adoptó una clasificación, *a priori* (Tabla 9), con base en los siguientes criterios, generales:

- Las porciones más bajas o menos pendientes son poco susceptibles a movimientos de masa pero son afectadas por los eventos que se originan en porciones más pendientes. El rango de inclinación entre 0 y 3 grados se calificó con el valor cero (susceptibilidad nula) y el rango tres a cinco grados con el valor uno.
- Laderas entre 5 y 15 grados de inclinación conforman relieves suaves poco susceptibles pero afectadas por los eventos que se originan en pendientes más inclinadas. Se asignó a este rango el valor dos.
- Laderas de 15 a 25 grados conforman relieves inclinados muy susceptibles a movimientos de masa en algunas regiones pero poco susceptibles en otras. Ocurre igual en laderas con inclinaciones que sobrepasan los 45 grados. Se les calificó con el valor tres.
- Laderas con inclinaciones entre 25 y 45 grados son muy susceptibles a movimientos de masa en ambientes tropicales. Se calificaron con el valor seis.

Tabla 9. Clasificación de pendientes (Som, Sp).

Pendientes (%)	Pendientes (grados)	Calificación	Clase
0 a 3	0 a 7	0	Nula
3 a 5	7 a 11	1	Muy Baja
5 a 15	11 a 33	2	Baja
15 a 25 y > 45	33 a 56 y > 100	3	Moderada
25 a 45	56 a 100	6	Muy alta

El submodelo de pendientes es un mapa parámetro (Figura 21) que se obtuvo al aplicar

la clasificación de la Tabla 9 sobre el mapa de pendientes del terreno. La precisión y las limitaciones del modelo de pendientes dependen de la cartografía base (Anexo B), y de las inherentes a la metodología utilizada para su clasificación. En efecto, en la clasificación propuesta en este trabajo no se incluyó el rango “Alto”, al cual se hubiera catalogado con peso 4 o 5.

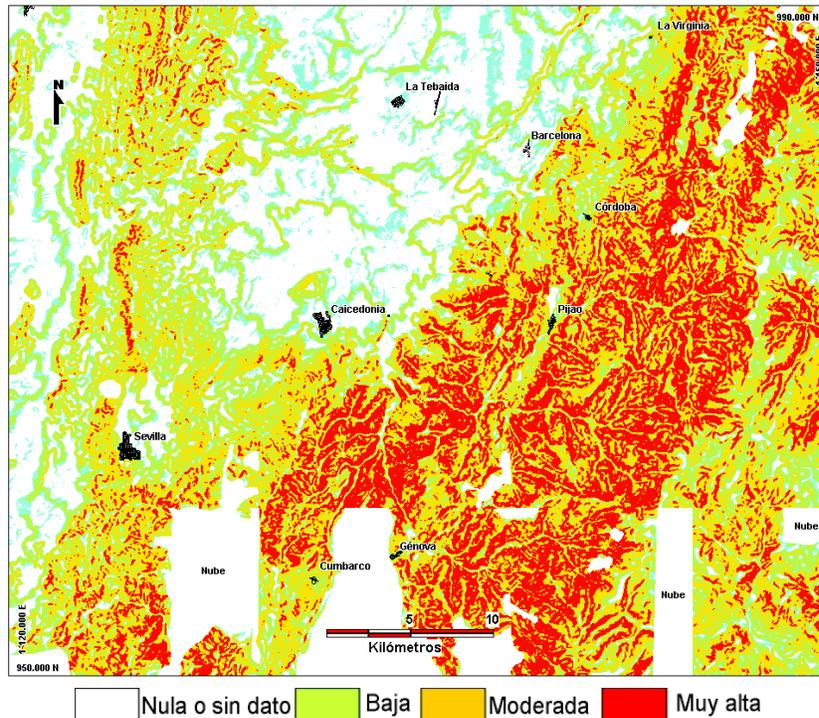


Figura 21. Submodelo de pendientes (Sp y Som).

6.6.3 Evaluación submodelo de pendientes.

La Figura 22 muestra la densidad de huellas de los submodelos de pendientes para So y para Som y Sp. Se observa que el submodelo para So (Figura 20), expresa una menor densidad en la clase Alta con respecto a la inmediatamente anterior, moderada, lo que puede interpretarse como una deficiencia en la clasificación de las pendientes en los valores de mayor susceptibilidad. El submodelo para Som y Sp (Figura 21), en el cual no se incluyó, como ya se dijo, la categoría Alta, no tiene la incoherencia de So. Sin embargo, la densidad entre la clase Moderada y Muy alta no es

significativamente diferente. Las *curvas* de densidad sugieren que los rangos y los pesos adoptados en la clasificación del submodelo para Som y Sp, expresan de mejor manera la contribución de ésta variable a la susceptibilidad. Las relaciones mostradas sugieren que este tipo de evaluación puede ser utilizado, en ésta y otras regiones de estudio, para retroalimentar el modelamiento, especialmente en la definición y redefinición de clasificaciones.

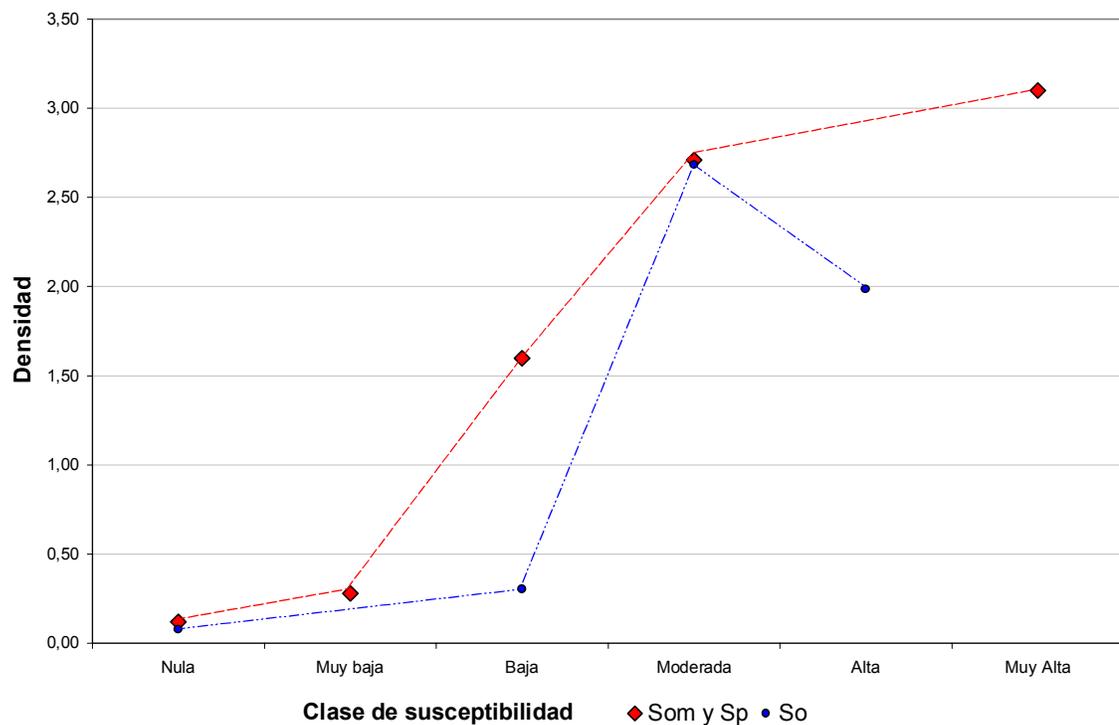


Figura 22. Densidad de movimientos de masa según submodelos de pendientes.

6.7 SUBMODELO DE HUMEDAD.

6.7.1 Base conceptual.

El agua es uno de los principales agentes de erosión y el vehículo principal de transporte del material erosionado. La erosión puede ser analizada comenzando por el despegue de las partículas de suelo debido al impacto de la lluvia. En suelos

horizontales las partículas se dispersan más o menos uniformemente en todas las direcciones, pero en un terreno con pendientes habrá un transporte neto hacia lugares más bajos de la ladera y con una intensidad suficiente se puede generar un flujo superficial. Flujos superficiales suficientemente fuertes son responsables de socavaciones que pueden convertirse en cárcavas que eventualmente generarían movimientos de masa (Linsley et al., 1977).

Algunas veces la lluvia actúa como factor preparador para la inestabilidad de un terreno y algunas otras como factor disparador de movimientos de masa. En el primer caso, una parte del agua que cae se acumula en el suelo propiciando condiciones de humedad que pueden llegar a un punto de saturación sin que el suelo supere sus condiciones de equilibrio. El segundo caso puede ocurrir cuando se presentan lluvias intensas o lluvias críticas, sobre una ladera en estado previo cercano a la saturación y en condiciones críticas de equilibrio. Para evaluar la susceptibilidad del territorio a movimientos de masa, nos ocupamos del primer caso (factor de inestabilidad).

La humedad del suelo se refiere a la cantidad de agua que queda en él después de una precipitación y de procesos posteriores como evapotranspiración y escurrimiento. Parte del agua lluvia que llega al suelo se infiltra a través de los intersticios más gruesos – agua gravitacional –, luego se dispersa en la zona capilar, a través de poros más pequeños, hacia acuíferos o hacia el canal de un río; una parte de ella es retenida por atracción molecular de partículas de suelo – agua higroscópica – y otra parte se convierte en vapor de agua. La humedad del suelo es la suma de agua gravitacional, agua capilar, agua higroscópica y vapor de agua (Linsley et al., 1977). No existen mediciones climáticas o meteorológicas que indiquen directamente el parámetro humedad; el valor más aproximado que sirve para evaluar la humedad es la relación de evapotranspiración (Espinal, 1977).

Una parte de la precipitación que cae en dirección a la superficie se evapora antes de llegar al suelo, la precipitación captada por la vegetación (intercepción) se evapora eventualmente y la cantidad de agua que llega realmente a la superficie se ve

disminuida con respecto a la observada en una estación. Como la tasa de evaporación durante periodos de lluvia es pequeña, la cantidad de agua precipitada que se evapore estará limitada esencialmente por la cantidad necesaria para que el agua desplace el aire de todos los intersticios que ocupa en el suelo. Por otro lado, en el proceso de fotosíntesis, una parte del agua que viene de la raíz es liberada a través de estomas abiertos de las hojas. El potencial de evapotranspiración se refiere a la pérdida de agua que ocurriría si en ningún momento existiera una deficiencia de agua para el uso de la vegetación.

La medición directa de la evapotranspiración no es fácil, por lo que se han desarrollado diversas técnicas para deducir o estimar el transporte de vapor desde superficies de agua. Para el cálculo de un balance de agua o balance hídrico, también llamado balance energético, se utilizan las ecuaciones de conservación de masa o energía, con variables como la temperatura, el agua subterránea y la cobertura vegetal (Linsley et al., 1977). Básicamente se considera un volumen de entrada (por ejemplo precipitación), un proceso en el cual ocurre una pérdida o transformación y un volumen de salida. Se pueden obtener datos de evapotranspiración determinando la diferencia entre los valores de precipitación, caudal y humedad del suelo en una cuenca cubierta con bosques. El método de Penman se basa en los parámetros de radiación solar, viento y temperatura. Dada la ausencia de investigaciones al respecto en la zona andina colombiana, el cálculo de la evapotranspiración real se estima con base en los registros del evaporímetro de tanque, cuyos datos están bien relacionados con el método de Penman (Castaño et al., 1980).

Van Westen and Terlien (1996), en Manizales, Colombia, utilizaron el valor de aguas subterráneas con diferentes periodos de retorno y diversas correlaciones con aceleración sísmica, para evaluar la variable humedad de suelo dentro de un modelo de susceptibilidad a movimientos de masa. Concluyeron que valores de agua subterránea y de aceleraciones sísmicas son proporcionales y tienen igual influencia en la susceptibilidad a movimientos de masa.

En el modelo de amenaza de Mora y Vahrson (1993, 1994) la humedad del suelo es considerada una variable de susceptibilidad y, cuando no se dispone de este valor, puede ser calculada a partir de la precipitación mensual ó del potencial de evapotranspiración. Ellos construyeron una tabla de valores ponderados a partir de un estimativo de la evapotranspiración potencial promedio mensual para Costa Rica.

6.7.2 Desarrollo del submodelo de humedad.

En 1980 el Programa de Fomento Forestal de la C.V.C.⁶ elaboró la caracterización del clima del área comprendida entre las coordenadas 2° - 5° N y 75° 40' y 77° 20'W, que incluye toda la cuenca del Río Cauca desde su nacimiento hasta Cartago (departamentos del Valle, Cauca y Chocó), con excepción de la margen derecha del Río La Vieja y la Llanura del pacífico entre los ríos Naya y San Juan. Este trabajo tuvo entre sus objetivos principales generar una caracterización climática más detallada que la planteada por Espinal (1977), con base en las zonas de vida de Holdridge. Los parámetros básicos considerados fueron, en primer lugar, la temperatura y la precipitación y, en menor grado, la humedad relativa, el brillo solar, la evaporación y el recorrido del viento. En este modelo, el concepto de zona climática es equivalente al concepto de zona de vida de Holdridge. Las zonas climáticas se obtienen de la superposición de un modelo de pisos térmicos y un modelo de precipitaciones (Castaño et al., 1980). Este trabajo se utilizó como modelo para evaluar la humedad del suelo en la región del Eje Cafetero.

- Modelo de pisos térmicos.

Para la clasificación de pisos térmicos que se observa en la Tabla 10, Castaño et al., (1980), se basaron en una relación lineal entre la temperatura promedio y la altura sobre

⁶ C.V.C.: Corporación Autónoma Regional del Valle del Cauca

el nivel del mar, expresada en la ecuación: $T\text{ }^{\circ}\text{C} = -0.0063 A\text{ (m.s.n.m.)} + 29.045$, que explica en un 98 % el comportamiento de la temperatura promedio, particularmente para las cuencas que drenan hacia el río Cauca. Hallaron que por cada 100 m que se asciende, la temperatura disminuye $0.67\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Tabla 10. Clasificación de los pisos térmicos.

Piso Térmico	Convención	Altura (m)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
Tierra Caliente	TC	0 - 1000	>24
Tierra Moderadamente Caliente	TMC	1000 – 1400	24 – 20
Tierra Templada	TT	1400 – 2000	20 – 16
Tierra Moderadamente Fría	TMF	2000 – 2800	16 – 12
Tierra Fría	TF	2800 – 3400	12 – 8
Páramo	P	+ 3400	< 8

(Castaño et al., 1980)

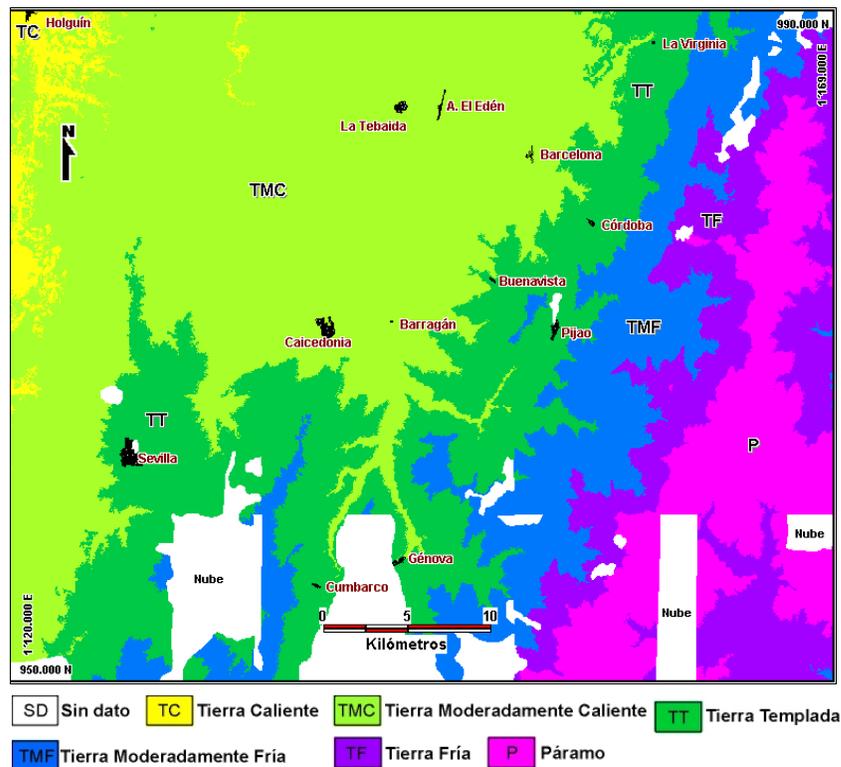


Figura 23. Pisos térmicos.

Para la zona de estudio se generaron dos modelos de pisos térmicos, el primero utilizando la ecuación de temperatura, el segundo a partir de la clasificación del modelo de elevación digital (MED), utilizando en ambos casos los rangos altitudinales de la Tabla 10. El modelo de pisos térmicos (Figura 23) que se obtuvo a partir del modelo de elevación digital mostró con mayor detalle y *'suavidad'* las variaciones de la temperatura en relación a las variaciones de la altura, por lo cual fue el adoptado en este trabajo. La precisión y las limitaciones del modelo se relacionan con la precisión y las limitaciones del modelo de elevación digital y por lo tanto a la precisión limitaciones de la cartografía base (Anexo B).

- Modelo de precipitaciones.

El modelo de precipitaciones o modelo de lluvias es un mapa parámetro obtenido de la interpolación de isohietas anuales (Figura 24), que a su vez se trazaron con base en el promedio de precipitación anual multianual de 12 estaciones pluviométricas de la zona de estudio (Anexo C). A causa de las limitaciones de los datos pluviométricos, las isohietas debieron ser complementadas con las isohietas anuales del Valle del Cauca (C.V.C., 1997), contando con la orientación del meteorólogo Diego González de la Universidad Nacional (Bogotá).

La precisión y las limitaciones del modelo de precipitaciones anuales dependen de los datos pluviométricos (distribución de las estaciones pluviométricas, errores sistemáticos de monitoreo, período heterogéneo de registros, etc.).

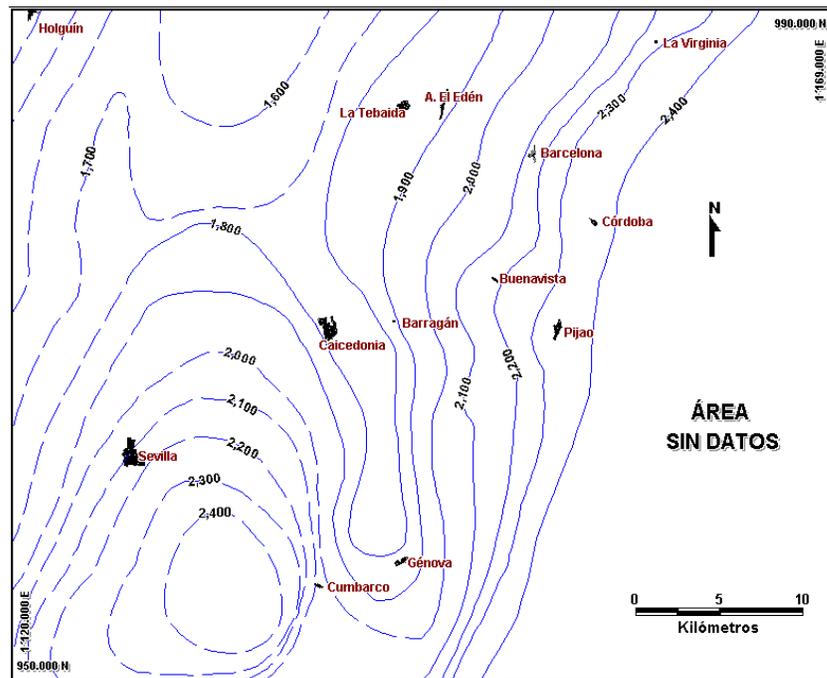


Figura 24. Isohietas anuales.

- Modelo de zonas climáticas.

Las zonas climáticas se clasificaron según Castaño et al., (1980). En la Tabla 11, se muestran los pisos térmicos, clase de humedad, precipitación promedio anual y las zona climáticas dadas en la zona de estudio. La Figura 25 es el modelo de zonas climáticas, que resulta de la superposición de los modelos de pisos térmicos y de precipitaciones anuales. La precisión y las limitaciones del modelo de zonas climáticas se derivan de la precisión y limitaciones de los modelos de pisos térmicos y de precipitaciones.

Tabla 11. Zonas climáticas.

Piso térmico	Clase de humedad	Zona Climática	Precipitación Promedio Anual (mm)
TC	Subhúmedo	TCSH	1000 – 2000
TMC	Subhúmedo	TMCSH	1000 – 1500
	Húmedo	TMCH	1500 – 2500
TT	Húmedo	TTH	1200 – 2000
	Muy Húmedo	TTMH	2000 – 4000
TMF	Húmedo	TMFH	1000 – 2000
	Muy Húmedo	TMFMH	2000 – 4000

6	Muy Alta	> 4000
---	----------	--------

(OSSO, 1995 a, b)

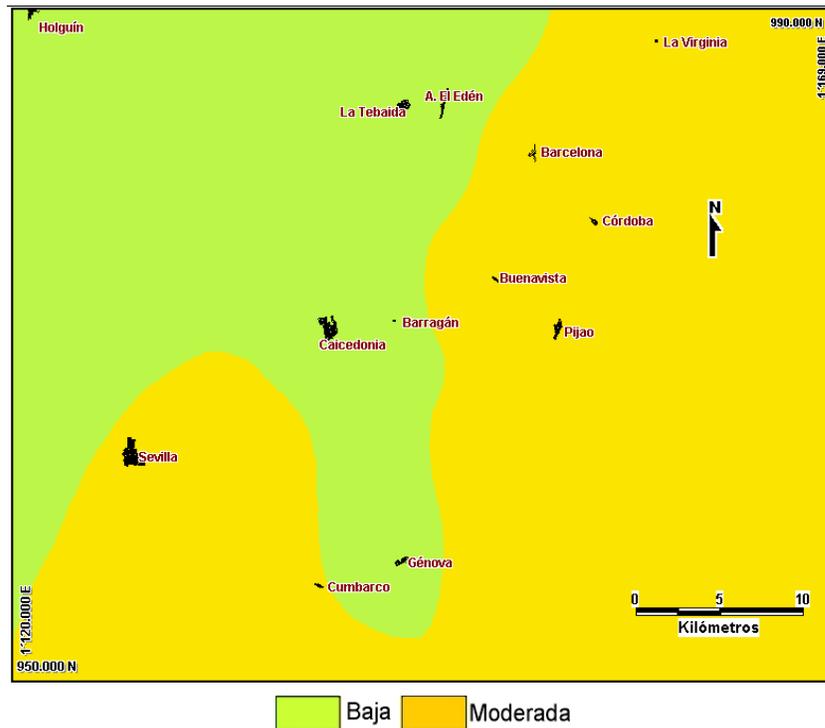


Figura 26. Submodelo de humedad So.

Para estimar el contenido probable de humedad del suelo, se calculó el valor anual probable de evapotranspiración, EVAP (evapotranspiración potencial), con base en el valor mensual probable calculado por Castaño et al., (1980). Si la cantidad de lluvia que cae en una zona es inferior a la EVAP, se espera déficit de contenido de humedad en el suelo, en caso contrario, se espera exceso: un mes o año seco ocurre cuando la precipitación es menor que 2/3 partes de la evapotranspiración potencial. En la Tabla 13 se muestran los valores mensual y anual para la zona de estudio por cada piso térmico; EVAP M es la evapotranspiración potencial que se esperaría en un mes, EVAP A es la que se esperaría en un año, PMS es la precipitación que ocurriría en un mes seco y PAS la que ocurriría en un año seco en la zona de estudio.

Tabla 13. Evapotranspiración potencial y valores de precipitación límite.

Piso	EVAP M (mm)	PMS (mm)	EVAP A (mm)	PAS (mm)
TC y TMC	122	80	1464	976
TT	110	70	1320	880
TMF y TF	78	50	936	624

(Adaptado de Castaño et al., 1980).

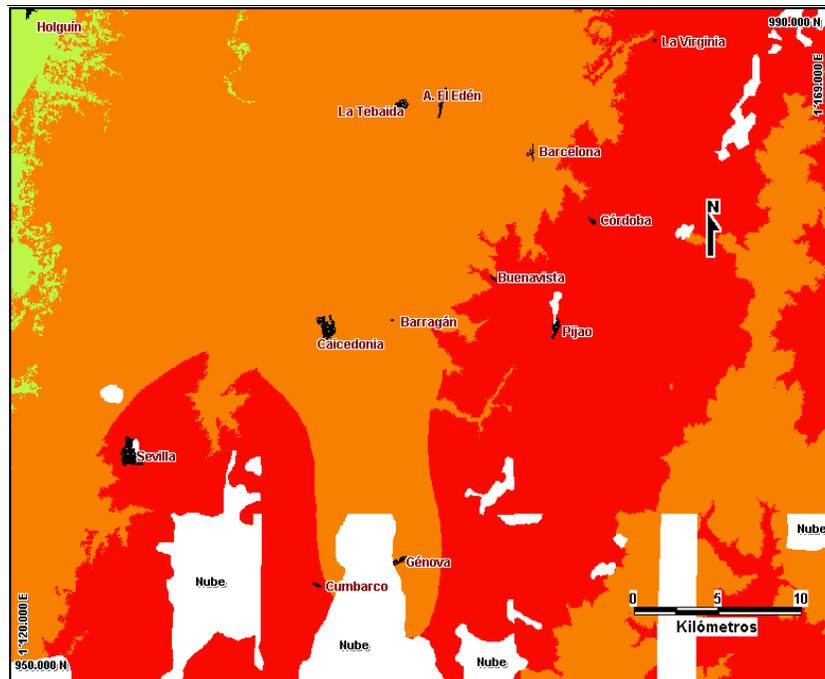
Los promedios mensuales multianuales de precipitación para la zona van de 82 a 158 mm en periodos secos (diciembre a febrero y junio a agosto) y de 158 a 235 mm para periodos lluviosos (marzo a mayo y septiembre a noviembre). Se asume, con base en lo anterior, que precipitaciones mensuales inferiores a 80 mm mensuales implicarían agotamiento del agua en el suelo, precipitaciones entre 80 y 240 mm aumentarían su humedad y precipitaciones superiores a 240 mm generarían saturación. Los promedios anuales multianuales de precipitación para la zona van de 1500 a 2600 mm . Se asume que precipitaciones inferiores a 1000 mm anuales implicarían agotamiento de agua en el suelo, precipitaciones entre 1000 y 2500 mm anuales aumentarían su humedad y precipitaciones superiores a 2500 mm generarían saturación. Con base en estos valores se calificaron la humedad mensual y anual de la zona de estudio, como se observa en la Tabla 14, teniendo en cuenta que a medida que aumenta la saturación del suelo, aumenta la presión de poros y el sistema disminuye su resistencia al corte, por ello los mayores pesos sobre esta variable fueron asignados a las mayores precipitaciones. Se descartaron condiciones iniciales iguales a cero, y por lo tanto peso igual a cero, en razón a que en condiciones de trópico húmedo siempre habrá niveles de humedad en las laderas.

Tabla 14. Clasificación de la humedad (Som y Sp).

Mensual		Annual		Calificación	Clase de susceptibilidad
Precipitación mensual (mm)	Descripción	Precipitación anual (mm)	Descripción		
< 80	Mes muy seco	< 1000	Año muy seco	1	Muy Baja
80 – 160	Mes seco	1000 – 1500	Año seco	2	Baja
160 – 240	Mes húmedo	1500 – 2500	Año húmedo	4	Alta

> 240	Mes muy húmedo	> 2500	Año muy húmedo	6	Muy Alta
-------	----------------	--------	----------------	---	----------

El modelo de humedad es un mapa parámetro (Figura 23) que se obtuvo de aplicar la clasificación de la Tabla 14 sobre el modelo de zonas climáticas.



Sin dato
 Baja
 Alta
 Muy alta

Figura 27. Submodelo de humedad Som y Sp.

6.7.3 Evaluación del submodelo de humedad.

El submodelo de humedad para So (Figura 26), consideraba una amplia región con precipitaciones entre menos de 1000 mm y más de 5000 mm al año. En la zona de estudio sólo se presentan dos de los rangos adoptados en los trabajos del OSSO (1995 a y b), por lo cual se hace evidente la poca contribución (sólo dos clases, con densidades apenas del orden del 50 % de diferencia entre una y otra), del submodelo de humedad utilizado. El submodelo desarrollado en este estudio (Figura 27), incluye una clase adicional y, además, expresa rangos de humedad claramente diferenciables en el

campo. Al NW de la zona, en cercanías del Valle del Cauca, el déficit de precipitaciones está bien documentado en términos de isoyetas (CVC, 1997) y de zonas de vida o formaciones vegetales (bosque seco tropical), según Espinal y Montenegro (1977), con respecto, por ejemplo, a la zona cafetera, más húmeda. Sin embargo de lo anterior, que se considera un avance, una zonificación más precisa de zonas de humedad está sujeta a diversas variables difíciles de considerar en un trabajo regional.

La Figura 28 muestra el número de huellas de movimientos de masa por unidad de área en cada clase de susceptibilidad para los dos submodelos de humedad, en ambos se observa una tendencia creciente.

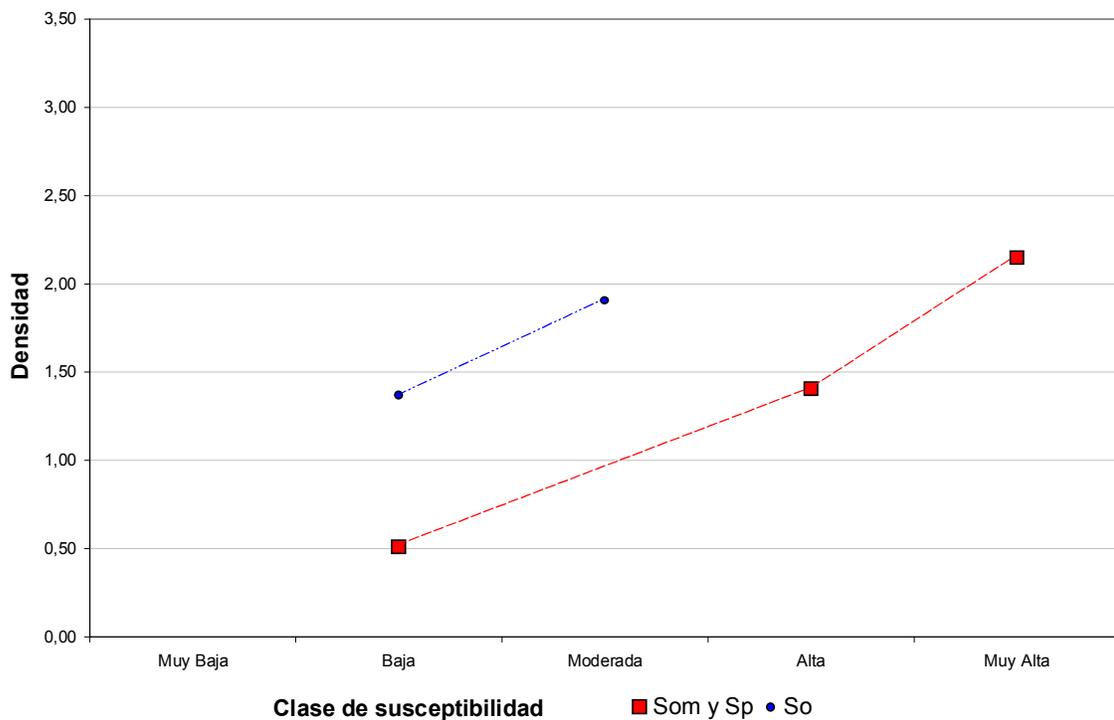


Figura 28. Densidad de movimientos de masa según submodelos de humedad.

6.8 SUBMODELO DE GEOLOGÍA.

6.8.1 Base conceptual.

La geología constituye uno de los parámetros más importantes al analizar la susceptibilidad de los movimientos de masa, pero también uno de los más complejos. La caracterización geológica de una zona comprende:

- **Litología:** se refiere a la identificación del tipo de material presente en la zona de estudio, sus características físicas y químicas, la composición mineral y la textura. El conjunto de estas características definen el grado de susceptibilidad del material a los movimientos de masa (Medina, 1991).
- **Estructuras:** se refiere al sistema de discontinuidades presentes en la roca que se consideran como planos de debilidad, los cuales son heredados por el material meteorizado. Estas pueden ser:

Estratificación: contactos de depositación de materiales que ocurrieron en la formación de las rocas sedimentarias.

Pliegues: ocasionados por fuerzas de origen tectónico en rocas sedimentarias y metamórficas (Suárez, 1998). Es un doblamiento o flexión de las rocas; existen dos tipos básicos: anticlinales y sinclinales (Simons, 1990).

Fallas y diaclasas: estructuras tectónicas presentes en el material, en las cuales se ha presentado desplazamiento relativo de masas (Simons, 1990). Su influencia en la susceptibilidad está gobernada por su rumbo, buzamiento, espaciamiento, continuidad, grado de actividad, entre otros (Suárez, 1998). También se pueden encontrar fracturas a lo largo de las cuales no ha ocurrido desplazamiento, conocidas como diaclasas (Simons, 1990).

Los modelos de susceptibilidad han incorporado la geología como una variable básica en el análisis, abordándola desde diferentes perspectivas. Mora y Vahrson (1993), proponen que para la evaluación de la litología debe tenerse en cuenta: la resistencia al corte del material, los pesos volumétricos, la disposición espacial con respecto a discontinuidades y su relación con la geometría y orientación de las laderas. En un estudio realizado en Costa Rica, los autores agruparon las unidades litológicas y valoraron subjetivamente, y con base en su experiencia, su influencia en los movimientos de masa en 5 clases de susceptibilidad combinando parámetros litológicos y estructurales (Tabla 15). Estos autores concluyen que para otra región los criterios usados deben revisarse, e incluso redefinir las clases de susceptibilidad, para que puedan expresar el comportamiento de la zona que se desea estudiar.

Tabla 15. Susceptibilidad de litología a los movimientos de masa.

Unidad litológica	Grado de susceptibilidad	Peso
Aluvión grueso, permeable, compacto, nivel freático bajo. Calizas duras permeables. Rocas intrusivas poco fisuradas, bajo nivel freático. Basaltos, andesitas, ignimbritas y otras rocas efusivas sanas, permeables y poco fisuradas. Rocas metamórficas, sanas, poco fisuradas, bajo nivel freático. Características físico Mecánicas CFM: materiales sanos con poca o ninguna meteorización, resistencia al corte elevada, fisuras sanas, sin relleno	Baja	1
Rocas sedimentarias no o muy poco alteradas, estratificación maciza, poco fisuradas, nivel freático bajo. Rocas intrusivas, calizas duras, lavas, ignimbritas, rocas metamórficas medianamente alteradas y fisuradas. Aluviones con compactaciones leves, con proporciones considerables de finos, drenaje moderado, nivel freático a profundidades intermedias. CFM: Resistencia al corte media a elevada, fracturas cizallables.	Moderada	2
Rocas sedimentarias, intrusivas, lavas, ignimbritas, tobas poco soldadas, rocas metamórficas mediana a fuertemente alteradas, coluviones, lahares, arenas, suelos regolíticos levemente compactados, drenaje poco desarrollado, niveles freáticos relativamente altos. CFM: Resistencia al corte moderada a media, fracturación importante.	Mediana	3

<p>Aluviones fluvio lacustres, suelos piroclásticos poco compactados, sectores de alteración hidrotermal, rocas fuertemente alteradas y fracturadas con estratificaciones y foliaciones a favor de la pendiente y con rellenos arcillosos, niveles freáticos someros.</p> <p>CFM: Resistencia al corte moderada a baja, con la presencia frecuente de arcillas.</p>	Alta	4
<p>Materiales aluviales, coluviales y regolíticos de muy baja calidad mecánica, rocas con estado de alteración avanzado, drenaje pobre. Se incluyen las clases mediana y alta, sometidas a gradientes hidromecánicos elevados y niveles freáticos muy someros.</p> <p>CFM: Resistencia al corte muy baja, materiales blandos con muchos finos.</p>	Muy alta	5

Mora y Varhson (1993).

Gupta and Josh (1990), aplicaron en la India una evaluación del riesgo por amenaza de deslizamientos usando SIG, a partir de la correlación del inventario de deslizamientos con diferentes parámetros, tales como litología, uso del suelo, distancia a zonas de cizalla y aspecto de las pendientes. En cuanto a la litología, concluyeron que la mayor frecuencia de deslizamientos ocurrió en las cuarcitas. Esquistos calcáreos y limolitas, metamórficas de bajo grado, calizas y metamórficas de alto grado, mostraron sucesivamente una menor frecuencia a la ocurrencia de deslizamientos. Respecto a la distancia a zonas de cizalla, concluyeron que el mayor número de deslizamientos ocurrió a una distancia máxima de 1 km de los contactos tectónicos, debido posiblemente al intenso fracturamiento de los materiales. A mayores distancias el porcentaje de deslizamientos decreció.

Keefer (1984 y 1994), en estudios sucesivos de bases de datos históricas mundiales de movimientos de masa disparados por sismos, concluye que los terremotos pueden causar movimientos de masa en diferentes tipos de ambientes geológicos y que la influencia de la geología varía para cada tipo de movimiento. Los tipos de ambientes más susceptibles son rocas fuertemente fracturadas, meteorizadas, cizalladas y débilmente cementadas, cenizas volcánicas, suelos residuales no cohesivos y depósitos aluviales y coluviales.

Olivera y Aguirre (1991), estudiando una base de datos de 133 casos de amenazas naturales, clasificadas en deslizamientos (38 %), movimientos de masa no diferenciados (13 %), avenidas (6 %), avalanchas (5 %), carcavamientos (5 %), solifluxión o reptación (11 %), socavamiento (17 %) e inundaciones (5 %) en el departamento de Cundinamarca, concluyen que los movimientos de masa no diferenciados, deslizamientos y avalanchas ocurren típicamente en el grupo Villeta (Kv), conformado por lutitas predominantes con intercalaciones de capas de caliza en la parte inferior y frecuentes niveles de areniscas, limolitas silíceas y chert; y en sedimentos cuaternarios no diferenciados (Q). La frecuencia de los eventos en las anteriores litologías, oscila entre el 67 % y 94 % del total de movimientos de masa en la base de datos. El estudio identificó que las unidades litológicas que presentan amenaza media para deslizamientos son, básicamente, areniscas, lutitas rojas, negras y grises con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas.

Vargas y Gómez (1999), en la zonificación de la cuenca del río Teusacá, localizada en la parte central de la Cordillera Oriental de los Andes colombianos, calificaron la geología teniendo en cuenta unidades de suelos, depósitos inconsolidados y unidades de roca. Las unidades de suelo fueron caracterizadas de acuerdo con su génesis, composición litológica, textura, estructura, consistencia, compactación, meteorización y espesor. Las unidades de roca de acuerdo con su composición mineralógica, coherencia (dureza, fragilidad, etc.), textura, estructura y grado de meteorización. Encontraron que las unidades más susceptibles son los depósitos coluviales y las areniscas blandas, seguidos por lutitas y depósitos fluvioglaciares.

Estos mismos autores incluyen el parámetro estructural de forma regional, evaluando la densidad de fracturamiento; consideran como más susceptibles las regiones con mayor densidad.

Ambalagan (1992, en Suárez, 1998), evaluó la susceptibilidad de la litología según la erodabilidad de los materiales rocosos y los procesos de meteorización. Para evaluar las estructuras considera su disposición con relación al talud de acuerdo con los

siguientes parámetros:

- El rumbo de las discontinuidades en comparación con el rumbo de la superficie del talud. Rumbos coincidentes favorecen la inestabilidad.
- El buzamiento tanto de las discontinuidades como las líneas de intercepción de varias discontinuidades. Buzamientos a favor de la pendiente conllevan mayor susceptibilidad.
- La localización de las discontinuidades con referencia al pie del talud.

Movimientos de masa ocurridos recientemente en Colombia, que aportan al entendimiento de la relación de estos fenómenos con la litología, clasificados por agente de disparo son:

Movimientos de masa disparados por sismos:

- Bahía Solano (Chocó): Septiembre de 1970. Deslizamientos y agrietamientos en la región epicentral, asociados a materiales lateríticos, arcillas de alta plasticidad. (coloración rojiza), provenientes de la meteorización de basaltos (Ministerio de Agricultura, 1971).
- Caldas: Noviembre 23 de 1979. Deslizamientos y derrumbes cosísmicos en suelos volcánicos y haloisíticos (Ramírez y Goberna, 1980).
- Tumaco: Diciembre 12 de 1979. Agrietamientos y hundimientos cosísmicos, en rellenos con materiales de arena y arcilla (Ramírez y Goberna, 1980).
- Popayán: Marzo de 1983. Deslizamientos y agrietamientos en la región epicentral.

Sucedieron en depósitos volcano-lacustres no consolidados de consistencia blanda y alto contenido de humedad (INGEOMINAS, 1986).

- Atrato Medio: Octubre 18 de 1992. Licuación y deslizamientos. Licuación de suelos arenosos y limo arenosos recientes, poco o nulamente consolidados y saturados. Deslizamientos sobre rocas sedimentarias meteorizadas (OSSO para PNUD, 1995).
- Páez (Cauca): Junio de 1994. Avenida torrencial en la Cuenca del Río Páez, debido a represamientos por deslizamientos cosísmicos. Los suelos mas afectados fueron suelos de gravas medias a gruesas dentro de una matriz arenolimososa, de plasticidad y consistencia media, poco compactas y altamente fracturadas provenientes de rocas ígneas intrusivas, suelos de arenas limosas y limos de plasticidad muy alta y de consistencia media a dura, provenientes de rocas metamórficas, y gravas y arenas dentro de una matriz limosa, de plasticidad media a alta, provenientes de rocas volcánicas (INGEOMINAS y Corporación Nasa Kiwe, 1995).

Movimientos de masa disparados por lluvias:

- Media Luna, Medellín, (Antioquia), julio de 1954. Gran deslizamiento en la vereda Media Luna, debido a infiltración de aguas, en arcillas amarillas y rojizas provenientes de la alteración de rocas serpentinosas -sapolito de dunita o de una roca esquistosa bandeada a media ladera (Bustamante, 1990).
- Santo Domingo Savio, Medellín (Antioquía), septiembre de 1974. Deslizamientos de 3500 m³, en la margen izquierda de la quebrada La Sucia, debido a infiltración de aguas, en suelos residuales de serpentinita, material limo arcilloso de color rojizo con fracturas heredadas (Bustamante, 1990).
- Villatina, Medellín, (Antioquia), septiembre de 1987. Deslizamientos en las laderas asociadas a canal de aguas en el Cerro de Pan de Azúcar, 300 000 m³ de material

en saprolito de dunita (Bustamante, 1990).

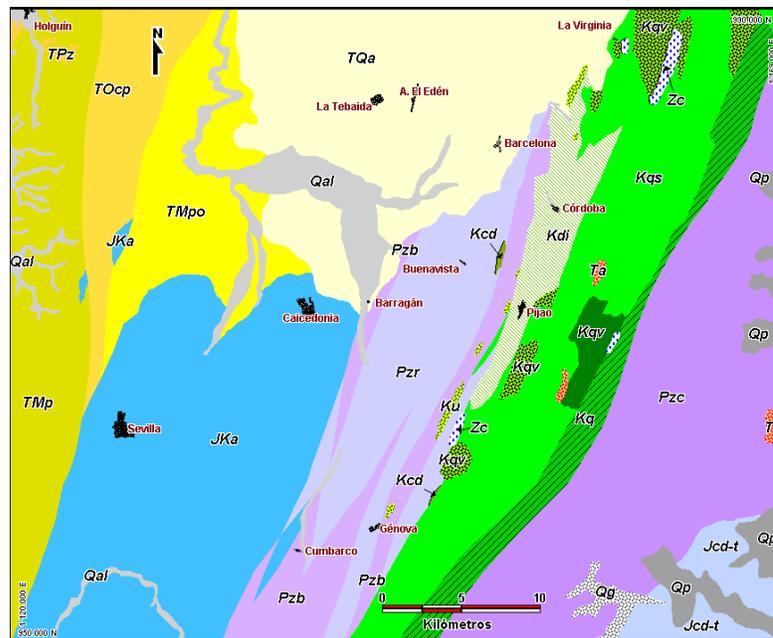
- Vía Cali - Buenaventura (Valle), noviembre de 1989. Lluvias con avenidas torrenciales y deslizamientos en la Cuenca del río Dagua, afectando la Formación Cisneros (Pizarras y filitas, areniscas, metacalizas y cherts que presentan metamorfismo de bajo grado) y rocas intensamente fracturadas de la Formación Volcánica -lavas basálticas, doleritas y en menor cantidad brechas volcánicas e intercalaciones sedimentarias (Marín et al., 1990).
- Cuenca alta del Río San Carlos (Antioquia), septiembre de 1990. Un aguacero torrencial produjo centenares de flujos de lodo poco profundos y movimientos de vertientes causados por socavación de orillas y profundización de cauces; afectaron el horizonte orgánico y la zona bioturbada (presencia de raíces), que suprayace al saprolito con un espesor de 1 a 2 metros. Algunos flujos profundos alcanzaron la roca madre, quizá por la presencia de diaclasas. La zona está conformada por granodioritas del Batolito Antioqueño y el saprolito derivado de éstas. También se encuentran depósitos torrenciales y depósitos de movimientos de vertientes recientes y cenizas volcánicas (Hermelin et al., 1991).
- Río San Francisco (Risaralda), junio de 1991. Una lluvia torrencial desencadenó movimientos de masa (flujos de lodo y deslizamientos planares y traslacionales), en una área de 16 km² con una densidad de 12,5 movimientos/km² y socavación de orillas en la cuenca. Los suelos mas afectados fueron los derivados de cenizas volcánicas en las partes planas y saprolito (de color rojo intenso) de diabasa (rocas volcánicas) en las partas altas (Hermelin et al., 1992).
- Río Frayle, Florida (Valle): Enero de 1993. Avenida torrencial disparada por deslizamientos que represaron la cuenca, ocasionados por un gran volumen de lluvias los días 29, 30 y 31, que afectaron el Batolito de Santa Bárbara (Archivo histórico OSSO).

- El Danubio, Alto Anchicayá (Valle): Mayo de 1996. Lluvias torrenciales con deslizamientos y avenidas torrenciales en los ríos San Juan, Dagua y Anchicayá. La mayor concentración de deslizamientos se ubicó sobre rocas intrusivas del Batolito de Anchicayá, que forman suelos y saprolitos con textura limo arenosa (OSSO, 1996).
- Río Guabas, Ginebra (Valle): Diciembre de 1999. Avenidas torrenciales y deslizamientos por lluvias fuertes en los días previos. Deslizamientos en la Qb. La Cecilia, sobre Batolito de Buga. Deslizamientos en la Qb. Potosí, sobre suelos residuales amarillos a rojizos, producto de la alteración de rocas ígneas básicas de la Formación Amaime -rocas ígneas básicas, basaltos, lavas almohadilladas (CVC, 2000d).
- Río Amaime, Palmira (Valle): Diciembre de 1999. Avenidas torrenciales y deslizamientos por lluvias fuertes. El mayor número de deslizamientos ocurrió sobre los esquistos de Bugalagrande, del Complejo Arquía y en la zona de influencia de la falla Cauca – Almaguer. También se presentaron eventos en la Formación Amaime (CVC, 2000a).
- Río Cerrito, Cerrito (Valle); Diciembre de 1999. Avenidas torrenciales y deslizamientos por lluvias fuertes. Deslizamientos en roca basáltica y rocas de la Formación Amaime, fuertemente alteradas por la presencia de dos fallamientos (CVC, 2000b).
- Río Desbaratado, Florida (Valle): Diciembre de 1999. Debido a fuertes lluvias se presentaron movimientos de masa en la cuenca alta del río Desbaratado, asociados posiblemente al batolito de Santa Barbara y posteriormente se presentó una avenida torrencial en la cuenca (CVC, 2000c).

6.8.2 Desarrollo del submodelo de geología.

Una de las principales dificultades en la valoración de la influencia de la geología en la susceptibilidad a movimientos de masa, es el limitado conocimiento que se tiene sobre las complejas y diversas relaciones que la rigen y su comportamiento bajo diferentes condiciones ambientales.

Para este trabajo se digitalizaron las planchas geológicas a escala 1: 100 000 número 243 (Armenia) y 262 (Génova) del (Mc Court et al., 1984). Las unidades litológicas de esta cartografía se complementaron en la zona de Entreríos, cerca de la zona epicentral, a partir de la interpretación de fotografías aéreas -vuelo C2575 de 1995- y de trabajo de campo. En esta zona la cartografía regional muestra predominio de la Formación Armenia (TQa), cuando en realidad se identificaron rocas del Complejo Rosario, Grupo Bugalagrande, Complejo de Córdoba y aluviones recientes (Figura 29).



Nota: las unidades litológicas se describen en el Anexo A.

Figura 29. Unidades litológicas.

En los estudios "Análisis de Amenazas Naturales, Vulnerabilidad y Riesgos para las Redes de Transporte del Plan de Masificación de Gas" (OSSO, 1995a) y "Apoyo para la Recuperación de la Zona Afectada por el Terremoto del Atrato Medio" (OSSO, 1995b), se clasificaron y agruparon las unidades litológicas según sus características petrográficas, texturales y mineralógicas, de tal manera que expresaran la susceptibilidad a la remoción de los materiales derivados de su meteorización, que cubren los primeros metros de espesor sobre el territorio (Tabla 16).

Tabla 16. Clasificación de geología (So).

Unidad Litológica	Susceptibilidad	Peso
Volcánicas ácidas (ricas en sílice), metamórficas de alto grado, plutónicas (ígneas intrusivas), sedimentarias clásticas (areniscas, conglomerados, etc.)	Baja	1
Volcánicas intermedias, esquistos, filitas, sedimentarias pelíticas (lutitas, lodolitas, arcillolitas), calcáreas, sedimentarias con aporte volcánico, intrusivas intermedias.	Moderada	3
Metamórficas de bajo grado, intrusivas máficas intercalaciones de areniscas y lutitas, depósitos terciarios y cuaternarios (depósitos de flujos de lodo, flujos piroclásticos, depósitos fluviovolcánicos, piroclastos)	Alta	6

OSSO (1995c).

Esta clasificación de la geología fue retomada en este estudio como base para el análisis de la variable en el modelo de susceptibilidad, revalorándola de acuerdo con los estudios de caso mencionados y con el criterio mineralógico fundamentado en las Series de Meteorización de Goldich (Goldich, 1936), según la cual las rocas con mayor contenido de minerales ferromagnesianos, formados a mayor temperatura, están en mayor desequilibrio, en condiciones ambientales, que las rocas con abundante cuarzo.

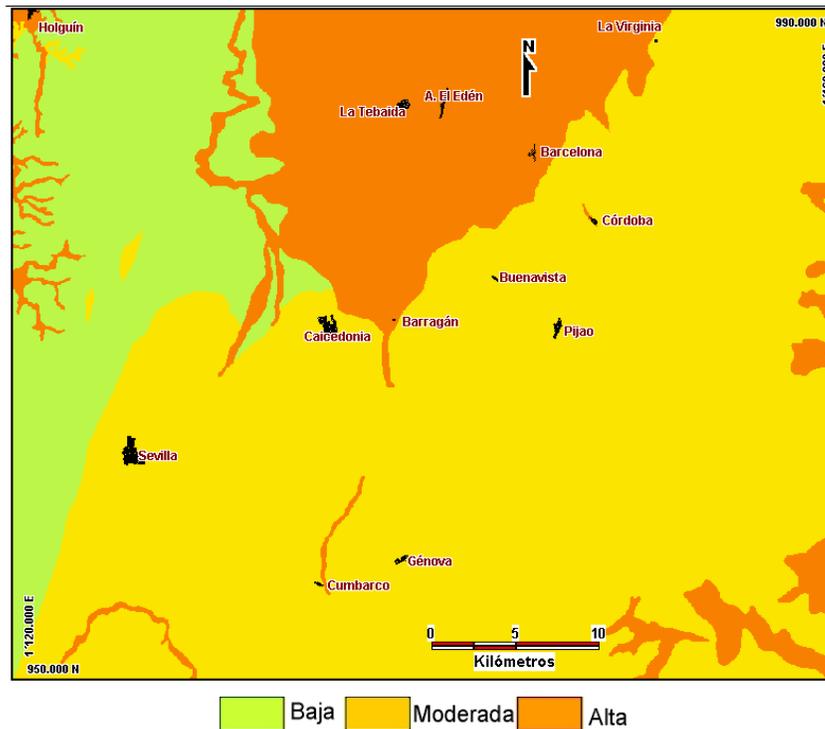


Figura 30. Submodelo geología (So).

Las unidades litológicas (20 tipos) fueron clasificadas en cuatro clases (Tabla 17). A cada clase se le asignó un peso (importancia) en una escala de uno a seis que representa su grado de inestabilidad potencial, de acuerdo con los criterios ya enunciados. Las zonas de cataclasis recibieron el mayor peso, debido a la mayor inestabilidad asociada al alto grado de fracturamiento inherente a las zonas de cizalladura (Figura 31).

A diferencia de OSSO (1995a, b), en esta clasificación las rocas ígneas intrusivas se llevaron a susceptibilidad alta, en razón a que sus saprolitos tienen textura arenosa (granos de cuarzo) embebidos en matriz arcillo limosa derivada de la descomposición de los feldespatos y ferromagnesianos. Estos saprolitos se saturan fácilmente y, por evidencia empírica, son muy susceptibles a los movimientos de masa como los ya

mencionados en el Batolito de Anchicayá (El Danubio), Batolito de Santa Bárbara (Río Frayle) y Batolito Antioqueño (San Carlos).

Por supuesto, la clasificación propuesta podrá ser mejorada en futuras investigaciones con base en criterios adicionales, mejor conocimiento de cada unidad y trabajo de campo (p. ej., texturas, grados de meteorización medidos en campo, etc.). Por estas razones la extrapolación de la clasificación y pesos asignados debe ser cuidadosa. A ninguna unidad se le asignó susceptibilidad nula.

Tabla 17. Clasificación de geología (Som).

Peso	Susceptibilidad	Descripción
1	Baja	Rocas sedimentarias continentales, principalmente conglomerados, areniscas, tobas dacíticas, con intercalaciones de arcillolitas y conglomerados.
3	Moderada	Depósitos sedimentarios, arenas tobáceas, diatomitas, arcillas, gravas. Miembro sedimentario-volcánico, principalmente rocas sedimentarias marinas grauwas, areniscas, calizas, lutitas y chert. Rocas volcánicas submarinas de composición intermedia a básica, principalmente diabasas y andesitas. Lavas basálticas. Esquistos cuarzo-ceríticos con unidades locales de cuarcita. Anfibolitas y esquistos anfibólicos, cloríticos y grafiticos.
5	Alta	Aluviones recientes. Depósitos piroclásticos, cenizas y lapilli. Depósitos no consolidados de cenizas volcánicas, depósitos de flujos de lodo y depósitos de piedemonte. Rocas ígneas intrusivas (pórfidos, cuarzo – dioritas, dioritas). Depósitos glaciales sin diferenciar. Rocas ultramáficas serpentinizadas.
6	Muy Alta	Cualquier unidad litológica en zona de cataclasis.

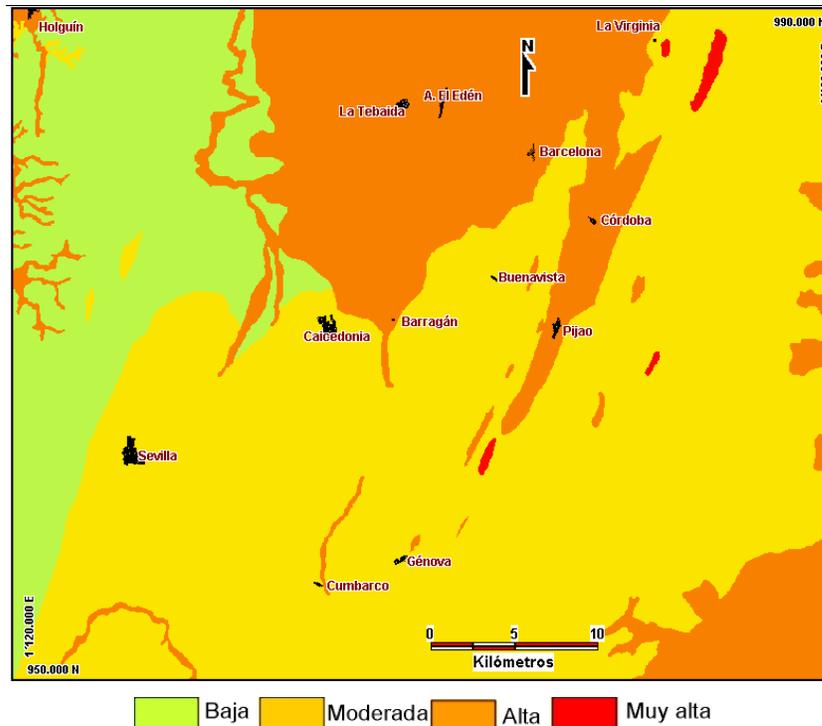


Figura 31. Submodelo geología (Som).

La revisión de literatura y diversos estudios de caso hacen énfasis en el importante papel que juegan las estructuras en la susceptibilidad a movimientos de masa. Para mejorar la valoración de la geología con respecto a trabajos previos (OSSO, 1995a, b), y porque la cartografía geológica utilizada aquí tiene mejor resolución y cantidad de información, se consideró la influencia de las estructuras, agrupándolas en dos categorías:

- Estructuras lineales:

A partir del “Mapa Neotectónico Preliminar del Quindío, Rasgos Morfoneotectónicos” a escala 1:100 000 del estudio de Paris (1997), integrado con las estructuras lineales de las planchas geológicas digitalizadas, se incluyeron las fallas cartografiadas en la zona de estudio. Para la valoración se consideró la actividad neotectónica de cada segmento de falla de acuerdo con Paris (1997). El criterio usado para su valoración fue que a

mayor grado de actividad reportada se espera que el grado de fracturamiento sobre las unidades litológicas sea mayor o, por lo menos, que comprometa los materiales más superficiales y las unidades geológicas más recientes, aumentando su grado de inestabilidad. Por otra parte, el grado de fracturamiento decrece al aumentar la distancia al eje de la estructura considerada.

Como área de influencia en la inestabilidad potencial para cada falla se asignó un corredor de un km de ancho (Figura 32). Los pesos se asignaron como se muestra en la Tabla 18. En donde dos o más estructuras estaban superpuestas se dió prioridad a los pesos más altos (Figura 33).

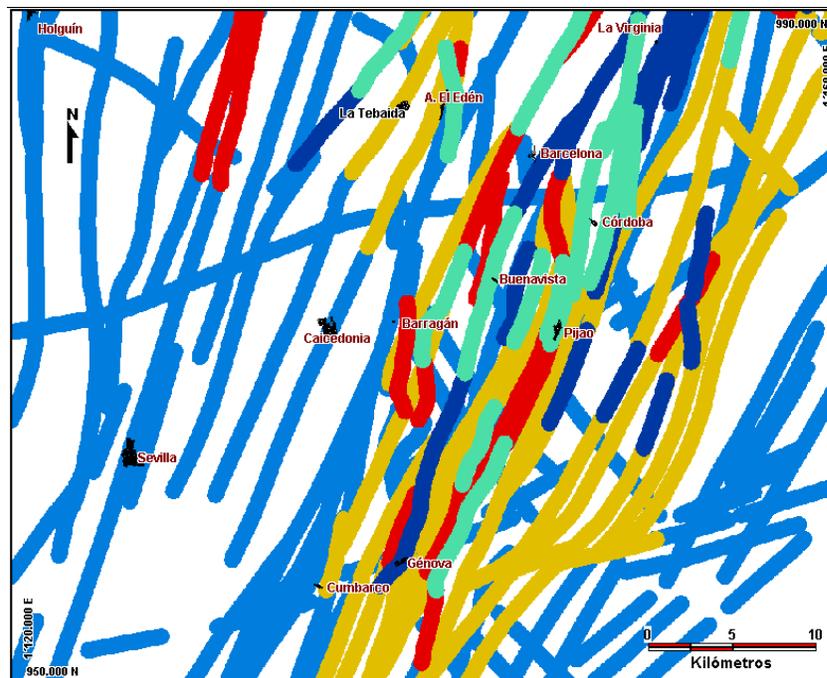


Figura 32. Estructuras lineales.

Igual que en casos anteriores, la clasificación y asignación de pesos a esta variable, lo mismo que el ancho de los corredores de influencia, deberán ser revaluados en el futuro. Además, sólo se dispuso de información sobre actividad neotectónica para fallas

en el territorio del Quindío.

Tabla 18. Clasificación de las estructuras lineales.

Peso	Susceptibilidad	Descripción
1	Muy Baja	Falla cubierta, fotogeológica, aproximada e inferida.
3	Baja	Falla sin indicios de actividad neotectónica.
4	Moderada	Falla con actividad neotectónica débil y/o baja
5	Alta	Falla con actividad neotectónica moderada
6	Muy Alta	Falla con actividad neotectónica fuerte, comprobada en campo.

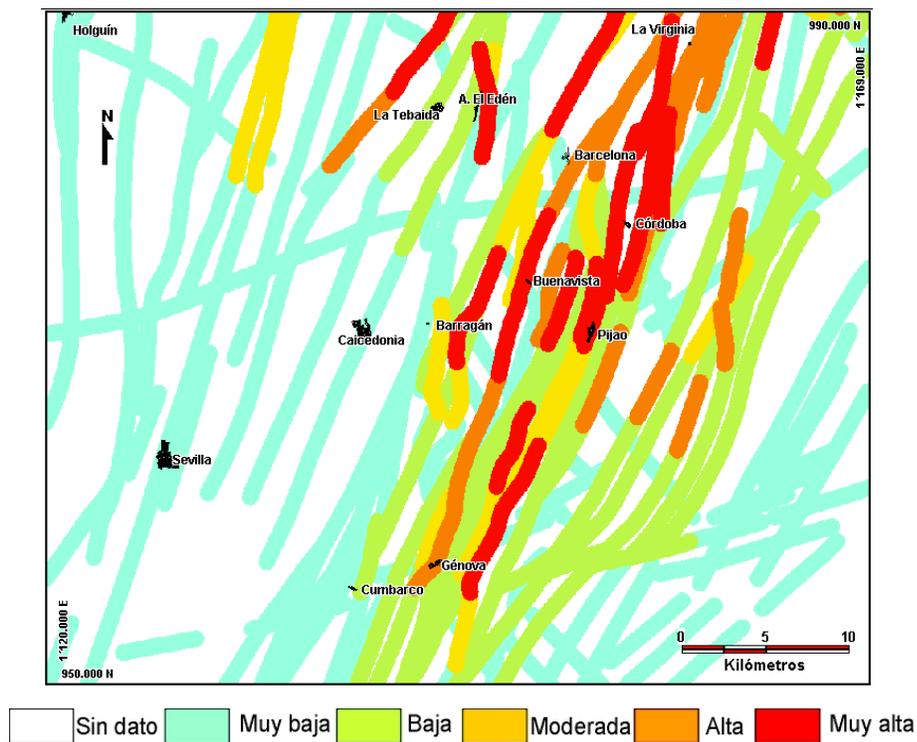


Figura 33. Submodelo de estructuras lineales.

En este trabajo se asume que la influencia de la falla es simétrica a ambos lados, lo que constituye una simplificación, ya que no se consideran otros factores como el tipo de movimiento y buzamiento. Esta generalización debe ser revisada en futuros estudios y, de ser posible, mejorada con nueva información y conocimiento, por ejemplo sobre la

densidad de fracturamiento, diaclasamiento o fallamiento por unidad de área.

- Estructuras puntuales:

A partir de las planchas 243 y 262 a escala 1:100 000 (Mc Court et al., 1984), se digitalizaron los puntos de control de estratificación en rocas sedimentarias del Terciario, en una franja al Oeste de la zona de estudio y, en rocas metamórficas del Cretáceo y del Paleozóico hacia el centro y NE de la misma.

Sobre las rocas del Terciario se identificaron unos 150 sitios con medición de rumbo y buzamiento de la estratificación, con tendencia regional Norte – Sur y predominio de buzamientos al Este. En zonas de anticlinales se delimitaron áreas con rumbo similar y buzamiento al Oeste.

Sobre rocas del Cretáceo y Paleozoico la tendencia regional de la foliación coincide con la dirección general de las unidades y otras estructuras geológicas: N 30° E, con buzamiento general al SE. En una pequeña área al sur del Páramo de Chile (SE de la zona de estudio) la foliación tiene tendencia E-W con buzamiento al N, asociada a fallas de dirección NEE como la de Ibagué (Mc Court et al., 1984).

Con base en la densidad y tendencias regionales de las estructuras puntuales observadas en las planchas geológicas se seleccionaron cuatro tipos de áreas, coincidentes con unidades litológicas, con similar tendencia regional en estas estructuras, a saber: NS/W, NS/E, N30°E/SE y EW/N.

Como la coincidencia entre el rumbo y buzamiento de las estructuras geológicas con la orientación de las pendientes de las laderas induce mayor inestabilidad potencial, se generó un modelo de orientación de las laderas que permitiera calificar en cada área las vertientes coincidentes. El modelo así obtenido es un modelo digital de terreno (MDT), denominado Modelo de Aspectos o modelo de orientación de las pendientes (ver Anexo

B).

Con este procedimiento se obtuvo una regionalización de la influencia de las estructuras puntuales, la cual se simplificó dándole pesos máximos, de seis, a las laderas coincidentes y de uno a las opuestas, según la Tabla 19.

Tabla 19. Clasificación de las estructuras puntuales.

Área	Aspecto	Peso	Susceptibilidad
NS/E	181° - 299°	1	Muy baja
	0° - 180°	6	Muy alta
NS/W	0° - 180°	1	Muy baja
	181° - 299°	6	Muy alta
N30°E/SE	211° - 29°	1	Muy baja
	30° - 210°	6	Muy alta
EW/N	91° - 269°	1	Muy baja
	270° - 90°	6	Muy alta

Así, la Figura 34, ilustra las laderas con mayor y menor influencia a movimientos de masa en función de las estructuras puntuales en relación con el Aspecto.

En los casos en que el valor del Aspecto fue cero (superficie horizontal), a los pixeles correspondientes se les asignó peso 1. En la regionalización no se incluyeron algunos datos puntuales con dirección NW y buzamientos al E y al W en las rocas del Terciario ni algunos valores de rumbo N30°E con buzamientos al W, posiblemente correspondientes a pliegues locales en las rocas metamórficas. De esta manera se obtuvo el submodelo de estructuras puntuales mostrado en la Figura 35.

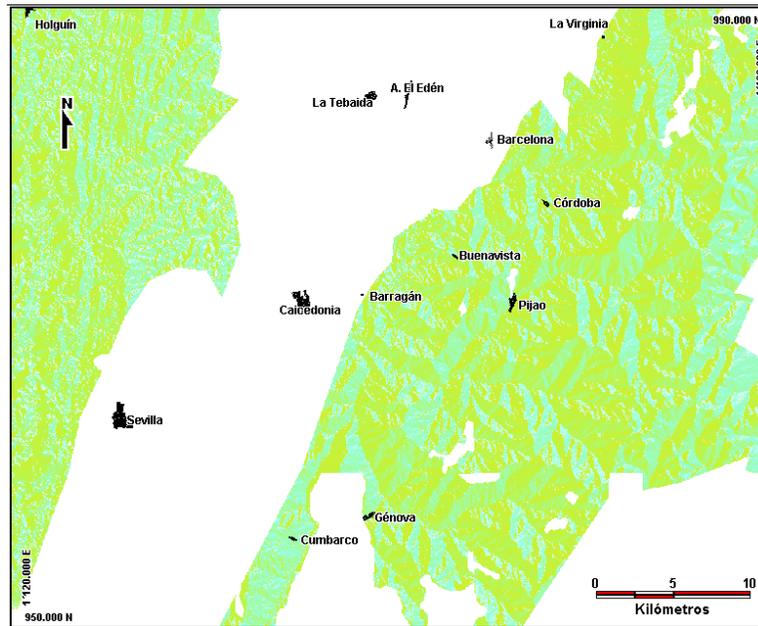


Figura 34. Estructuras puntuales regionalizadas con relación al aspecto.

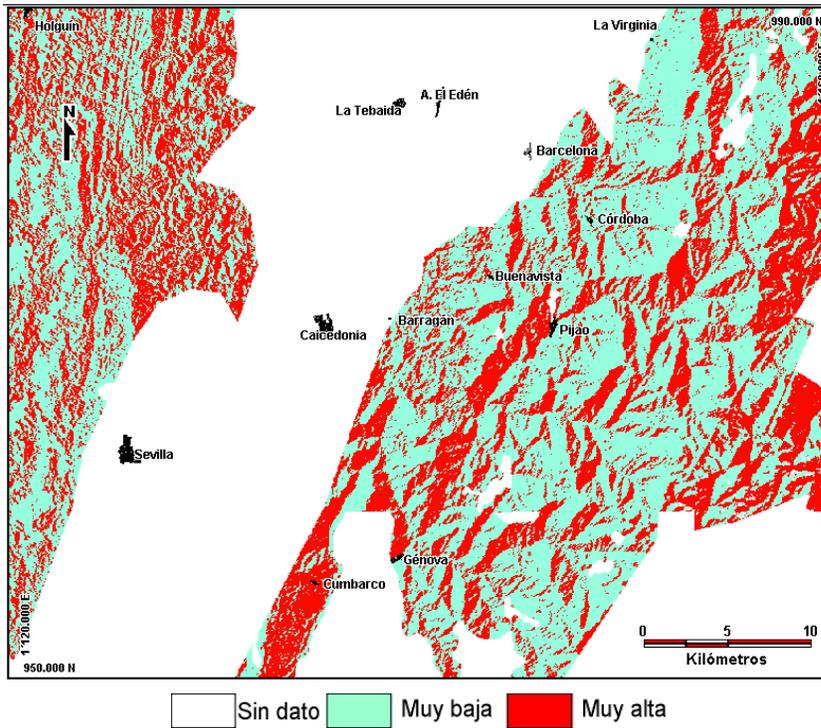


Figura 35. Submodelo de estructuras puntuales.

Para la valoración final de la geología, ésta se consideró como un nuevo submodelo correspondiente a la suma de la clasificación obtenida para las unidades litológicas y las estructuras lineales y puntuales, mediante la ecuación:

$$\text{Geología (G)} = \text{Unidades litológicas} + \text{Estructuras lineales} + \text{Estructuras puntuales.}$$

De esta suma de imágenes se obtuvo una nueva con valores de susceptibilidad por pixel entre 1 y 22. (Tabla 20, Figura 36)

Tabla 20. Valores de susceptibilidad modelo geológico – estructural.

Valor de susceptibilidad	No. de Pixeles	Área (km ²)
1	5787	14.47
2	44238	110.60
3	122236	305.59
4	112588	281.47
5	118448	296.12
6	59864	149.66
7	88410	221.03
8	44612	111.53
9	53962	134.91
10	50107	125.27
11	17072	42.68
12	40016	100.04
13	5053	12.63
14	8643	21.61
15	7988	19.97
16	655	1.64
17	4093	10.23
18	135	0.34
19	24	0.06
20	40	0.10
21	21	0.05
22	8	0.02

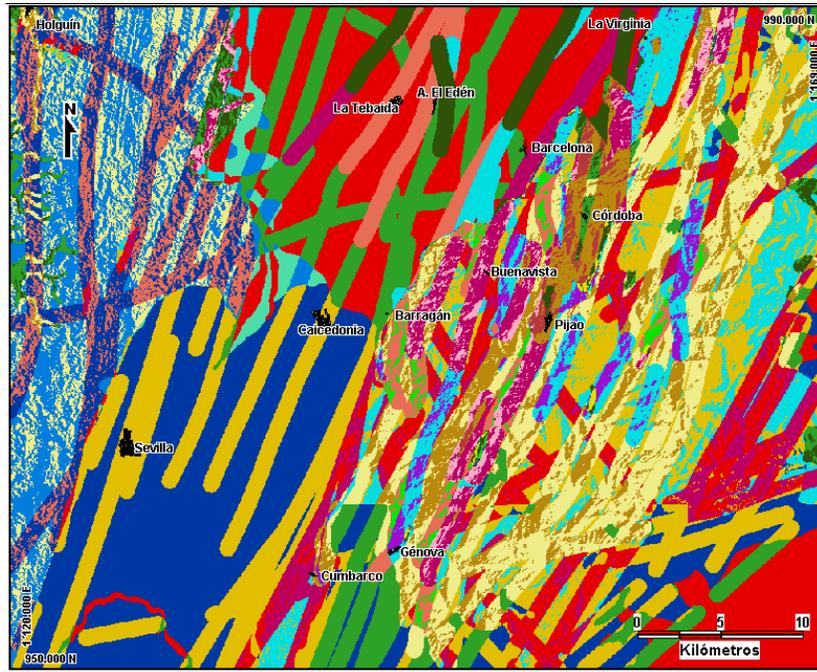


Figura 36. Submodelo geología (Sp) sin clasificar.

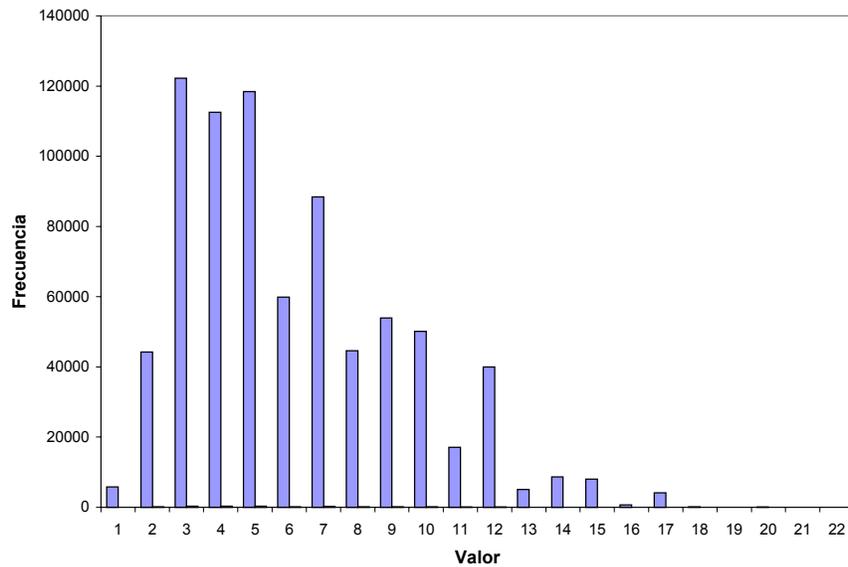


Figura 37. Píxeles por valores de susceptibilidad de geología (Sp).

Los valores de susceptibilidad del sub modelo geológico-estructural se agruparon en

cinco clases con apoyo del histograma de frecuencias (Figura 37). A cada clase se le asignó un peso (importancia) que es el grado de susceptibilidad a la ocurrencia de movimientos de masa (Tabla 21). La imagen obtenida de la suma fue clasificada en éstas categorías y es el resultado final de la valoración de la geología. (Figura 38)

Tabla 21. Clasificación de la geología (Sp).

Peso	Susceptibilidad	Rango
1	Muy Baja	1 – 2
3	Baja	3 – 5
4	Moderada	6 – 7
5	Alta	8 – 11
6	Muy Alta	12 – 22

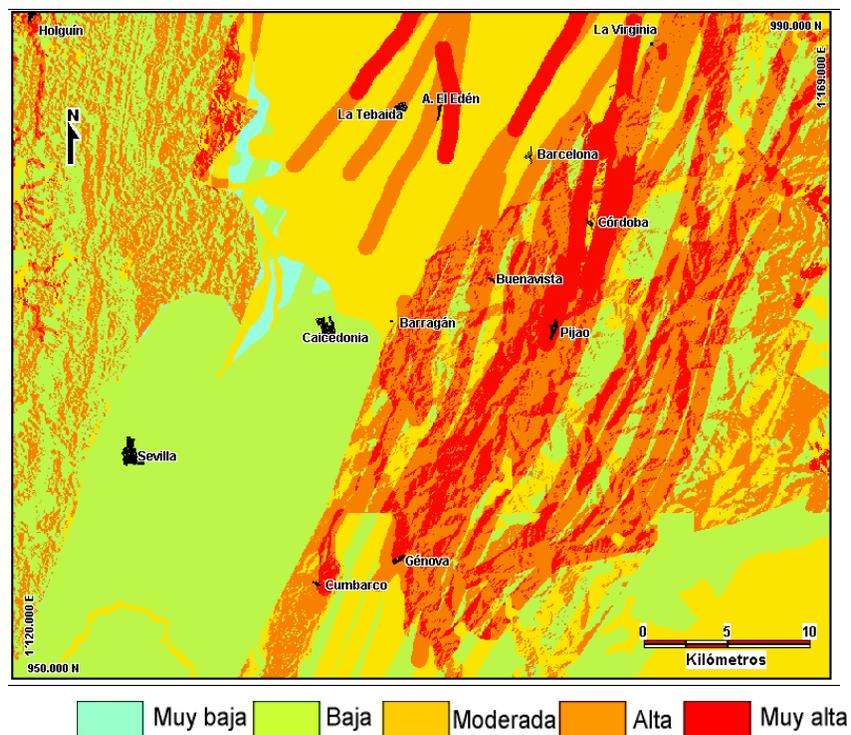


Figura 38. Submodelo geología (Sp).

6.8.3 Evaluación submodelo de geología.

Igual que en el submodelo de pendientes, en este caso So, no parece expresar adecuadamente la susceptibilidad en los valores más altos. De hecho, lo que predice este submodelo en la clase de Muy Alta Susceptibilidad, corresponde a la región con menor densidad de huellas de movimientos de masa.

Las curvas de densidad (Figura 39), de Som y Sp no son fácilmente comparables, al contrario, parecen contradictorias en las clases Moderda y Alta. Una primera aproximación a la explicación de estas diferencias se describe a continuación.

Un porcentaje importante de las áreas modeladas como de susceptibilidad Moderada corresponde a terrenos del Terciario de la Formación Armenia. Esta unidad por sí misma fue inicialmente incluida como de susceptibilidad Alta, mientras que las rocas del Terciario, al W de la zona de estudio, tenían susceptibilidad Baja y las rocas ígneas y metamórficas Moderada (Figura 31). Sin embargo, la suma de estructuras lineales y de valores de susceptibilidad en regiones con estructuras puntuales aumentaron los valores de susceptibilidad en ellas, mientras que en el proceso final de clasificación la Formación Armenia descendió al rango Moderado (Figura 38), unidad sobre la cual las huellas de movimientos de masa son menos frecuentes, concentrándose a lo largo de canales de incisión de los ríos. En primera aproximación esto explica porqué la clase Moderada presenta la menor densidad de huellas de movimientos en el submodelo geología Sp.

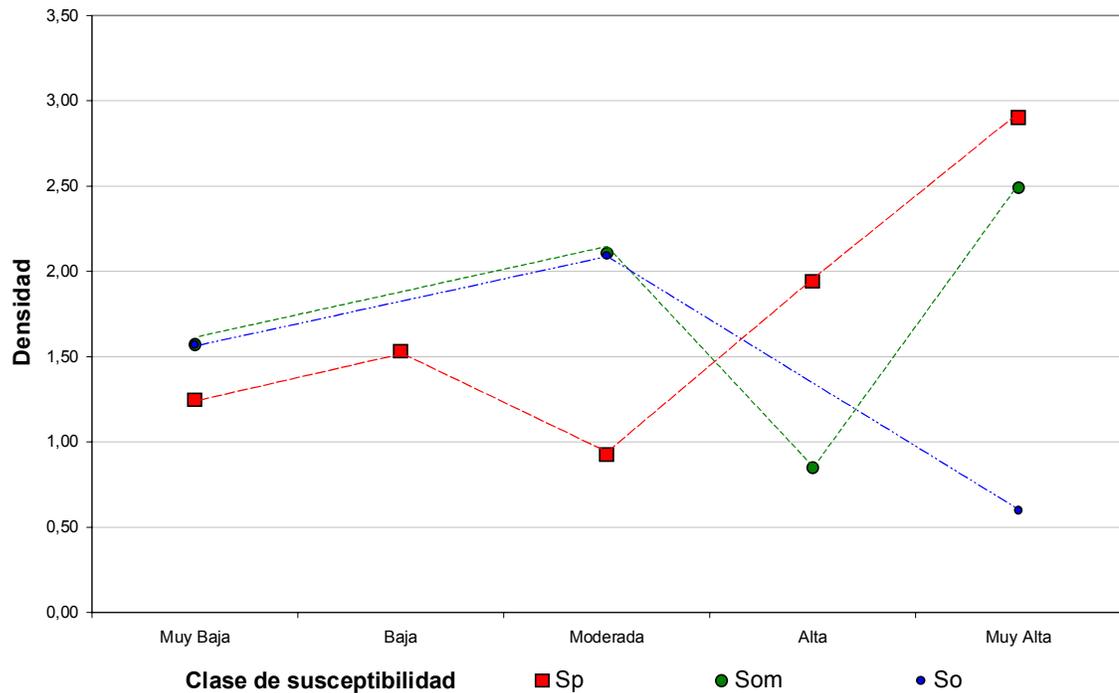


Figura 39. Densidad de movimientos de masa según submodelos de geología.

6.9 MODELOS.

Con base en la clasificación y tratamiento de de las variables pendientes, humedad y geología descritas, se generaron tres modelos de susceptibilidad So (Modelo tipo OSSO), Som (Modelo OSSO modificado) y Sp (Modelo propuesto).

6.9.1 Modelo So.

Este se generó utilizando los criterios y variables según OSSO (1995a, b), aplicados a escala 1: 500 000 (Tabla 8: Pendientes, Tabla 12: Humedad, Tabla 16: Geología), con la finalidad de evaluar su comportamiento en la zona de estudio a la escala de trabajo 1:100 000, y como un referente de comparación de este proyecto. Los modelos de

clasificación de las variables corresponden a las Figuras 20: Pendientes, 26: Humedad y 30: Geología.

So fué generado mediante la ecuación general **S**, con la siguiente expresión específica:
 $So = \text{Figura 20} \times \text{Figura 26} \times \text{Figura 30}$, a partir de la cual se generó una imagen (Figura 40), con valores de susceptibilidad entre 0 y 144, mostrados en la Tabla 22 y Figura 41: Histograma de Frecuencias.



Figura 40. Modelo So sin reclasificar.

Tabla 22. Valores de susceptibilidad del modelo So.

Valor de susceptibilidad	Frecuencia	Área (km ²)
0	99.857	249.64
2	33.344	83.36
4	966	2.42
6	60.793	151.98
12	93.117	232.79
18	48.651	121.63

24	16.691	41.73
36	351.058	877.65
72	74.993	187.48
144	4.530	11.33

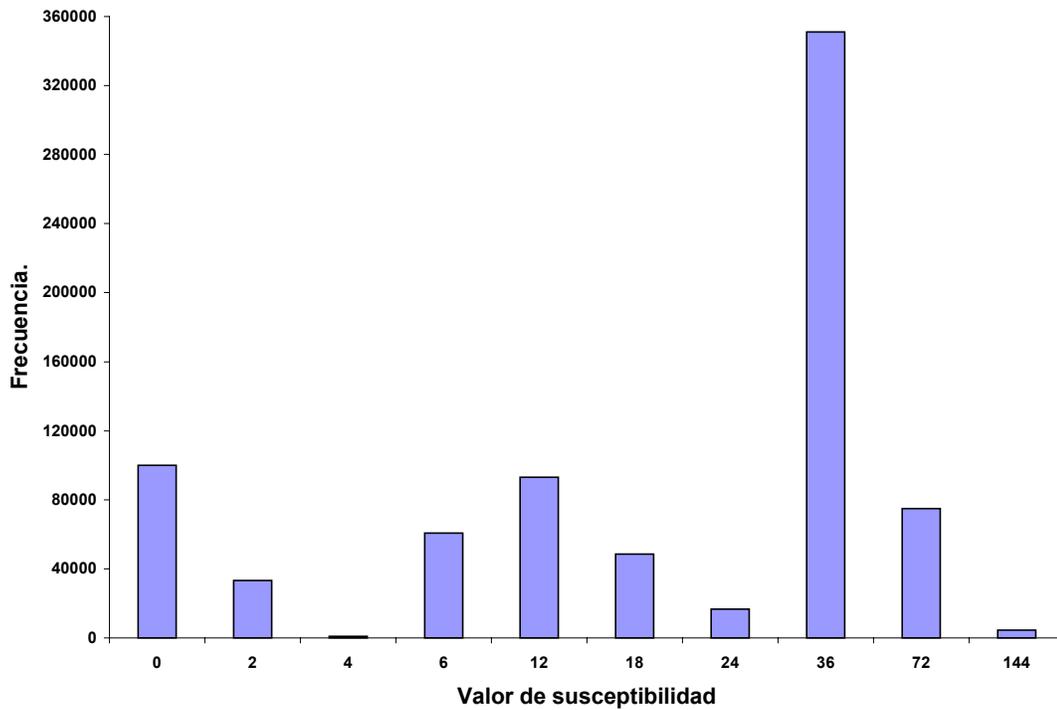


Figura 41. Pixeles por valores de susceptibilidad de So.

Los valores obtenidos se agruparon (reclasificaron) en cinco rangos a cada uno de los cuales se le asignó un peso cualitativo según la Tabla 23 y la Figura 42. Esta figura es la reproducción, de acuerdo con los criterios de OSSO (1995a, b), del modelo So, con la salvedad de ser realizado a una escala mayor a la original y con criterios de reclasificación propios de este estudio.

Tabla 23. Reclasificación del modelo So.

Peso	Susceptibilidad	Rango
1	Muy Baja	0 – 6
2	Baja	7 – 14
3	Moderada	15 – 30
4	Alta	31 – 44
5	Muy Alta	45 – 145

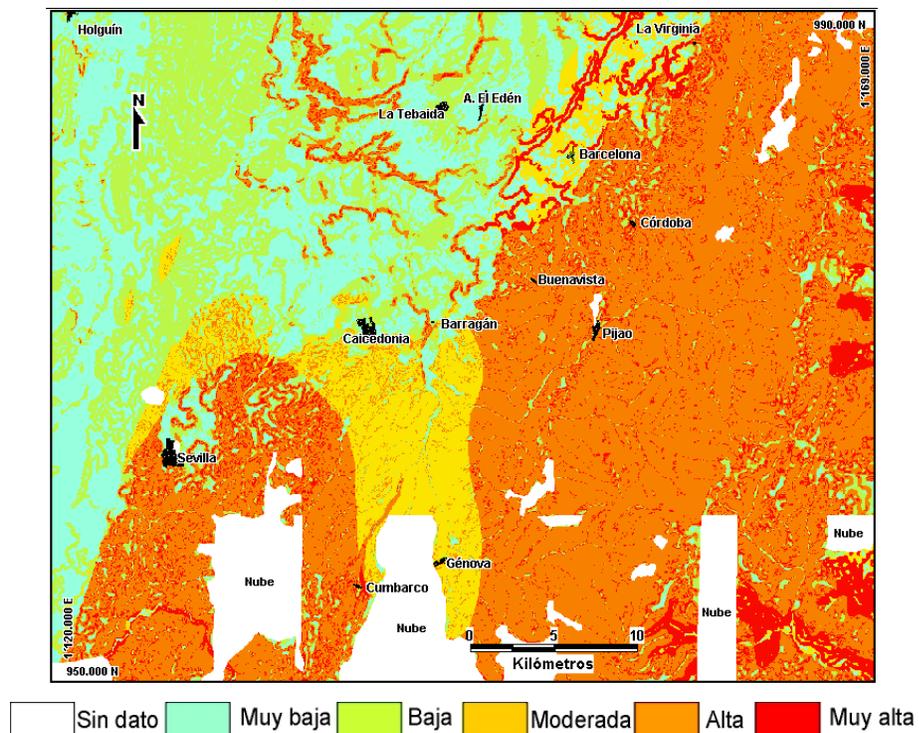


Figura 42. Modelo So.

6.9.2 Modelo Som.

Som se generó a partir de la valoración de variables propuesta en este estudio. Las diferencias con el modelo So, consisten en la estimación de la humedad en función de la precipitación, altura y zonas climáticas (Tabla 14 y Figura 27), una nueva valoración de

pendientes (Tabla 9 y Figura 21) y de las unidades litológicas (Tabla 17 y Figura 31). La ecuación específica del modelo es Som = Figura 21 x Figura 27 x Figura 31.

Con ello se obtuvieron valores de píxeles entre 0 y 180, mostrados en Figura 43 y la Tabla 24, lo mismo que en el histograma de la Figura 44.

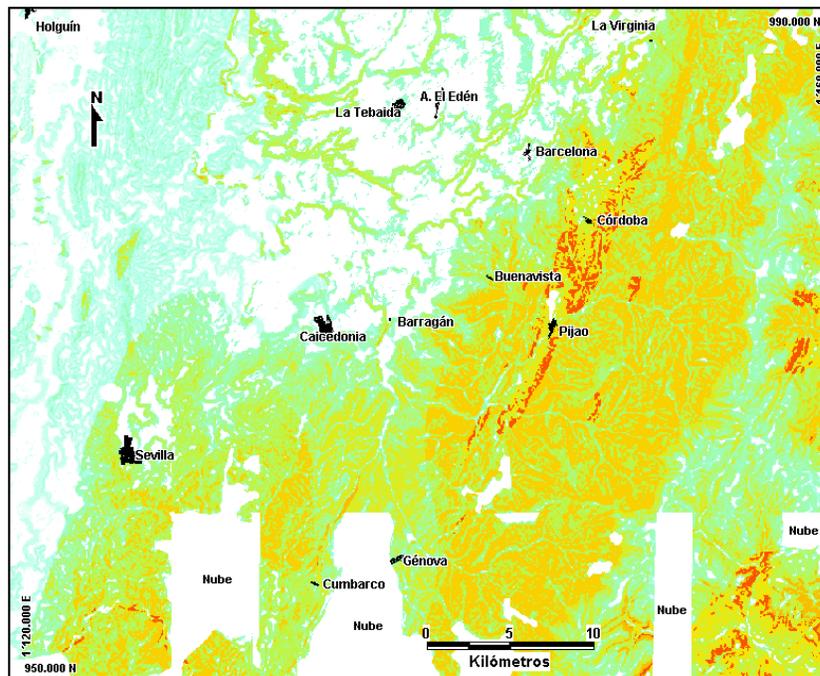


Figura 43. Modelo Som sin reclasificar.

Tabla 24. Valores de susceptibilidad modelo Som.

Valor	Frecuencia	Área (Km ²)
0	155.166	387,91
2	1.474	3,68
4	14.155	35,39
6	923	2,31
8	38.649	96,62
10	734	1,83
12	36.757	91,89
18	9.724	24,31
20	22.642	56,60

24	59.699	149,25
30	2.543	6,36
36	119.676	299,19
40	24.034	60,08
54	104.248	260,62
60	24.257	60,64
72	33.648	84,12
90	17.789	44,47
108	106.287	265,72
120	3.388	8,47
180	8.207	20,52

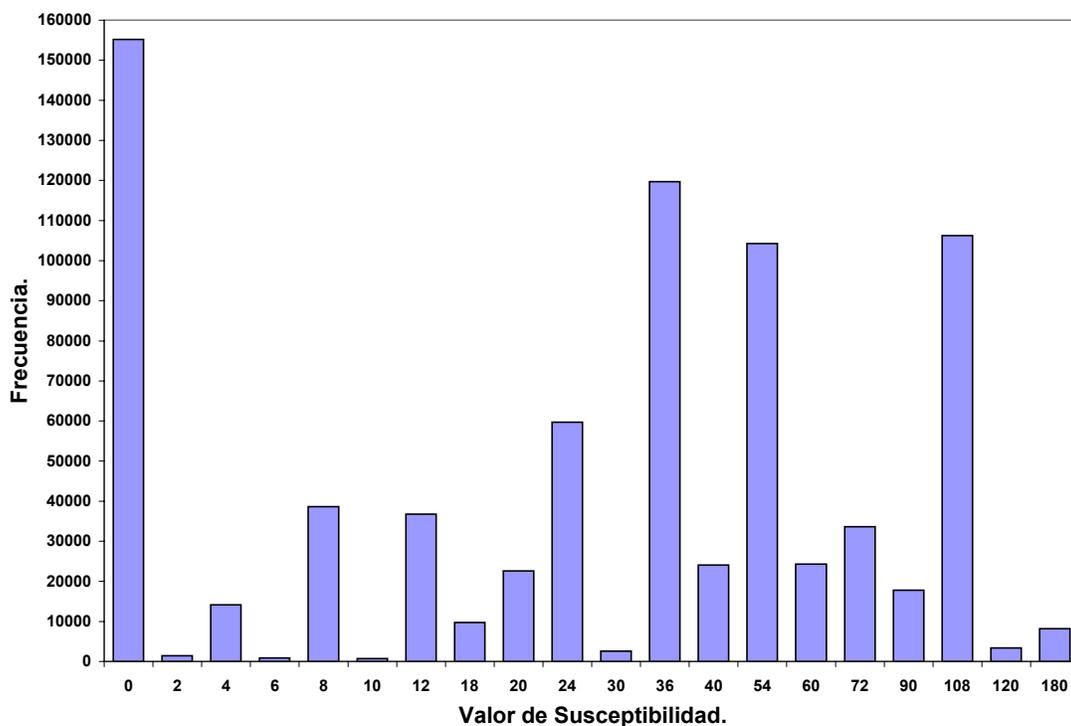


Figura 44. Píxeles por valores de susceptibilidad de Som.

Con igual procedimiento que en el caso anterior, para este modelo se reclasificaron los valores obtenidos como se muestra en la Tabla 25.

Tabla 25. Reclasificación modelo Som.

Valor	Susceptibilidad	Rango
1	Muy baja	0 – 8
2	Baja	9 – 20
3	Moderada	21 – 50
4	Alta	51 – 100
5	Muy Alta	101 - 180

A partir de esta reclasificación se obtuvo el modelo Som (Figura 45), cuya más notoria diferencia con So (Figura 42), por apreciación visual, es el incremento de áreas de la mayor susceptibilidad.

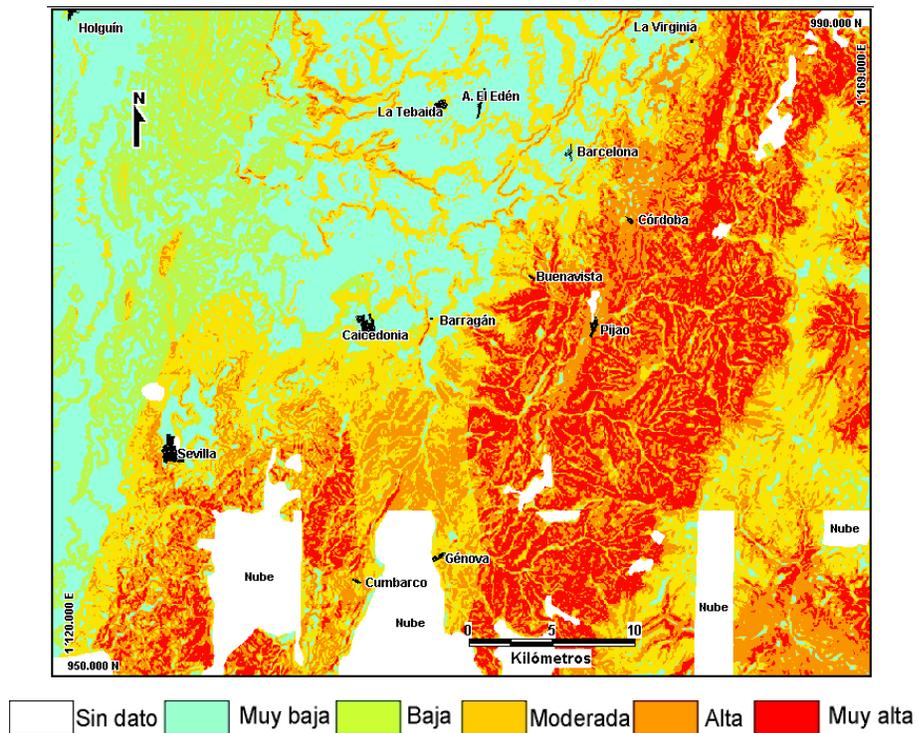


Figura 45. Modelo Som.

6.9.3 Modelo Sp.

Con similar procedimiento que para So y Som, para la generación de Sp se utilizó la ecuación específica $Sp = \text{Figura 21} \times \text{Figura 27} \times \text{Figura 38}$.

Como se ha presentado, la Figura 38, corresponde a el submodelo de geología, en el cual se introdujeron criterios y variables de estructuras geológicas, documentadas en la cartografía disponible para algunas de las unidades litológicas. Los submodelos de pendientes y humedad son iguales a los usados en Som.

Los valores de pixeles obtenidos con la ecuación Sp oscilan entre 0 y 216 (Figura 46 y Tabla 26). Igual que en la comparación entre Som y Som, en este caso Sp muestra, a primera vista, un incremento del rango más alto de la susceptibilidad.

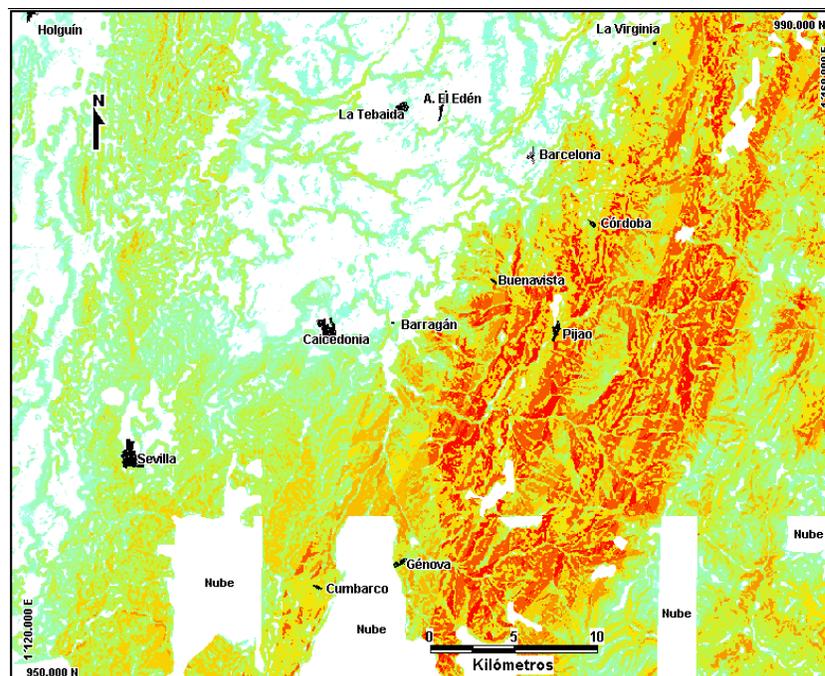


Figura 46. Modelo Sp sin reclasificar.

Tabla 26. Valores de susceptibilidad modelo Sp.

Valor	Frecuencia	Área (km ²)
0	155.166	387.91
4	441	1.10
6	1.034	2.59
8	1826	4.57
10	630	1.58
12	152.223	38.06
18	7.091	17.73
20	11.621	29.05
24	56.944	14.36
30	1.841	4.6
32	25.345	63.36
36	76.943	19.236
40	33.843	84.81
48	38.038	95.10
54	43.004	107.51
60	47.019	117.55
72	47.778	119.45
90	39.802	99.51
96	7.476	18.69
108	52.370	130.93
120	15.940	39.85
144	17.785	44.46
180	47.152	117.88
216	21.722	54.31
180	47.152	117.88
216	21.722	54.31

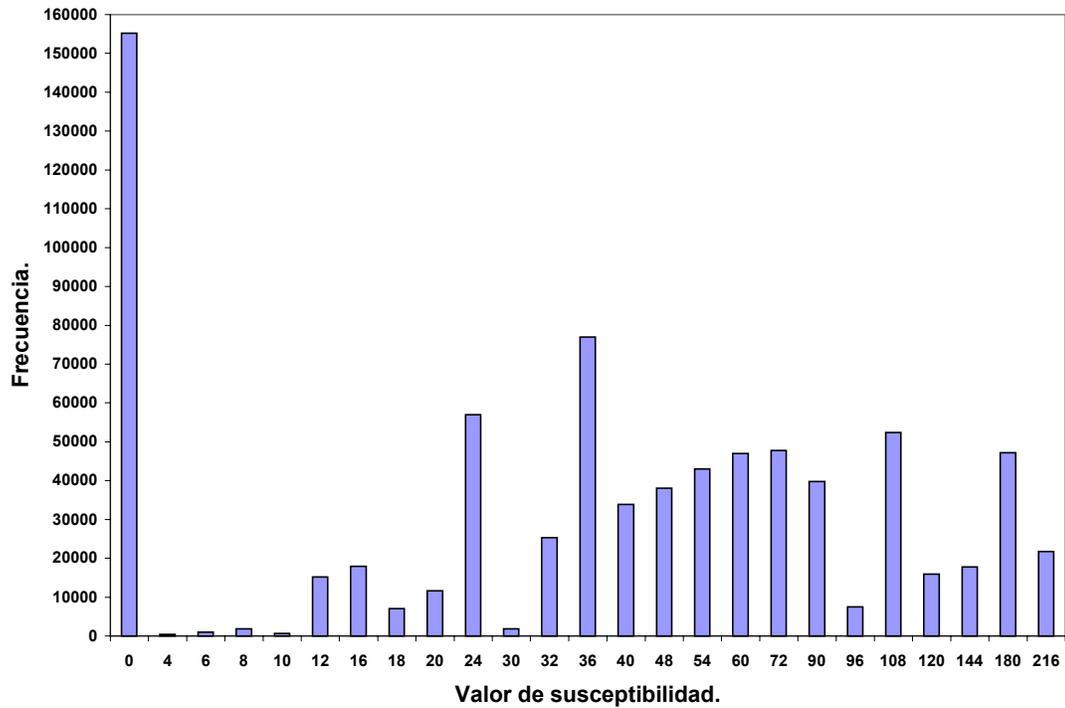
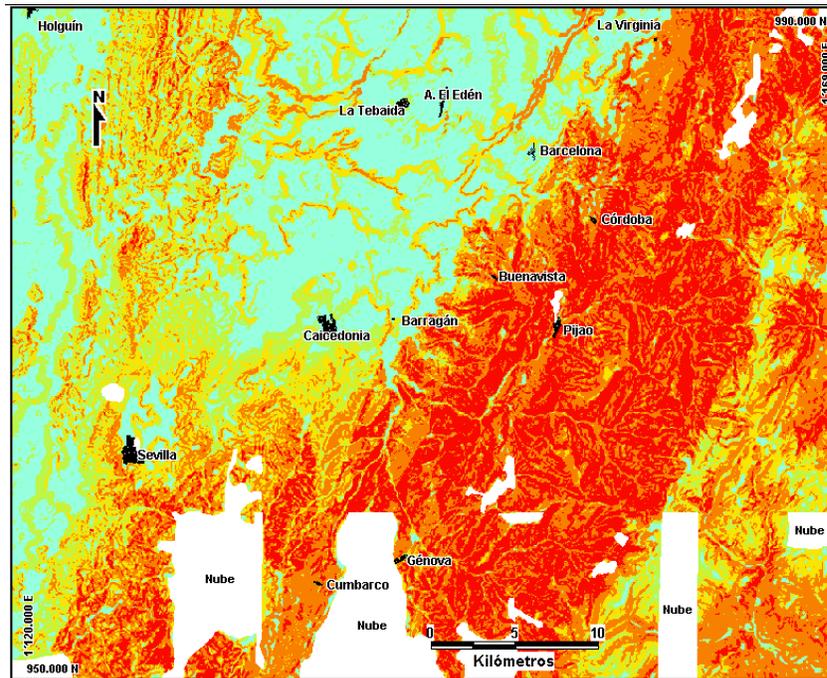


Figura 47. Píxeles por valor de susceptibilidad de Sp.

Los valores de la Tabla 26 se ilustran en la Figura 47, histograma que igualmente se utilizó como apoyo para la reclasificación, Tabla 27, para obtener, finalmente, el modelo Sp de la Figura 48.

Tabla 27. Reclasificación modelo Sp.

Valor	Susceptibilidad	Rango
1	Muy baja	0 – 9
2	Baja	10 – 25
3	Moderada	26 – 41
4	Alta	42 – 100
5	Muy Alta	101 – 216



Sin dato
 Muy baja
 Baja
 Moderada
 Alta
 Muy alta

Figura 48. Modelo Sp.

Tabla 28. Áreas por modelo de susceptibilidad.

Modelos de Susceptibilidad	Area por clase de susceptibilidad (km ²)				
	Muy Baja	Baja	Moderada	Alta	Muy Alta
So	332.61	345.34	147.52	802.37	175.25
Som	421.08	194.96	478.45	423.45	285.06
Sp	388.24	235.02	288.30	514.12	377.41

6.9.4 Evaluación de modelos.

Después de evaluar las variables y submodelos temáticos de pendientes, humedad y geología, la pregunta obvia es ¿Cómo se comportan los modelos con respecto a las reclasificaciones adoptadas?. Para resolverla en primera instancia se evaluaron los modelos no reclasificados (Figuras 40: So, 43: Som y 46: Sp). Esto se muestra en la Figura 49. Obsérvese que la continuidad (abcisas y ordenadas) de los modelos son diferenciables, especialmente en So, que muestra menor continuidad en las abcisas y mayores saltos en los valores de las ordenadas. Como era de esperarse, de acuerdo con la evaluación de los submodelos ya realizada, el modelo Sp presenta la mejor continuidad en la figura, con una *impresión visual*, de curva logarítmica. En otras palabras, sugiere que el modelo es más representativo de procesos de la Naturaleza gobernados por variables que interactúan de manera continua, no escalonada.

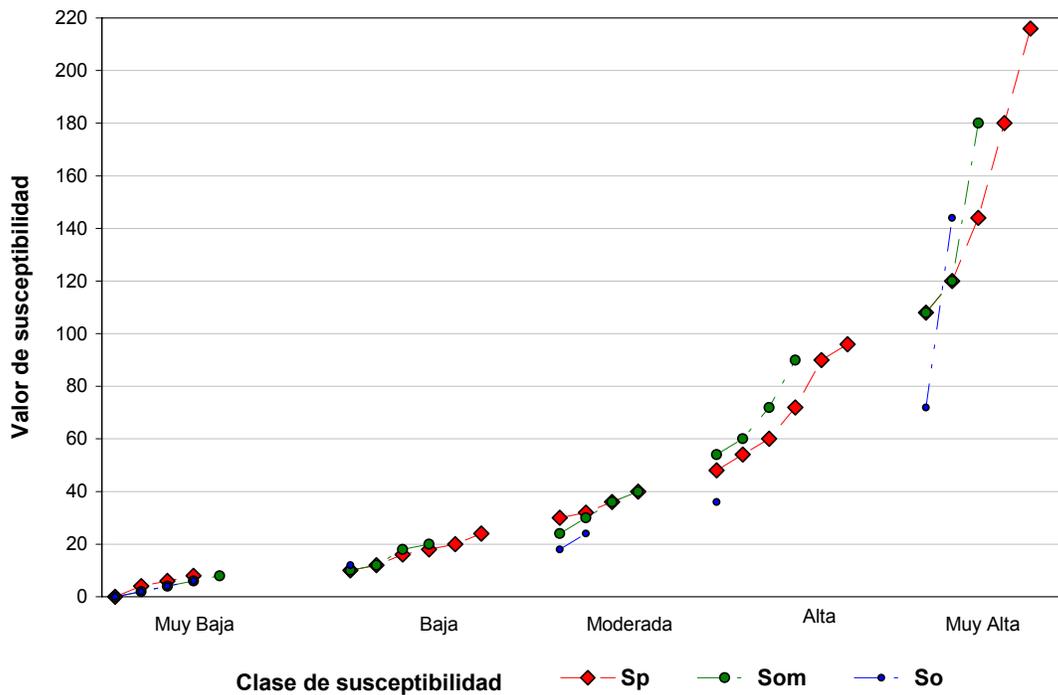


Figura 49. Valores de susceptibilidad por modelo sin reclasificar.

Ahora bien, ¿cómo se comportan los modelos con respecto al inventario de referencia?. Para resolver esta pregunta en primera instancia se comparó cada clase de susceptibilidad en cada modelo con respecto al número de huellas. Esto se representa en la Figura 50. De nuevo, el modelo más anómalo parece ser So. El número de huellas representado en la clase Alta supera de manera destacada los valores de los otros modelos, mientras que en la clase Muy Alta desciende por debajo de casi todos los valores obtenidos. Sin embargo, esto no es preocupante, porque la figura no la relación entre el número de huellas y el área que cada clase ocupa en cada modelo.

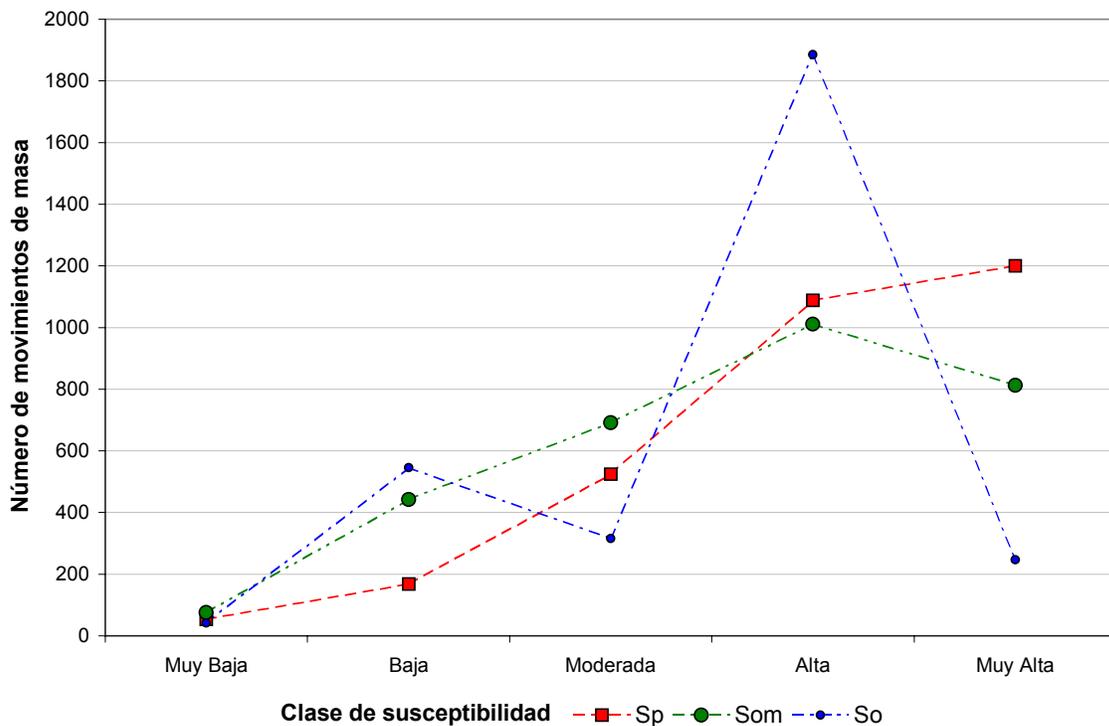


Figura 50. Número de huellas de movimiento de masa por modelo.

En consecuencia, la siguiente pregunta obvia es ¿cuál es la relación entre número de huellas y área por clase de susceptibilidad en cada modelo?. Mejor aún, ¿hay alguna relación entre los grados de susceptibilidad de cada modelo y el inventario de referencia? Para responder esta pregunta se calculó la densidad que expresa la ocurrencia de movimientos de masa (huellas) por unidad de área en cada clase de susceptibilidad en cada modelo, como se muestra en la Figura 51.

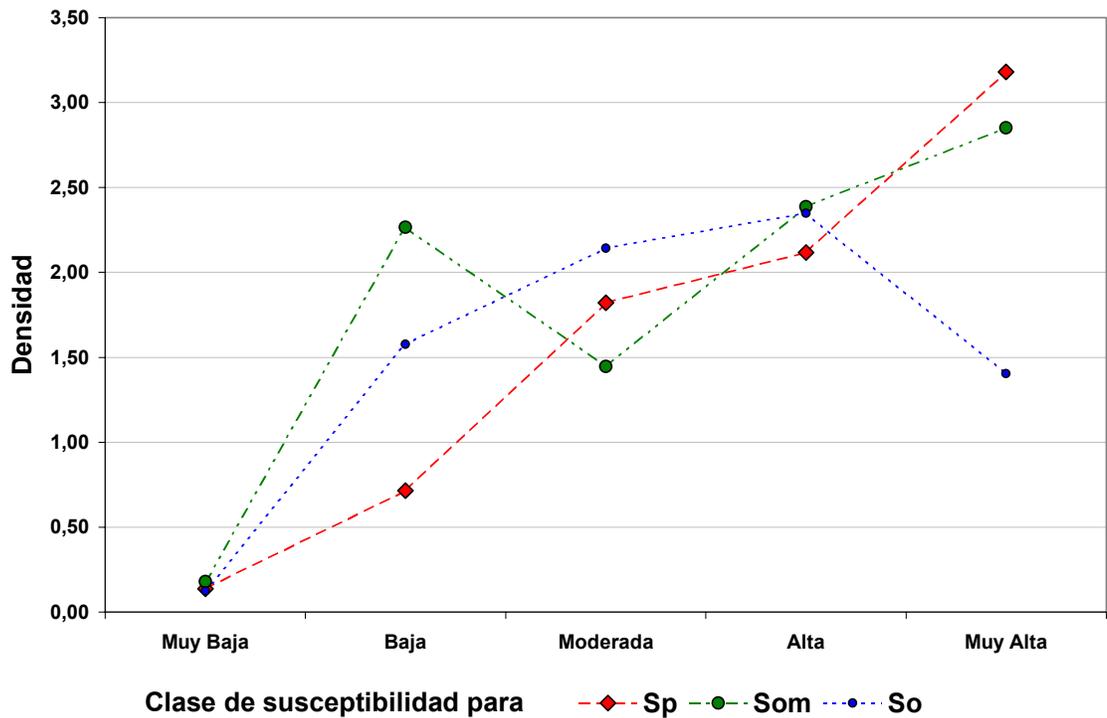


Figura 51. Densidad de huellas de movimientos de masa por modelo.

De forma preliminar se construyó un índice que expresa la ocurrencia de huellas de movimientos de masa por área total de la zona en cada modelo, como se muestra en la Figura 52.

Los resultados encontrados en las Figuras 51 y 52 son similares, pero en posteriores estudios se espera desarrollar un índice que permita evaluar con mayor rigor la validez de el modelo de susceptibilidad, a partir de un mapa de referencia.

La calidad de los modelos, interpretada como el grado de representación que expresan de los procesos en la naturaleza, debe conducir a que la densidad y el índice sean más pequeños en las áreas modeladas con menor susceptibilidad y mayor en las más altas.

Aunque los valores de la densidad y el índice para cada clase son discretos, en las Figuras 51 y 52 se representan como si se hubiera interpolado entre las clases de tal manera que se genera la sensación de obtener una curva para cada modelo. En la evaluación se utiliza el término curva con la restricción aquí indicada.

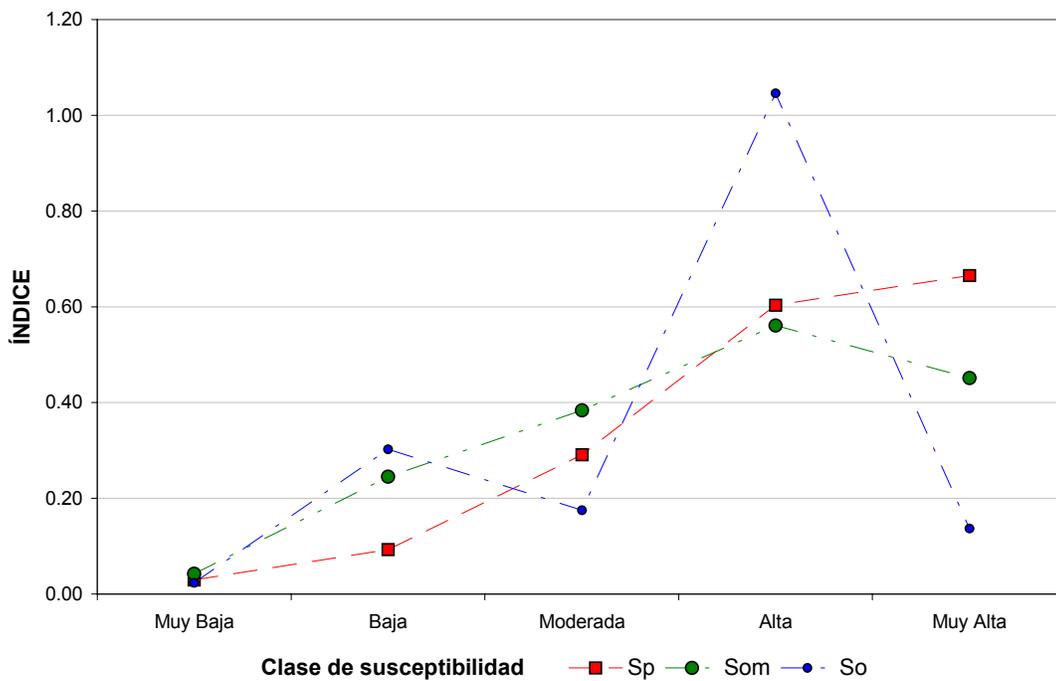


Figura 52. Índice de ocurrencia de movimientos de masa por modelo.

En la clase Muy Baja susceptibilidad los tres modelos son coincidentes, en términos de sus respectivos índices. En las demás clases las curvas difieren, especialmente la del modelo So con tres inconsistencias notables: índice bajo en la clase Moderada, muy alto en la Alta y muy bajo en la Muy Alta. La más notable de las anomalías radica en que para la clasificación Muy Alta el índice de So es menor que para las demás clases, excepto en la Muy Baja. En primera aproximación, las anomalías del índice de So

sugieren que el modelo no representa adecuadamente la susceptibilidad y no debe ser utilizado en la zona de estudio, a la escala de trabajo desarrollada.

Las curvas de Som y Sp tienen valores similares en las clases Muy Baja y Alta y difieren principalmente en las clases Baja y Muy Alta. La curva de Som es casi lineal entre las clases Muy Baja y Alta y desciende en la Muy Alta con respecto a la Alta, mientras que la curva Sp sugiere un comportamiento doblemente asintótico con el índice de la clase Muy Alta mayor que el de la clase Alta. El análisis anterior sugiere que el índice de Sp se comporta como una *Función de Pertenencia Tipo S* (Cardona y Carreño, 2002).

Prácticamente ninguno de los autores revisados realiza validaciones de los modelos a los cuales llegan. Sólo se encontró un documento (Fabbri and Chung, 2001), en el cual los autores utilizan una metodología similar a la seguida en este trabajo, comparando modelos amenaza por movimientos de masa, generados a partir de superposición de mapas, con 123 movimientos ocurridos antes y después de 1955. Los autores llegan a curvas con tendencias similares a las del modelo Sp.

Como el resultado final (Figura 48) corresponde al producto de los índices de cada submodelo afectado por la reclasificación, la forma de la curva también indica que los criterios generales adoptados en las reclasificaciones son aceptables. Sin embargo, y esto es propio de la metodología adoptada, los criterios de clasificación y reclasificación están abiertos a la discusión.

6.10 RESULTADOS.

El modelo Sp tiene un significado de predictibilidad espacial e indica, en la región, los rangos y grados de susceptibilidad que a la escala utilizada, muestra de manera coherente la disposición a la ocurrencia de movimientos de masa, o mejor aún, de zonas en las que los movimientos de masa tienen mayor potencial de ocurrencia, teniendo como referencia huellas con pixeles de 50 o más m de lado. Es además un

insumo para evaluaciones de amenaza por movimientos de masa, avenidas torrenciales.

Otras validaciones del modelo, a escalas más detallada para calibrar su sensibilidad y limitaciones, requiere de inventarios con fotografías aéreas o bases de datos homogéneas y detalladas de inventarios de campo, no disponibles en este momento.