UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Determinación de la humedad del suelo para el inicio de movimientos en masa en la región cafetera colombiana con el uso de modelos físicos experimentales

Luis Fernando Salazar Gutiérrez

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Escuela de Ingeniería Civil
Programa de Maestría en Ingeniería Geotecnia
Medellín, Colombia

2011

Determinación de la humedad del suelo para el inicio de movimientos en masa en la región cafetera colombiana con el uso de modelos físicos experimentales

Luis Fernando Salazar Gutiérrez

Tesis presentada como requisito parcial para obtener el título de:

Magíster en Ingeniería Geotecnia

Director:

Ingeniero Geólogo. M.Sc. Fabián Hoyos Patiño

Codirector:

Ingeniero Civil. M.Sc. Oscar Echeverri Ramírez

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Minas, Escuela de Ingeniería Civil

Programa de Maestría en Ingeniería Geotecnia

Medellín, Colombia

2011

Dedico este valioso logro a:

Dios por su bondad y su luz

A mi inspiración, mi amada y bella familia Carolina y Nelson

A mis padres Bernardita y Hermes por todo su esfuerzo, esmero y amor

A los caficultores de Colombia quienes aportan al desarrollo sostenible del país

Agradecimientos

A la Universidad Nacional de Colombia por su apoyo en la formación del autor y realización de la tesis.

A La Federación Nacional de Cafeteros de Colombia, por permitir la realización de este trabajo mediante su apoyo económico y logístico y por contribuir a la formación profesional del autor.

Al Centro Nacional de Investigaciones del Café – Cenicafé, por su aporte al bienestar de los caficultores de Colombia y por acoger la propuesta al permitir la realización de este trabajo mediante su apoyo técnico, económico y logístico.

A Fernando Gast Harders, Ph.D. Director de Cenicafé, por su gestión y apoyo constantes.

Al Servicio de Extensión del Comité Departamental de Cafeteros del Tolima en especial a los Ingenieros Olga Girón Coordinadora del Servicio de Extensión de Ibagué y Luis Alberto Olaya, Extensionista, por su esmerada colaboración y buena voluntad para la toma de las muestras de suelo.

Al Caficultor Señor Gustavo Gaviria Ángel por permitir la toma de las muestras de suelo en su finca Cafetal del Río y apoyar desinteresadamente la investigación.

A Fabián Hoyos Patiño. Ingeniero Geólogo, M.Sc. Profesor de la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín; Gestor de la Maestría en Ingeniería Geotecnia, y a su familia, por su permanente motivación, hospitalidad y acompañamiento, y por los aportes valiosos para el desarrollo de la tesis y la formación del autor.

A Oscar Echeverri Ramírez. Ingeniero Civil. M.Sc. Profesor de la Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, por su hospitalidad, colaboración, aportes y sugerencias.

A Edgar Hincapié Gómez. Ingeniero Agrónomo. Ph.D. Investigador Científico de la Disciplina de Suelos de Cenicafé. Por su apoyo constante y desinteresado, motivación y aportes en todas las etapas de la investigación.

Al Señor Arturo Gómez Valencia. Colaborador de Cenicafé, por su esmerado, confiable y serio apoyo en la toma de las muestras de suelo, construcción de los modelos físicos y análisis de laboratorio, y por su acompañamiento durante la ejecución de la tesis.

A Siavosh Sadeghian Kalabahadi. Ingeniero Agrónomo Ph.D. Investigador y Coordinador de la Disciplina de Suelos de Cenicafé, por su apoyo, confianza, consejos y motivación constantes.

A Yamile Valencia González. Ingeniera Civil. Ph.D. Profesora de la Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, por su motivación, colaboración, aportes y sugerencias.

A Miguel Ángel Sierra Baena Ph.D. e Iván Sarmiento O. Ph.D. Profesores de la Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín por sus aportes y enseñanzas en la elaboración del documento de proyecto de tesis.

Al laboratorio de Geotecnia y Pavimentos de la Escuela de Ingeniería Civil, Facultad de Minas, por su colaboración en la realización de los análisis de mecánica de suelos.

A José Horacio Rivera Posada. Ingeniero Agrónomo. Ph.D y Edier Arístizábal Giraldo. Ingeniero Geólogo. M.Sc. Candidato a Ph.D, por sus aportes valiosos, serios y constructivos como jurados de la tesis.

Al Señor Uriel López Posada, Colaborador de Cenicafé por su creatividad y buena voluntad en la elaboración del modelo físico experimental.

A Alberto Sepúlveda Ingeniero Eléctrico, candidato a Ph.D., por sus aportes en el diseño y mantenimiento de la instrumentación.

Al Señor Gonzalo Hoyos Salazar, colaborador de la Sección de Divulgación de Cenicafé por 37 años, por su apoyo comedido y profesional en la toma de fotografías científicas y elaboración de dibujos técnicos y por sus enseñanzas.

A la Señora María Lucero Arias Velásquez, colaboradora de Cenicafé por su eficiente y constante apoyo logístico en todas las etapas de la investigación.

A la familia Farfán Salas por su confianza en el autor.

A Carolina Díaz Marín. Ingeniera Agrónoma. M.Sc. (e) por su incondicional apoyo y motivación.

Resumen

Para los suelos de la región cafetera de Colombia son escasos los estudios sobre los procesos involucrados en los movimientos en masa relacionados con la saturación del suelo. Para contribuir a este conocimiento, se seleccionó un Inceptisol derivado de granito ubicado en el municipio de Ibagué – Colombia, se tomaron muestras de cajón, inalteradas con cilindro de pared delgada y 3 Mg de suelo alterado hasta los l,60 m de profundidad, con éste, se conformaron 7 taludes modelo según la densidad aparente y disposición de los horizontes de campo, las dimensiones de los taludes fueron de 1,0 m de altura, con base de 1,5 m² y pendiente de 32°. En cada modelo, se ubicaron ocho tensiómetros de succión (0 a -85 kPa) y se determinó el grado de saturación mediante las curvas características de humedad del suelo. Se aplicó lluvia simulada así: 680 mm en 34 h, 685 mm en 180 h y 150 mm en 14 h. Se simuló un flujo subsuperficial en la cabeza del talud así: Incremento del nivel de agua de 70 a 74 cm en 8,2 h, de 70 a 75,5 cm en 29,5 h seguido de un incremento de 75,5 a 87,5 cm en 0,16 h y de 70 a 92,5 cm en 1,5 h; y la combinación del flujo subsuperficial en la cabeza del talud y lluvia simulada. Con la lluvia de 680 mm en 34 h, el primer sector del talud en saturarse fue el pie y se causaron desgarres superficiales y erosión laminar severa. La lluvia de 685 mm en 180 h, además de causar la saturación del pie permitió la saturación más rápida del subsuelo. Al inicio de la lluvia, la succión se incrementó, seguido de una caída por debajo del valor inicial al finalizar la misma. Al terminar la lluvia, la succión continuó su disminución en la base y el subsuelo, mientras que ésta se incrementó nuevamente en la sección media y la corona. Al partir de una succión alta (-300 hPa) y con grietas en el suelo producto del secado y humedecimiento, la lluvia favoreció la saturación de la base y del horizonte más superficial. Para la simulación del flujo subsuperficial en la corona del talud, la falla se generó por la pérdida de succión de la base, controlada por la permeabilidad de los horizontes de suelo y por los cambios en el nivel freático.

Palabras clave: Succión, suelos no saturados, deslizamientos, geotecnia.

Abstract

Determination of soil water conditions to triggering of mass wasting in the Colombian coffee region by mean of experimental physical models

For the soils of the Colombian coffee region there are few knowledge about the contributing factors of the mass wasting in relation to the soil water content. In order to contribute to this knowledge, three tons of altered soil derived from granite located in the municipality of Ibagué – Colombia were selected until the 0.16 m of depth. Seven physical slopes model according to field bulk density and soil horizons disposition were building. The dimensions of the slope model were of 1.0 m of height, with base of 1.5 m² and slope of 32°. In each model, eight suction tensimeters (0 to –85 kPa) were located. The saturation level was determined by means of the water retention curves. Rainfall simulated was applied thus: 680 mm during 34 h, 685 mm during 180 h and 150 mm during 14 h. A seepage in the head of the slope was simulated thus: Rising water level from 0.70 to 0.74 m in 8,2 h, from 0.70 to 0.75 m in 29,5 h followed of an rising from 0.75 to 0.87 m in 0,16 h and from 0.70 to 0.92 m in 1,5 h; besides a combination of seepage and simulated rainfall were evaluated. When the rainfall of 680 mm in 34 h was simulated, the slope toe was the first sector to become to saturation and both shallow landslides and severe laminar erosion were caused. The rainfall of 685 mm in 180 h, caused the saturation of the slope toe and the fastest saturation of the subsoil. At the beginning of rainfall, the suction was increased, followed of a fall below the initial value when finalizing the same. When rainfall stopped, the suction continued its diminution in both the toe and the subsoil slope, whereas this one was again increased in the slope head section. When the rainfall started in high soil suction conditions (-300 hPa) and with presence of soil cracks produced by drying and humidification, the rainfall caused both the saturation of the toe and the superficial soil horizon. To the sub-surface flow in the head of the slope simulation, the soil failure was generated by the loss of suction of the slope tie; the failure was controlled by the permeability of the soil horizons and the changes in the soil table water.

Key words: Suction, non saturated soils, landslides, geotechnical engineering

Contenido

Pág

Resumen ..... **X**

Lista de tablas ..... **XV**

Lista de figuras ..... **XVI**

Introducción **1**

1. Planteamiento del problema y justificación **4**

1.1. Planteamiento del problema 4

1.2. Justificación 4

2. Objetivos **7**

2.1 Objetivo general: 7

2.2 Objetivos específicos 7

3. Pregunta e hipótesis de investigación **8**

3.1. Pregunta de investigación 8

3.2. Hipótesis de investigación 8

4. Antecedentes **9**

4.1 Generalidades sobre las relaciones entre el agua y el suelo 9

4.2 El papel de la succión en la estabilidad de los suelos 11

4.3 Estudios básicos sobre el agua y la estabilidad de laderas mediante modelos físicos experimentales 16

4.4 Relación entre los movimientos en masa y las lluvias 21

4.5 Medición del contenido de humedad 24

4.6 Lluvia simulada 25

4.7 Entorno geológico general de la zona cafetera central de Colombia 25

4.8 La unidad cartográfica de suelo san simón y su susceptibilidad a los procesos de degradación. 28

5. Materiales y métodos 32

5.1 Localización: 32

5.2 Materiales: 32

5.2.1. Muestras de suelo 32

5.2.2. Instrumentos y materiales 35

5.3 Metodología 36

5.3.1 Simulación de agua en el talud 41

5.3.2 Variables de interés y complementarias 42

5.3.3 Prueba de hipótesis 49

6 Resultados y discusión 50

6.1 Caracterización del suelo 50

6.1.1 Parámetros de resistencia al corte 50

6.1.2 Prueba de compresibilidad 51

6.1.3 Análisis de granulometría 53

6.1.4 Límites de consistencia 55

6.1.5 Propiedades volumétricas del suelo. 56

6.1.6 Permeabilidad 57

6.1.7 Curva característica de humedad 58

6.1.8 Características químicas del suelo 62

6.2 Resultados obtenidos por la simulación de ingreso de agua al talud. 63

6.2.1 Método de simulación de lluvia 63

6.2.2 Resultados método de agua en la espalda del talud 78

6.3. Prueba de la hipótesis de trabajo. 89

7. Conclusiones recomendaciones 91

7.1 Conclusiones 91

7.2. Recomendaciones 93

7.2.1 Manejo del suelo e implicaciones en el sistema de cultivo 93

7.2.2 Sobre la investigación mediante modelos físicos experimentales 94

Literatura citada 95

Lista de tablas

Pág.

Tabla 1. Coeficientes obtenidos de la prueba de consolidación del suelo (Horizonte B) 52
Tabla 2. Distribución granulométrica según el método de la pipeta. 54
Tabla 3 Distribución granulométrica según el método del hidrómetro. 54
Tabla 4. Clasificación del suelo según la SUCS a partir de la curva granulométrica. 55
Tabla 5. Limites de consistencia del suelo 56
Tabla 6. Propiedades volumétricas del suelo..... 57
Tabla 7. Permeabilidad del suelo..... 58
Tabla 8. Coeficientes obtenidos de la curva característica de humedad según el modelo de Fredlund y Xing (1994) 62
Tabla 9. Características químicas del suelo..... 63
Tabla 10. Grado de saturación estimado en el cual se presentaron las fallas en el talud 90

Lista de figuras

Pág

Figura 1. Curva característica de humedad del suelo (Adaptada de Fredlund, 2006). 12
Figura 2. Relación lineal entre la succión y la resistencia al corte (Modificado de Ho y Fredlund, 1982). Donde = (u_a - u_w) = Succión matricial (hPa). u_a = Presión de aire en los poros. ϕ_b = Ángulo de fricción con respecto a la succión matricial. C' = Cohesión efectiva. τ = Resistencia al corte. 14
Figura 3. Experimentos en taludes a escala: (a) con fluctuación de la lámina de agua (b) y (c) con simulador de lluvia en diferentes pendientes (modificado de Tohari, Nishigaki y Komatsu, 2007). 17
Figura 4. Tipos de falla obtenidos por la aplicación de diferentes tratamientos de inducción de nivel de agua en taludes a escala (Modificado de Tohari, Nishigaki y Komatsu, 2007). 18
Figura 5. Movimientos en masa superficiales y flujos recurrentes en la zona cafetera colombiana. Cordillera Central de Colombia (Villamaría – Caldas). 28
Figura 6. Ubicación del batolito de Ibagué, cuadrante 4 (color gris oscuro) tomado de Núñez (1998). 30
Figura 7. Sitio de muestreo. Municipio de Ibagué, departamento de Tolima, Colombia.... 33
Figura 8. Perfil del suelo muestreado de la Unidad San Simón. Clasificado taxonómicamente como *Typic eutropepts* (según USDA, 2006). 34
Figura 9. Fisiografía de la zona de muestreo - vertientes erosionables 34
Figura 10. Simulador de lluvias y contenedor del modelo físico 35
Figura 11. Tensiómetro electrónico de 0 a 85kPa 36
Figura 12. Tensiómetro de copa porosa con transductor electrónico de ocho puertos 0 a 85kPa. 36

Figura 13. Modelo experimental tipo 1, propuesto para lluvia simulada adaptado según el modelo utilizado de Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007). 37
Figura 14. Modelo experimental tipo 2, propuesto para lluvia simulada adaptado según el modelo utilizado por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007)..... 38
Figura 15. Modelo experimental tipo 3, propuesto para simulación de flujo de agua en la espalda del talud adaptado según el modelo utilizado por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007). 38
Figura 16. Ubicación de los tensiómetros. Modelo tipo 1..... 40
Figura 17. Ubicación de los tensiómetros. Modelo tipo 2..... 40
Figura 18. Ubicación de los tensiómetros. Modelo tipo 3..... 41
Figura 19. Toma de la muestra de suelo de la Unidad Cartográfica San Simón (*Typic eutropeps*) con mínima alteración para la realización de las pruebas mecánicas..... 44
Figura 20. Ejecución de la prueba de granulometría. Método tamizado (a), pipeta (b) e hidrómetro (c). 47
Figura 21. Ejecución de la prueba de límite líquido y límite plástico 47
Figura 22. Desarrollo de la prueba permeabilidad saturada. a),b) y c) proceso de saturación de las muestras. d). Proceso de la prueba de permeabilidad por el método cabeza constante. 48
Figura 23. Desarrollo de la prueba de gravedad específica 48
Figura 24. Proceso de la determinación de la curva característica de humedad del suelo .. 49
Figura 25. Representación gráfica de la prueba de corte directo por el diagrama de Mohr. La intersección de la recta con el eje Y indica la cohesión efectiva y la pendiente de la recta indica el ángulo de fricción interna (Terzaghi, Peck y Mesri, 1996) 51
Figura 26. Curva de compresibilidad del horizonte B. Presión – relación de vacios. 52
Figura 27. Curva granulométrica por el método combinado (tamizado y pipeta)..... 54
Figura 28. Curva característica de humedad del horizonte A, suelo alterado. 60
Figura 29. Curva característica de humedad del horizonte AB, suelo alterado. 60
Figura 30. Curva característica de humedad del horizonte B, suelo alterado. 61
Figura 31. Comportamiento de la succión y humedad. Lluvia simulada. Caso N° 1..... 66
Figura 32. Desgarres someros y saturación evidente de la base del talud. Caso N° 1. a) 2 h de iniciada la lluvia. b) 5 h de iniciada la lluvia 67

Figura 33. Signos de erosión - micro pedestales de 1 a 2 cm de longitud. Caso N° 1 67
Figura 34. Tiempo y lluvia acumulada para alcanzar la saturación. Caso N°1 67
Figura 35. Comportamiento de la succión y humedad. Lluvia simulada. Caso N° 1 68
Figura 36. Comportamiento de la succión y humedad saturada estimada. Lluvia simulada Caso N° 2 72
Figura 37. Comportamiento de la succión y humedad. Lluvia simulada. Caso N° 2 73
Figura 38. Tiempo y lluvia acumulada para alcanzar la saturación. Caso N°2 74
Figura 39. Desgarres someros. Caso N°2 74
Figura 40. Fallas en el talud. Caso N° 2. a) Movimiento en la corona del talud. b) Signos de saturación del horizonte B que fluye hacia el horizonte AB. 74
Figura 41. Lluvia simulada sobre talud seco y con grietas someras o superficiales. Caso N°3 76
Figura 42. Tiempo y lluvia acumulada para alcanzar la saturación. Caso N°3 77
Figura 43. Grietas de tensión al inicio (a) y final del experimento (b). Caso N° 3 77
Figura 44. Comportamiento de la succión y humedad. Experimento 4 79
Figura 45. Asentamiento en la corona del talud. Caso N°4. Secuencia fotográfica 80
Figura 46. Falla en la base del talud. Caso N°4. a) Estado inicial. b) Falla en la base 1, c) Falla en la base 2. Se aprecian micro grietas de tensión horizontales a lo largo de la superficie del horizonte A (b y c). 80
Figura 47. Comportamiento de la succión. Caso N° 5 82
Figura 48. Movimiento en masa superficial. Caso N° 5 83
Figura 49. Movimiento en masa superficial. Caso N° 5 (29:15 hh:mm) 83
Figura 50. Grieta de tensión en la parte media y asentamiento en la corona del talud. Caso N° 6 84
Figura 51. Movimiento en masa en la base del talud. Caso N° 6. Secuencia 84
Figura 52. Movimiento en masa en la base del talud. Caso N° 6. Secuencia 84
Figura 53. Comportamiento de la succión. Caso N° 6 85
Figura 54. Comportamiento de la succión. Caso N° 7 87
Figura 55. Movimiento en masa en la base del talud. Caso N° 7. a) Posición inicial. b) posición final. 88

Figura 56. Movimiento en masa en la base del talud y grietas de tensión superficiales en el horizonte A. Caso N° 7. a) Estado inicial. b) Estado final. 88
Figura 57. Movimiento del talud. Caso N° 7. Se evidencia el plano de falla muy cercano a la superficie del horizonte B. 89

Introducción

Los movimientos en masa y la formación de cárcavas por la erosión avanzada de los suelos, son eventos recurrentes en la región andina cafetera de Colombia (Rivera y Sinisterra, 2002; Gómez y Alarcón, 1975). Dichos fenómenos causan pérdidas económicas importantes por los daños a la infraestructura y áreas productivas y amenazan el bienestar y la vida de las personas que habitan en ésta región y dependen de dicha actividad agrícola como medio de sustento (Serna, 2009).

La erosión superficial y el movimiento en masa, se diferencian principalmente en los agentes de transporte y los volúmenes de suelo transportados (Gray y Sotir, 1996). Mientras que en la erosión superficial, el suelo es lavado superficialmente y los sedimentos son transportados por el agua y el viento, en los movimientos en masa el agente principal es la gravedad, e involucra el movimiento de volúmenes mayores de sedimentos (Gray y Sotir, 1996).

Según Hoyos (2006) la precipitación y el agua subterránea constituyen factores importantes en la mayor parte de los procesos de movimientos de masa; los tipos de movimiento en masa están controlados por el modo cómo se encuentra y circula el agua en el suelo, conjuntamente con otros factores antrópicos y naturales. Igualmente la succión del suelo o el potencial matricial que en términos generales se define como la capacidad de un suelo para retener agua capilar, es de interés particular en la estabilidad de laderas dado que esta guarda una estrecha relación con la resistencia al corte en suelos no saturados (Ho y Fredlund, 1982).

Con la presente investigación, se estudió en condiciones de laboratorio, mediante modelos físicos experimentales, la relación entre el estado de humedad del suelo y los procesos de movimientos en masa someros a profundos. Renwick, Brumbaugh y Loeher (1982) y Hoyos (2006) explican los primeros, como aquellos que afectan la parte más externa de la masa de suelo de modo que cualquiera de sus dimensiones superficiales es considerablemente mayor que su profundidad; normalmente esta relación es mayor que 4, y su profundidad varía entre unos pocos decímetros y un poco más de 1 m; en tanto que Hoyos (2006) se refiere al movimiento en masa profundo como el que afecta la masa de suelo hasta profundidades en el intervalo de metros a decenas de metros, la relación entre sus dimensiones superficiales y la profundidad normalmente es menor que 4.

Así, según Hoyos (2006) entre otros factores antrópicos y naturales, la mayor parte de los movimientos profundos están asociados a la circulación de aguas subterráneas profundas, en tanto que los movimientos someros, reptación, los desgarres, y algunos deslizamientos en cuña, están asociados frecuentemente a eventos locales de precipitación y a la infiltración y circulación del agua en la parte más superficial del terreno.

Por otro lado, es claro, el efecto de la actividad humana y el incremento de los deslizamientos, este efecto puede estar relacionado con la degradación o remoción de la vegetación (deforestación), prácticas agrícolas inadecuadas, sobrecargas, explanaciones, llenos artificiales, construcción de reservorios, intervención de drenajes y concentración de aguas (Crozier, 2010); en este sentido es evidente el aumento de los deslizamientos por la deforestación, el cambio de bosques a pastos puede incrementar en más de tres veces los eventos de deslizamientos (Crozier, 2010). El cambio o la intervención de la cobertura vegetal además de disminuir el refuerzo de las laderas tiene efectos fundamentales en las relaciones hidroedafológicas que guardan estrecha relación con la estabilidad de las laderas (Gray y Sotir, 1996).

Por lo anterior, en un suelo de importancia para la caficultura Colombiana y más específicamente de Tolima y Huila, se analizó el comportamiento del agua en los taludes

parcialmente saturados, utilizando modelos físicos experimentales en laboratorio y a través de los resultados obtenidos mediante el estudio de la curva característica de la humedad del suelo. Lo anterior con el fin de contribuir al conocimiento de los procesos asociados a los movimientos en masa de la región cafetera y la prevención y mitigación de amenazas por deslizamientos que redunde en la sostenibilidad de la zona cafetera colombiana.

La investigación fue financiada por la Federación Nacional de Cafeteros de Colombia, gremio que desde su fundación en 1927 se ha interesado por el bienestar de las familias cafeteras y mediante sus procesos de investigación científica y tecnológica y extensión rural ha contribuido a la sostenibilidad de las laderas de Colombia en su dimensión económica, ambiental y social.

1. Planteamiento del problema y justificación

1.1. Planteamiento del problema

En el mundo, la relación de la lluvia con los deslizamientos se ha investigado desde varios puntos de vista, y no cabe duda de su dependencia e importancia; sin embargo, aun existen vacíos sobre el entendimiento de esta relación problemática principalmente en condiciones del trópico y de suelos no saturados (Crozier, 2010). Aunque existe alguna claridad empírica sobre la relación de las lluvias con los deslizamientos someros o superficiales, se conoce que para los movimientos en masa profundos esta relación puede ser menos directa (Hoyos, 2006; Gómez y Vélez, 1990). Actualmente para las condiciones de la zona cafetera colombiana, existe poca información sobre los niveles de lluvia detonantes de deslizamientos, el movimiento del agua en el perfil de suelo en condiciones no saturadas y de ladera, el avance del frente de humedecimiento, valores de la humedad y la succión matricial del suelo, a partir de los cuales se inician los movimientos en masa en suelos de la zona cafetera colombiana. Factores en los cuales la investigación quiere aportar a su mejor entendimiento.

1.2. Justificación

El cultivo del café es una actividad que tiene gran relevancia socioeconómica e histórica para Colombia. Esta actividad que representa cerca del 1,7% del producto interno bruto (PIB) total Nacional (Ministerio de Agricultura y Desarrollo Rural, 2008), se desarrolla en suelos de reciente formación y, en su gran mayoría, en condiciones de ladera y de alta

precipitación anual, que la hace susceptible a la erosión hídrica y los movimientos en masa, situación que afecta la sostenibilidad de esta zona y este renglón productivo (Gómez y Alarcón, 1975).

Los movimientos en masa son procesos geológicos destructivos que causan miles de muertes y daño en las propiedades por valor de decenas de billones de dólares cada año. Miles de personas en el mundo se afectan ante la ocurrencia de desastres naturales como terremotos, tsunamis, inundaciones, huracanes y movimientos en masa; en la región andina de Colombia, uno de los fenómenos que más causa pérdidas económicas y amenaza es el relacionado con la inestabilidad de laderas (Mantilla *et al*., 2001).

En el periodo de 1970 a 1999, Colombia sufrió en promedio 2,97 desastres naturales por año, al ocupar tercer lugar en América Latina, con 29.857 víctimas fatales, que causaron pérdidas del orden del 11,5% del PIB (Producto Interno Bruto) en 1995 (Sánchez, Ahmed y Awe, 2006). En Colombia, entre 1999 y 2003, de alguna manera resultaron afectadas 533.000 personas por año debido a desastres naturales. De estos, el 5% correspondieron a personas afectadas por avenidas torrenciales o deslizamientos. Solo en el año 2003, 6.279 personas resultaron afectadas por deslizamientos (Sánchez, Ahmed y Awe, 2006).

Según Serna (2009), al analizar los informes de gestión de las Corporaciones Autónomas Regionales del eje cafetero (Caldas, Risaralda y Quindío), las inversiones presupuestadas en el año 2007 para atención, prevención de amenazas y gestión ambiental en las mismas, fueron del orden de 45 mil millones de pesos.

Una gran proporción de los movimientos en masa se pueden evitar si el problema se identifica con anterioridad y se toman medidas de prevención o control. De allí el interés de la presente investigación, en el sentido de comprender algunos de los procesos que dan inicio a tales movimientos con el fin de aportar a su conocimiento y mitigación, y, además, contribuir a la generación de criterios para los sistemas de alerta temprana futuros.

De acuerdo con Fukuzono (1987) y Picarelli, Olivares y Damiano (2006), la obtención de información para explicar los mecanismos de falla en laderas naturales es difícil, porque es imposible conocer con precisión el sitio, tiempo y condiciones de falla. Es por ello que los experimentos que usan taludes modelo en laboratorio, son un útiles para estudiar los procesos de falla.

Los métodos actuales para el estudio de los movimientos en masa se basan principalmente en la medición de la resistencia al corte en diferentes condiciones de estrés, *in situ* y en laboratorio. Sin embargo, se podrían explorar metodologías que permitan estudiar estos fenómenos con simulación de lluvia o condiciones de humedad en modelos experimentales instrumentados como una herramienta novedosa y poderosa para la captura de los principales aspectos de la mecánica de algunos deslizamientos, técnicas probadas en otros países, con el fin de ajustar algún método que permita conocer los factores de su inicio en diferentes tipos de suelo (Picarelli, Olivares y Damiano, 2006). Estas técnicas tienen además un potencial grande para la educación, al aplicar la teoría del aprendizaje experimental, con lo cual se mejora la probabilidad de mejorar el entendimiento de los procesos (Wartman, 2006).

Esta investigación contribuye al conocimiento de los procesos de falla con técnicas de inducción y simulación, a escala, en laboratorio, lo cual se presenta como una técnica novedosa para los suelos de las regiones cafeteras colombianas, ya que en la actualidad, para éstos, no se cuenta con una técnica para inducir los movimientos en masa a nivel de laboratorio y no se tiene claridad suficiente sobre los procesos de inicio de los mismos y en especial sobre los factores detonantes de los diferentes tipos de movimientos en masa.

Dada la importancia que cada día adquieren y las amenazas que normalmente ocasionan los movimientos en masa en los suelos de la región cafetera colombiana donde las condiciones de topografía y las lluvias fuertes los hacen más susceptibles, es necesario conocer los mecanismos de inicio de estos eventos, con el fin de contribuir a su comprensión y mitigación.

2. Objetivos

2.1 Objetivo general:

Determinar la humedad del suelo para el inicio de movimientos en masa en un suelo de la región cafetera de Colombia mediante modelos físicos experimentales.

2.2 Objetivos específicos

2.2.1 Evaluar modelos físicos experimentales para la determinación de los procesos involucrados en los movimientos en masa en un suelo de la zona cafetera colombiana.

2.2.2 Determinar, mediante modelos físicos experimentales, el estado de humedad del suelo necesario para el inicio del proceso de falla en un suelo de la zona cafetera colombiana.

3. Pregunta e hipótesis de investigación

3.1. Pregunta de investigación

¿El inicio de la falla del suelo, en condiciones experimentales controladas ocurre antes de alcanzar el punto de saturación?

3.2. Hipótesis de investigación

La falla de la masa de suelo en modelos experimentales se puede originar en condiciones de suelo no saturados.

4. Antecedentes

4.1 Generalidades sobre las relaciones entre el agua y el suelo

El agua del suelo se presenta adherida a las partículas sólidas de éste en forma de películas y no está libre en él, excepto cuando el suelo se encuentra saturado (Klute, 1986), el mismo autor al aplicar los conceptos de *energía libre de Gibbs*, dice que sobre el agua del suelo actúan una serie de fuerzas, de magnitud y dirección variadas, que determinan el estado energético del agua del suelo o potencial hidráulico (Ecuación [1]):

$$\psi_T = \psi_g + \psi_p + \psi_m + \psi_o \qquad [1]$$

Donde, ψ_T, el potencial total. ψg, el potencial gravitacional que caracteriza la energía con la cual el agua es retenida por la fuerza de gravedad a una elevación relativa. ψ_P, el potencial de presión originado por el peso de una columna de agua en un punto considerado. ψ_m, el potencial matricial que caracteriza la energía con la cual el agua es retenida por la matriz del suelo y ψ_O, el potencial osmótico relacionado con la presencia de solutos en la solución del suelo.

Las dos formas de energía más importantes del agua en el suelo, son la energía cinética y la potencial; en la mayoría de los casos la energía cinética es despreciable, ya que el movimiento de agua en el suelo es muy lento por lo tanto la energía potencial es la que determina el estado energético del agua en el suelo (Klute, 1986).

Los tensiómetros son los instrumentos más empleados para medir el potencial matricial del suelo en el campo (ASTM, 2003). Consisten en una copa porosa, usualmente de cerámica, conectada a través de un tubo a un manómetro, y con todas las partes llenas de agua. Al ser enterrado en el suelo, el agua del tensiómetro queda en contacto hidráulico con el agua del suelo y tiende a equilibrase con ésta a través de los poros de las paredes de cerámica. El agua contenida en el tensiómetro esta inicialmente a la presión atmosférica (Cassel y Klute, 1986).

El agua del suelo está generalmente a una presión por debajo de la atmosférica, y ejerce por tanto una succión que provoca el drenaje de agua desde el tensiómetro hacia el suelo, produciendo una caída en la presión hidrostática (Hillel, 1998). Esta presión negativa o succión del agua se mide por medio de un manómetro de mercurio o de un medidor de vacío.

Según Fredlund, Morgenstern y Widger (1978) la succión se define como “la capacidad de un suelo de retener agua capilar”. “Cuantitativamente se expresa como el trabajo necesario para retirar una unidad de masa de agua, de una unidad de masa de suelo independientemente de la presión osmótica y de otras influencias”

La succión del suelo es una medida de la energía libre del agua de sus poros. En términos prácticos la succión es una medida de la afinidad del suelo para retener agua y puede proveer información sobre las propiedades del suelo que son influenciadas por el agua, por ejemplo el cambio de volumen, la deformación y las características de resistencia (ASTM, 2003).

La succión se relaciona con el contenido de agua en el suelo condición evidenciada por las curvas características de retención de agua. Las mediciones de la succión pueden ser usadas con otros suelos y factores ambientales para conocer los procesos hidrológicos y evaluar el potencial de hinchamiento, resistencia al corte y conductividad hidráulica (ASTM, 2003).

En general, el incremento rápido de la presión intersticial a partir de la lluvia es un factor crítico para el inicio de la falla de una ladera. Sin embargo, éste no siempre se da en todos los sitios y depende de la hidrología, topografía y características de los suelos. Para zonas tropicales se ha encontrado que la reducción de la succión es uno de los factores que mejor explica el mecanismo de falla por lluvia inducida (Miyasaki, 1993).

Según Brooks y Anderson (1995), en condiciones del trópico húmedo, la lluvia induce gran parte de la falla de las laderas, la cual ocurre en muchos casos en condiciones no saturadas. En estos suelos es común encontrar que los ángulos de las pendientes son mucho más altos que los ángulos de fricción. Esta resistencia adicional se gana en muchos casos debido a la succión matricial prevalente. Según los mismos autores, en el caso de eventos lluviosos de magnitud alta, la estabilidad se condiciona en gran parte por la pérdida de succión, más que por el aumento del nivel freático. En muchas ocasiones se ignoran los efectos benéficos de la succión en la estabilidad de laderas debido a la dificultad de instrumentar los cambios rápidos de este factor que ocurren en eventos de lluvias intensas. Actualmente existen modelos que tienen en cuenta tanto la zona saturada como la no saturada e incluyen directamente la succión matricial como un término de esfuerzo efectivo en la ecuación de Mohr- Coulomb como el de Fredlund, Morgenstern & Widger (1978). Según los mismos autores, en los últimos años se ha demostrado que la estabilidad debe evaluarse a largo plazo y considerar cambios dinámicos en la presión intersticial, tanto en la zona saturada como no saturada, ya que muchos deslizamientos ocurren a partir de efectos acumulados a través del tiempo por la sucesión de eventos lluviosos.

4.2 El papel de la succión en la estabilidad de los suelos

El comportamiento de los suelos no saturados guarda una relación estrecha con la curva característica de humedad del suelo (SWCC) (Figura 1), que es la relación entre el contenido de agua (θ) y la succión o el potencial matricial (Fredlund, 2006). En esta curva se puede definir la humedad de saturación (θ_s), la humedad residual (θ_r) que es la humedad retenida por el suelo aun en altas tensiones y el valor de entrada de aire o presión de burbujeo donde el aire comienza a ingresar a los poros del suelo (Hillel, 1998) (Figura 1).

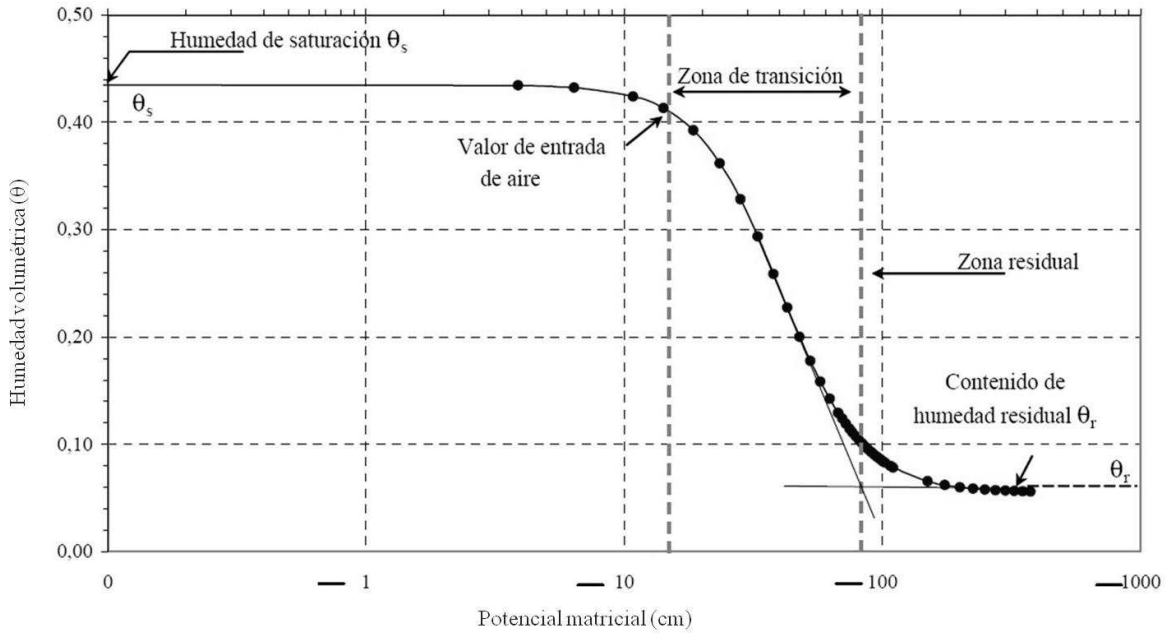


Figura 1. Curva característica de humedad del suelo (Adaptada de Fredlund, 2006).

Una vez estimada la SWCC, se fijan sus parámetros al utilizar ecuaciones empíricas. Uno de los principales modelos es el de Fredlund y Xing (1994), que presenta los coeficientes (a, n, m) (Ecuación [2]).

$$\theta = \theta_s \left[\frac{1}{\ln\left[e + (\psi / a)^n \right]} \right]^m \qquad [2]$$

Donde:

θ = Contenido de agua en el suelo (%)

θs = Humedad saturada

ψ = Humedad matricial o succión

a, n, m = Coeficientes del modelo. *a* representa el valor de succión donde el aire comienza a entrar a los poros más grandes del suelo conocida también como presión de entrada de aire. *n* y *m* son valores implícitos en la pendiente y forma de la curva.

n se relaciona con la tasa de de saturación y *m* con las condiciones de humedad residual.

Otros modelos empíricos referenciados por (Fredlund, 2006) son los de Brooks y Corey (1964), Campbell (1974), Van Genuchten (1980).

El estudio de suelos no saturados, requiere la consideración del fenómeno de la succión matricial, que representa, la diferencia entre la presión de aire en los poros y la presión intersticial (Fredlund, 2006).

La zona de succión se localiza sobre la superficie freática o zona saturada. La magnitud de la succión depende de la tensión superficial (aire – agua) en los poros. En general cuando las partículas son más finas, más grande es la cabeza de saturación por capilaridad y se incrementa la succión (Hillel, 1998).

La succión incrementa el esfuerzo efectivo dentro de la masa de suelo y mejora la estabilidad de una ladera. Por ende la succión incrementa en forma directa la resistencia al corte (Abramson *et al.*, 2002). En este sentido, Ho y Fredlund (1982) encontraron que existía una relación lineal directa entre la succión del suelo y la resistencia al corte para los suelos residuales de Hong Kong. Según los mismos autores, la succión incrementa la cohesión en un suelo insaturado (Figura 2).

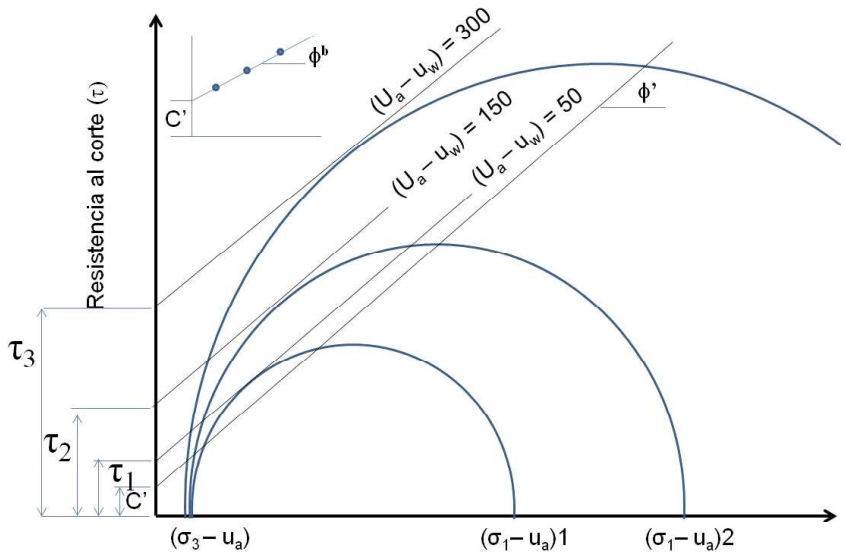


Figura 2. Relación lineal entre la succión y la resistencia al corte (Modificado de Ho y Fredlund, 1982). Donde = (u_a - u_w) = Succión matricial (hPa). u_a = Presión de aire en los poros. ϕ_b = Ángulo de fricción con respecto a la succión matricial. C' = Cohesión efectiva. τ = Resistencia al corte.

El incremento en la resistencia al corte debido a la succión se puede expresar según Fredlund, Morgenstern & Widger (1978) de la siguiente forma (Ecuación [3]):

$$\tau = c' + (\sigma - u_a) \tan \phi' + (u_a - u_w) \tan \phi_b \qquad [3]$$

Donde:

τ = La resistencia al corte del suelo

c' = Cohesión efectiva

u_a = Presión de aire en los poros

(u_a - u_w) = Succión matricial

ϕ_b = Ángulo de fricción con respecto a la succión matricial

La succión se reduce en magnitud cuando el grado de saturación se incrementa, y llega a ser cero cuando el suelo está saturado (Hillel, 1998). Según Fredlund (2006) uno de los problemas para evaluar la estabilidad de suelos no saturados se asocia con la evaluación de la reducción de la succión en el posible incremento de la presión intersticial. La succión no

se considera usualmente en el diseño de taludes a pesar que frecuentemente se anota como un factor que incrementa la estabilidad (Fredlund, 2006).

En algunos suelos la falla de las laderas ocurre primariamente por el decrecimiento de la succión durante la lluvia; este proceso mecánico se asocia al incremento de la deformación del suelo el cual anuncia la inminente falla de la ladera (Fredlund, Morgenstern y Widger, 1978).

En la hipótesis de un talud infinito según Olivares *et al.* (2009) al tener en cuenta el criterio de Mohr y Coloumb aplicado por Fredlund, Morgenstern y Widger (1978) para suelos no saturados el factor de seguridad se puede evaluar con la siguiente expresión (Ecuación [4]):

$$FS = \tau_{lim}/\tau = \{[c' + (u_a - u_w)\,\chi \tan \phi'] + \sigma_\alpha - u_a \tan\phi\}/(\gamma z \operatorname{sen} \alpha \cos \alpha) \qquad [4]$$

Donde:

τ_{lim} = La resistencia al corte del suelo a lo largo de un plano paralelo a la superficie
c' = Cohesión efectiva
ϕ'= Ángulo de fricción
$(u_a - u_w)\,\chi \tan \phi'$ = Cohesión aparente debido a la succión mátrica
χ = Factor (<= 1) relacionado con el contenido de agua
$u_a - u_w$ = Esfuerzo normal neto a lo largo de un plano paralelo a la superficie
γ = Peso unitario del suelo
z= Profundidad desde la superficie
α = Angulo de la pendiente

Contrario a lo encontrado por Ho y Fredlund (1982), Gan, Fredlund y Rahardjo (1988) reportan la no-linealidad de la resistencia al corte con el incremento de la succión en ensayos triaxiales. A bajos valores de succión el valor del ángulo de fricción con respecto a la succión matricial (ϕ_b) es aproximadamente igual al ángulo de fricción efectivo (ϕ') y con el aumento de la succión, ϕ_b comienza a caer. Rassam y Cook (2002) atribuyen la

linealidad de la relación entre la succión y la resistencia al corte al hecho que algunos suelos son resistentes al proceso de pérdida de saturación. En tanto la no linealidad, se debe a la disminución de la contribución de la succión a la resistencia al corte cuando el contenido de agua se aproxima al estado residual.

4.3 Estudios básicos sobre el agua y la estabilidad de laderas mediante modelos físicos experimentales

Entre los principales factores que afectan la infiltración y el avance del frente de humedecimiento están la conductividad hidráulica y el gradiente de potencial hídrico. Miyasaki (1993) determinó el frente de humedecimiento en un Andisol, mediante la aplicación de lluvia simulada en un lisímetro con pendiente del 30%. Para ello midió los cambios de potencial matricial en dos dimensiones durante la infiltración. Se concluyó que en un suelo con pendiente uniforme, el frente de humedecimiento avanza verticalmente paralelo a la ladera.

Según reportes del mismo autor, en un suelo de ladera puede predominar el flujo lateral de agua, sí existen capas impermeables de suelo. Este proceso ha sido de interés en estudios de estabilidad de laderas, ya que estas capas pueden convertirse en planos de falla.

Bujang, Faisal y Low (2006) evaluaron el efecto de la inclinación de la pendiente y el tipo de cobertura sobre la infiltración del agua en el suelo y sobre el potencial matricial, en condiciones de laboratorio, encontrando que la infiltración fue mayor en la parte baja de la ladera y el potencial matricial fue menor durante la infiltración, lo cual puede tener efectos negativos en la estabilidad de la ladera.

Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007), en un grupo de taludes a escala, en laboratorio, realizaron experimentos para inducir su falla por tres diferentes modos de aumento de los niveles de agua (incremento lento y rápido a partir de un tanque de cabeza constante y lluvia simulada) (Figura 3), con el objetivo de clarificar los procesos de inicio de la ruptura.

Las respuestas hidrológicas, de los taludes modelo, a los procesos de saturación, se registraron por medio de sensores de humedad volumétrica. Los resultados mostraron que las fallas de los taludes modelo se iniciaron esencialmente por la formación de un área inestable cerca del pie del talud, por encima del nivel freático, con una superficie de falla no circular (Figura 4). En esta área los valores de humedad volumétrica, al inicio de la falla, estaban cerca a saturación; sin embargo, una gran proporción de fallas se obtuvieron en condiciones no saturadas.

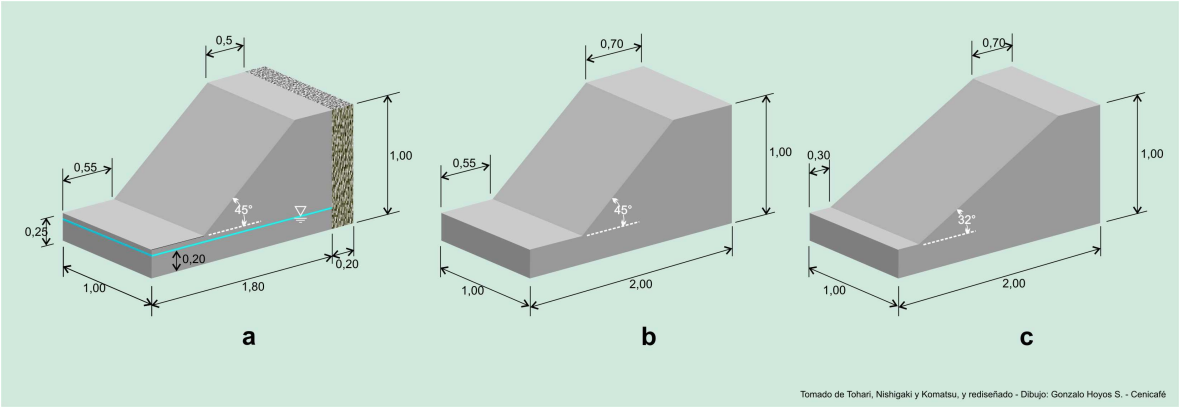


Figura 3. Experimentos en taludes a escala: (a) con fluctuación de la lámina de agua (b) y (c) con simulador de lluvia en diferentes pendientes (modificado de Tohari, Nishigaki y Komatsu, 2007).

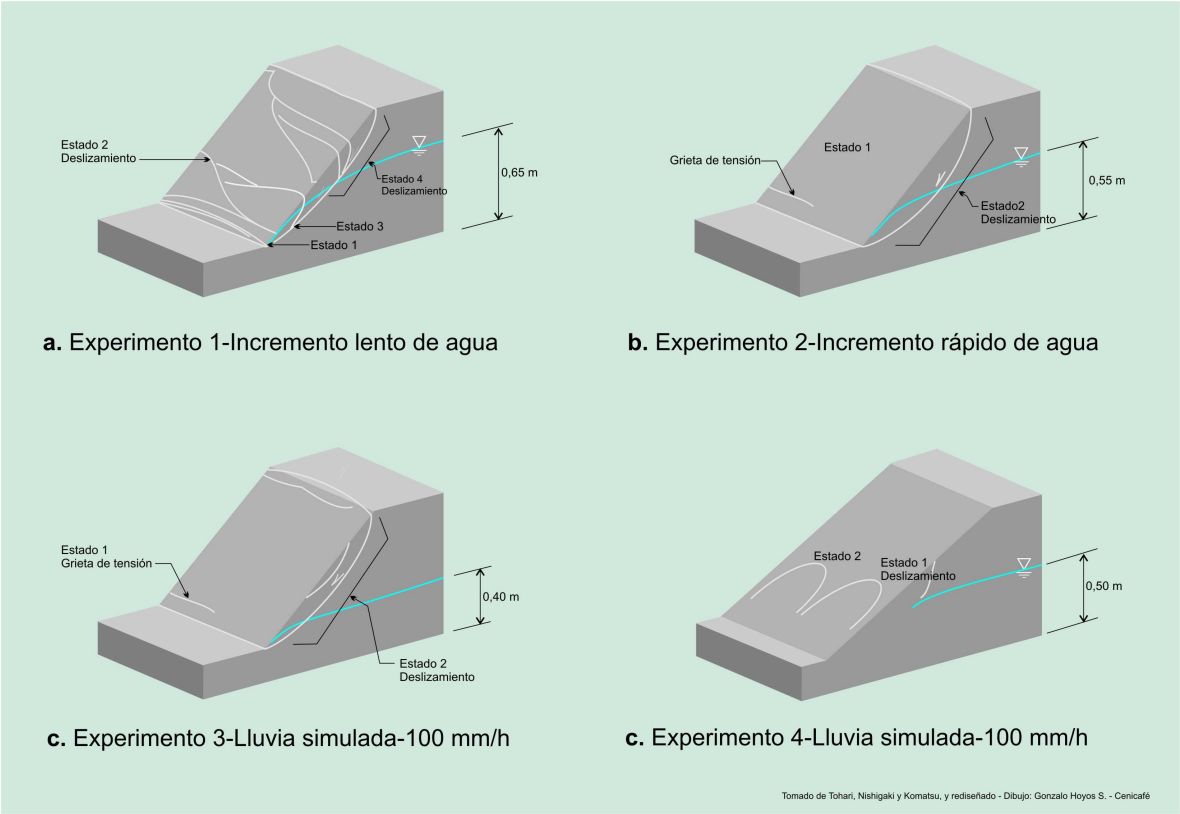


Figura 4. Tipos de falla obtenidos por la aplicación de diferentes tratamientos de inducción de nivel de agua en taludes a escala (Modificado de Tohari, Nishigaki y Komatsu, 2007)

Acharya *et. al.* (2009), investigaron, en condiciones de laboratorio, el efecto de deslizamientos superficiales en la sobrecarga de sedimentos en un suelo arenoso. Para ello aplicaron lluvia simulada con boquillas Teejet 80-100 a razón de 50 mm/h. Midieron la humedad volumétrica cada minuto con el equipo de Reflectometría de Dominio Temporal (TDR) y la succión cada segundo con tensiómetros de transducción electrónica. Encontraron que los movimientos en masa superficiales se dan cuando la humedad se acerca al punto de saturación del suelo. El inicio, evolución y retrogresión del movimiento en masa guardó relación con la profundidad del perfil del suelo. El tiempo a saturación y la descarga de sedimentos se relacionó directamente con la profundidad del perfil.

Lourenco, Sassa y Fukuoka (2006) evaluaron la respuesta de falla y los procesos hidrológicos en un modelo físico con dos capas de suelo de diferente permeabilidad. La primera capa constituida por arena de tamaño medio y la segunda por arena de tamaño fino. No se encontró relación entre el modo de falla y los registros de presión intersticial. La falla

dependió principalmente de la ubicación relativa de las capas de suelo y la dirección de la infiltración. La falla fue regresiva acompañada por la erosión interna. Esta respuesta se atribuyó a que el material utilizado fue arenoso y a la ausencia de una capa impermeable por lo cual se permitía el drenaje continúo.

Weng (2009) en suelos limo arenosos, mediante un modelo físico que denominó caja de infiltración con una pendiente de 18°, e instrumentado con tensiómetros de succión, encontró que la infiltración por la lluvia causó la reducción de la succión y disminuyó el factor de seguridad tanto en un suelo homogéneo como dispuesto en capas. La duración de la lluvia controló el frente de humedecimiento. Encontró además que una lluvia de intensidad baja pero de duración larga, causó una propagación más profunda del frente de humedecimiento comparado con una lluvia de intensidad alta pero de duración corta.

Actualmente los modelos experimentales a escala, en el mundo permiten estudiar muchos de los procesos de falla y factores detonantes relacionados con la humedad especialmente para el entendimiento de las avenidas torrenciales y los flujos mediante una instrumentación completa y relativamente económica, es así que Olivares *et al.* (2009), para suelos de origen piroclástico en Italia, desarrollaron un modelo experimental para estudiar el comportamiento de los flujos de suelo, dicho modelo estaba instrumentado con sensores TDR, tensiómetros de succión matricial, sensores laser, velocímetro de imagen de partícula (PIV), transductores de presión intersticial positiva y fibras ópticas.

Schnellmann *et.al.* (2010) construyeron un modelo físico experimental afín al utilizado por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007) con el propósito de analizar el efecto del aumento del nivel freático y comparar las mediciones del experimento físico con análisis numéricos basados en la mecánica de suelos insaturados. El modelo experimental se instrumentó con 12 tensiómetros, 11 sensores de TDR, piezómetros, y balanzas electrónicas para registrar el balance de agua, equipos que fueron sometidos a procesos rigurosos de calibración. Estos mismos autores, sustentan que los cambios climáticos pueden causar una reducción en la succión matricial cerca de la superficie, lo anterior debido a la infiltración de la lluvia, y tal reducción puede ser un factor detonante de deslizamientos superficiales especialmente en

suelos de textura fina y baja permeabilidad, sin embargo si lo anterior se combina con el aumento del nivel freático se podrían presentar deslizamientos más profundos.

García y Uchimura (2007) emplearon un modelo similar al usado por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007) para estudiar el mecanismo de fallas en terraplenes debido a la infiltración de aguas lluvias mediante el monitoreo de presiones intersticiales y contenido de agua, y sugieren que por medio del monitoreo de estos es posible contribuir a la predicción de fallas locales en los taludes.

En la geotecnia los primeros modelos experimentales utilizados fueron los de escala reducida generalmente a 1-*g* (una gravedad); que generaban una dificultad clave en muchos de estos estudios para cuantificar el efecto de los esfuerzos en la masa de suelo, limitación que se superó con la llegada de la centrifuga geotécnica que al cumplir con las leyes de la similitud representaban valores de esfuerzos más cercanos a la realidad (Wartman, 2006).

Take *et al.* (2004) en Hong Kong, implementaron un modelo físico experimental a escala, con la técnica de la centrifuga geotécnica para estudiar el mecanismo de falla de un lleno antrópico cuyo suelo era derivado de granito. Para registrar la tensión y la presión intersticial utilizaron tensiómetros miniatura de 7 mm de diámetro y las deformaciones fueron cuantificadas mediante la técnica de fotogrametría al utilizar un velocímetro de imagen de partícula (PIV). Se utilizó lluvia simulada y agua en la corona del talud que simulaba el flujo subsuperficial. Se encontró que la licuefacción estática es difícil de obtener mediante este tipo de modelo en suelos no saturados, el flujo subsuperficial dispuesto en la corona causó fallas en el modelo al alcanzar la base del talud.

Ling *et al.* (2009) estudiaron la técnica de la modelación experimental mediante la centrifuga geotécnica, al usar alturas, inclinaciones y tipos de suelo diferentes, los resultados obtenidos fueron validados por modelos numéricos. Se encontró que la falla del talud pudo deberse a la pérdida de cohesión aparente debida al efecto de la lluvia. La técnica de la centrifuga en este estudio permitió investigar los umbrales de duración y

frecuencia de la lluvia, valores que correspondieron a los mismos que se reportaron en campo.

4.4 Relación entre los movimientos en masa y las lluvias.

La relación entre los movimientos en masa y las lluvias está fuertemente documentada en la literatura científica del mundo y a nivel nacional y local (Aleotti, 2004, Terlien, 1998). La mayoría de estudios se dedican a conocer las combinaciones críticas de precipitación diaria y lluvia acumulada. Esta última se define como la cantidad acumulada de lluvias sobre un número específico de días que preceden a un evento de movimiento en masa.

Según Gómez y Vélez (1990), para el caso de la meseta de Bucaramanga en Colombia, se ha encontrado un efecto diferido entre las lluvias y los deslizamientos, es decir que en algunos casos existe un lapso de tiempo entre la ocurrencia de la lluvia y la del movimiento en masa, ya que los niveles piezométricos ocurren con un tiempo relativo de retraso. Igualmente reporta que aguaceros lentos pueden tener un efecto detonante debido a que se da más tiempo para que haya mayor infiltración. Lo anterior ya había sido reportado por Hoyos (1990) para las condiciones del departamento de Antioquia –Colombia, al discutir que en las laderas de pendiente alta y materiales cohesivos, la infiltración efectiva causada por la lluvia es baja, esta infiltración local se limita a provocar desgarres, deslizamientos en cuña en el regolito y deslizamientos rotacionales someros, en tanto que aguas subterráneas ubicadas entre la roca y el regolito y provenientes de sitios lejanos provocaban deslizamientos rotacionales profundos. Por ello, este autor recomienda tener en cuenta la dimensión regional de los procesos de precipitación, infiltración y flujo de aguas subterráneas antes de establecer relaciones de causalidad directa entre la precipitación y los deslizamientos.

Según Mayorga (2003), el efecto del agua sobre la ladera, para producir movimientos en masa, difiere no solo en los procesos que la originan sino en las condiciones locales de los suelos. Es decir, para que ocurra un deslizamiento se requiere que coexistan críticamente, no solo la lluvia, como factor detonante, sino la susceptibilidad del medio físico, la cual

está definida por sus características intrínsecas como son la geología y la geomorfología. Según el mismo autor, la lluvia acumulada es la más significativa en la formación de los deslizamientos, ya que, cuando ésta alcanza un porcentaje considerado de la lluvia anual (cercana al 30%), la probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento es alta.

Según Iverson *et al*. (2000), los patrones de lluvia que dan inicio a deslizamientos son muy variables. Para la ocurrencia de algunos deslizamientos se requiere de una lluvia prolongada, mientras que otros se inician después de lluvias cortas pero intensas. Estos autores mediante modelos físicos experimentales en laboratorio, han encontrado que la porosidad total y el patrón de lluvia tienen influencia sobre el tipo de falla. Los suelos investigados por ellos, fueron de porosidad alta (52%) y respondieron rápidamente a eventos lluviosos detonantes, mientras que suelos más densos, con menor porosidad (41%), respondieron más lentamente y se deslizaron en varios episodios. Según los mismos autores, estas diferencias tienen implicaciones para el diseño de estrategias de mitigación, puesta en práctica de sistemas de alerta temprana efectivos y reducción del riesgo. Sin embargo, en este caso sería más útil tener en cuenta la relación de vacíos que la porosidad total ya que la primera explica mejor el comportamiento de la permeabilidad del suelo. En un suelo arcilloso por ejemplo, debido a su alta proporción de microporos se presenta una alta porosidad total y a la vez responder lentamente a la infiltración, por lo cual el alcance de estos resultados se aplicaría solo para un mismo suelo con diferentes niveles de compactación.

Suárez (1998) menciona que los deslizamientos inmediatos por saturación ocurren durante o inmediatamente después de una lluvia y están relacionados con la pérdida de succión al producirse la saturación por el frente húmedo de la infiltración.

Una de las formas más reconocidas para relacionar lluvias, antecedentes y diarias, con los deslizamientos es la reportada por Brand (1985), la cual favorece la interpretación de las lluvias con relación a la clasificación de los deslizamientos por su grado de severidad. Otra metodología importante y de mejor precisión es la estudiada por Crozier (1999), que trata de encontrar combinaciones críticas de lluvia diaria y lluvia antecedente.

En la ciudad de Manizales, ubicada en la región cafetera colombiana, el sistema de alerta temprana dado por la autoridad ambiental se basa en los resultados obtenidos por Terlien (1998) al utilizar la metodología anterior y analizar los deslizamientos de la ciudad ocurridos durante el año 1993 con relación a las lluvias diarias y antecedentes de la Estación Agronomía de Federacafé ubicada en la Universidad de Caldas, municipio de Manizales. El autor evaluó intervalos de tiempo desde 2 hasta 30 días antecedentes.

De lo anterior se recomendó utilizar las lluvias acumuladas de 25 días debido a su mejor ajuste determinístico, en comparación con los demás períodos evaluados. En este estudio se encontró que lluvias diarias de 40 a 50 mm, sumadas a lluvias acumuladas durante 25 días de más de 200 mm, causaron deslizamientos profundos en la ciudad. Este estudio, a pesar de su gran utilidad, por ser una primera aproximación que se adapta a la realidad de la ciudad, presenta limitantes por tratarse del registro de un solo año, y una sola estación climática.

Es así como, la estabilidad de una ladera, así como la posición de la superficie de falla, depende de los parámetros de resistencia al corte cohesión (c') y fricción (φ') del material, la altura e inclinación del talud, la densidad del material, y la distribución de las presiones intersticiales en la ladera (Abramson *et.al*., 2002)

Según Fredlund (2006) la lluvia promueve la iniciación de flujos y deslizamientos, principalmente por la infiltración. Al haber acumulación en la zona saturada sobre una barrera impermeable, se incrementa la presión intersticial, o presión hidrostática, que causa sobrecarga y de esta manera, el decrecimiento de la resistencia al corte, hasta que la ladera falla. Sin embargo, para que exista este aumento de la presión intersticial por una lluvia, el material debe ya contener humedad suficiente para llenar los espacios porosos (Fredlund, 2006).

Es por ello que no considerar las condiciones hidrogeológicas de la masa de suelo y de la roca subyacente, y su variación probable en el tiempo, puede conducir a errores costosos en los análisis de estabilidad a mediano y largo plazo (Hoyos, 2006).

4.5 Medición del contenido de humedad

La respuesta hidrológica de un talud a la lluvia puede ser caracterizada por el cambio en los contenidos de humedad del suelo. Existen muchos métodos para la medición del contenido de agua del suelo. El método gravimétrico el cual es el más básico solo se requiere conocer la masa de suelo húmedo y seco y determinar la densidad del mismo para calcular la humedad en términos volumétricos (Gardner, 1986). Como desventaja de éste método se presenta la alteración de la muestra. Otra metodología es la de la utilización de bloques porosos el cual es un método indirecto en el cual la conductividad hidráulica del bloque poroso es una función del agua absorbida desde el suelo por el bloque (Gardner, 1986).

Una técnica no destructiva para determinar la humedad del suelo es el TDR (Reflectometría de domino temporal). Esta consiste en medir el tiempo de tránsito de una onda electromagnética a través del suelo, la cual se genera por una señal de voltaje guiada a través de líneas conductoras. Topp, Davis y Annan (1980) encontraron una relación estrecha entre esta variable y la constante dieléctrica del suelo, que guarda a la vez relación con la humedad volumétrica del mismo. Esta técnica se ha usado ampliamente en las últimas décadas, llegando a superar los métodos tradicionales de medición.

En la actualidad muchos modelos experimentales para el estudio de los movimientos en masa en condiciones de laboratorio y de campo emplean esta técnica de medición al obtener mediciones precisas a través del tiempo (García y Uchimura, 2007) por lo cual, ésta técnica se proyecta para su utilización en sistemas de alerta temprana (Tohari, Nishigaki y Komatsu, 2007). Sin embargo, Cichota, Hurtado y van Lier (2008) al instrumentar una ladera natural con TDR y tensiómetros, en condiciones tropicales durante dos años, observaron, un deterioro del sistema TDR que afectó la consistencia de los datos obtenidos en el segundo año de medición. Los tensiómetros mostraron mejor consistencia de la

información. Lo anterior puede tener implicaciones en la instrumentación de laderas en el trópico. Las razones de este deterioro no fueron bien definidas y se relaciona con las condiciones de intemperie.

4.6 Lluvia simulada

Según Meyer y Harmon (1979) el objetivo principal de un simulador de lluvias es imitar una lluvia natural, lo más preciso posible. Los simuladores de lluvia se han utilizado en la investigación de la erosión desde 1930, con la necesidad de aislar los principales factores que la influencian.

Para el mismo autor, la lluvia es compleja debido al tamaño y velocidad de las gotas, influenciadas por el viento, la topografía entre otros.

Según Meyer y Harmon (1979) una simulación apropiada de lluvia requiere de:

- Distribución del tamaño de gota cercano a la lluvia natural
- Velocidad de impacto de la gota cercana a la velocidad terminal de la lluvia natural
- Intensidad uniforme de la lluvia y distribución al azar del tamaño de gotas
- Aplicación uniforme de la lluvia sobre la parcela
- Angulo de impacto vertical
- Patrones de lluvia reproducibles de duración e intensidad significativa

4.7 Entorno geológico general de la zona cafetera central de Colombia

La zona andina Colombiana está expuesta a amenazas naturales, como los sismos, eventos volcánicos, procesos erosivos y movimientos en masa, entre otros. En la actualidad la amenaza es mayor debido a la alta presión demográfica en los Andes colombianos. Las

causas de los eventos de erosión y movimientos en masa de la zona cafetera colombiana son de tipo natural y antrópico (Rivera y Sinisterra, 2002).

Esta región presenta un componente geológico complejo, debido a la tectónica, producto del choque de tres placas, la orogenia y los diversos eventos geológicos recientes (López, 2004). Lo anterior ha favorecido la alta variabilidad de las formaciones geológicas, geomorfológicas y edafológicas actuales (Irving, 1971). La orogenia, producto principalmente de la subducción, ha fracturado y plegado las estructuras de las tres cordilleras, las cuales desde su origen son distintas entre sí. Entre las zonas de fractura o sutura conocidas como fallas geológicas, la más importante en la zona cafetera colombiana es el Sistema de Fallas de Romeral, el cual divide los territorios geológicos provenientes de la corteza continental de la oceánica, por lo cual se reporta como una posible zona antigua de subducción (Irving, 1971).

La cordillera Central, la más antigua de las tres cadenas montañosas, tiene afinidad continental y al oeste, en el área de influencia del Sistema de Fallas de Romeral, afinidad oceánica (López, 2004). El núcleo de esta cordillera es metamórfico, denominado complejo Cajamarca y presenta intrusiones de rocas ígneas. En la zona de influencia del Sistema de Falla de Romeral se encuentran los complejos Quebradagrande y Arquía, que se distinguen por la presencia de material volcánico y metasedimentario (esquistos y lutitas), muy blandos y altamente meteorizados, por estar localizados en una zona de alta influencia tectónica y sometidos a metamorfismo regional (altas presiones y temperaturas), muy susceptibles a la erosión y movimientos en masa (Irving, 1971).

La cordillera Occidental, es la segunda en formación y tiene afinidad oceánica, constituida principalmente por rocas básicas (basaltos, metabasaltos) y sedimentarias donde se destaca la formación Barroso (Gonzáles y Londoño, 2002; Grisales, 1977).

La cordillera Oriental es la más reciente, se constituye principalmente de rocas sedimentarias formadas a partir de la litificación de sedimentos marinos y continentales, además de rocas ígneas y metamórficas (Jaimes y De Freitas, 2006). Presenta alto grado

plegamiento y como formaciones importantes, en la zona cafetera se encuentra la formación Villeta, caracterizada por la presencia de lutitas, rocas metasedimentarias blandas y altamente susceptibles a los movimientos en masa (Jaimes y De Freitas, 2006; Grisales, 1977).

Las formaciones geológicas superficiales son las más recientes y en su mayoría son de tipo sedimentario. Provienen de la actividad volcánica, glacial y depósitos coluviales y aluviales, se caracterizan flujos de material volcánico, piroclastos que cubren las formaciones antiguas y moldean el paisaje actual (Thouret *et al*., 2005; Hoyos, 2006).

Por otra parte, los sismos, al igual que las lluvias, son factores detonantes importantes de los movimientos en masa; la zona cafetera presenta actividad sísmica desde alta hasta intermedia (Ministerio De Ambiente, Vivienda Y Desarrollo Territorial, 2010). El sismo de Armenia-Quindio de 1999 [Magnitud de onda superficial (Ms=5,8)] desencadenó pequeños deslizamientos en todo el Eje cafetero y probablemente hasta La Pintada en el sur de Antioquia a 100 kilómetros del epicentro (Hoyos, 2006). Es así que el conocimiento de la geología y geomorfología de la zona cafetera colombiana no solo es importante para comprender el origen y características de los suelos, sino también para mitigar y prevenir las amenazas naturales.

Dada la amplitud, complejidad y heterogeneidad ambiental de la zona cafetera colombiana, y debido a la escasa información de los registros e inventarios de los movimientos en masa y su clasificación es difícil obtener una caracterización de los mismos en la región. Sin embargo, en términos generales se pudiera afirmar que en la zona se presentan tipos de movimientos en masa tales como: rotacional, traslacional y mixtos; flujos, derrumbes o caídas y avenidas torrenciales.

Los anteriores se diferencian entre sí, debido, entre otras causas, al tipo de suelo y a la forma en que el agua actúa en los diferentes mecanismos de deslizamiento. Los deslizamientos profundos que involucran grandes masas de suelo, pueden no presentar relación con las épocas de máxima precipitación (Gómez y Vélez, 1990); en tanto, es claro

que los deslizamientos someros se inician por eventos lluviosos intensos (Figura 5). Ambos tipos de deslizamientos causan pérdidas económicas y generan amenaza para el hombre. Sin embargo, existe mayor incertidumbre sobre el inicio de los movimientos en masa profundos ya que estos guardan relación estrecha con la variación de los niveles piezométricos (Suárez, 1998).

Según Hoyos (2006) las áreas donde son comunes las rocas foliadas o laminadas frecuentemente se ven afectadas por una intensa erosión lineal, con formación de cárcavas gigantescas, como puede apreciarse en grandes extensiones de la Cordillera Central de Colombia, particularmente en Antioquia, Caldas, Quindío, Risaralda y el Tolima.

Figura 5. Movimientos en masa superficiales y flujos recurrentes en la zona cafetera colombiana. Cordillera Central de Colombia (Villamaría – Caldas).

4.8 La unidad cartográfica de suelo san simón y su susceptibilidad a los procesos de degradación.

Dado que la zona y el suelo objetivo del estudio es representativo y de importancia de la región cafetera colombiana se presenta una breve descripción al respecto. El nombre de esta

unidad cartográfica de suelo fue dado por la Federación Nacional de Cafeteros de Colombia (FNC) en los estudios de zonificación de la caficultura de los departamentos de Tolima y Huila debido a que la caracterización más típica del mismo se encontró en la vereda San Simón corregimiento San Bernardo del municipio de Ibagué. Es la principal Unidad de suelos de las zonas cafeteras del centro y sur del Tolima y del departamento del Huila, se ubica en los municipios de Ibagué, Rovira y Chaparral en el Tolima y Timaná, Sicandé, Pitalito, Tarqui, San Agustín, Iquirá, Teruel y Palermo en el Huila. En el municipio de La Argentina en el Huila se encuentra en asocio con tobas volcánicas de la Unidad Cartográfica Salado Blanco según la FNC (FNC, 1973; 1985).

En términos generales se localiza entre los 1000 y 2000 m de altitud. Cuando las condiciones climáticas no son favorables para la transformación total de la roca, el perfil consta de arena suelta, con variaciones en el color debido a la oxidación. Generalmente se encuentra en pendientes del 70% con grandes longitudes lo que impide el desarrollo normal del perfil debido a los procesos denudativos. Esta unidad corresponde a un suelo residual formado a partir de granito de la formación geológica denominada Batolito de Ibagué. Su fisiografía corresponde a un paisaje de vertientes erosionables. Pertenece al orden taxonómico de los inceptisoles y entisoles

Según Núñez (1998) e Ingeominas (1996) el Batolito de Ibagué es un cuerpo intrusivo de litología variada y forma alargada, con el eje mayor de aproximadamente 300 km de longitud, orientado hacia el NE y amplitud que varía entre 10 km en el extremo norte y 30 - 40 km en la parte central, con un área de aproximadamente 11.700 km². Se extiende por la cordillera Central de Colombia, desde el municipio de Armero en el Departamento del Tolima y continúa ininterrumpidamente hasta el sur de La Plata, en el Departamento del Huila. Es el batolito de mayor tamaño de Colombia (Figura 6). El grado de meteorización de las rocas en la zona en donde aflora el Batolito de Ibagué hace que pocas veces se encuentren afloramientos de roca no meteorizada, por lo que los mejores sitios de observación son las corrientes de agua que drenan la región, como los ríos Recio, Totare, La China, Cocora, Luisa, Cucuana, Tetúan, Amoyá, Ambeima, Hereje, Saldaña, Atá, Bache, Íquira y Páez, entre otros. Es una intrusión dentro de la corteza continental del

Jurasico – Cretáceo. El batolito de Ibagué expuesto en una zona deformada relacionada a la falla de Ibagué en la cordillera Central de Colombia presenta una edad de 159,5±2,4 millones de años y litológicamente es formado por granito, diorita y granodiorita (Villagómez *et al.*, 2011).

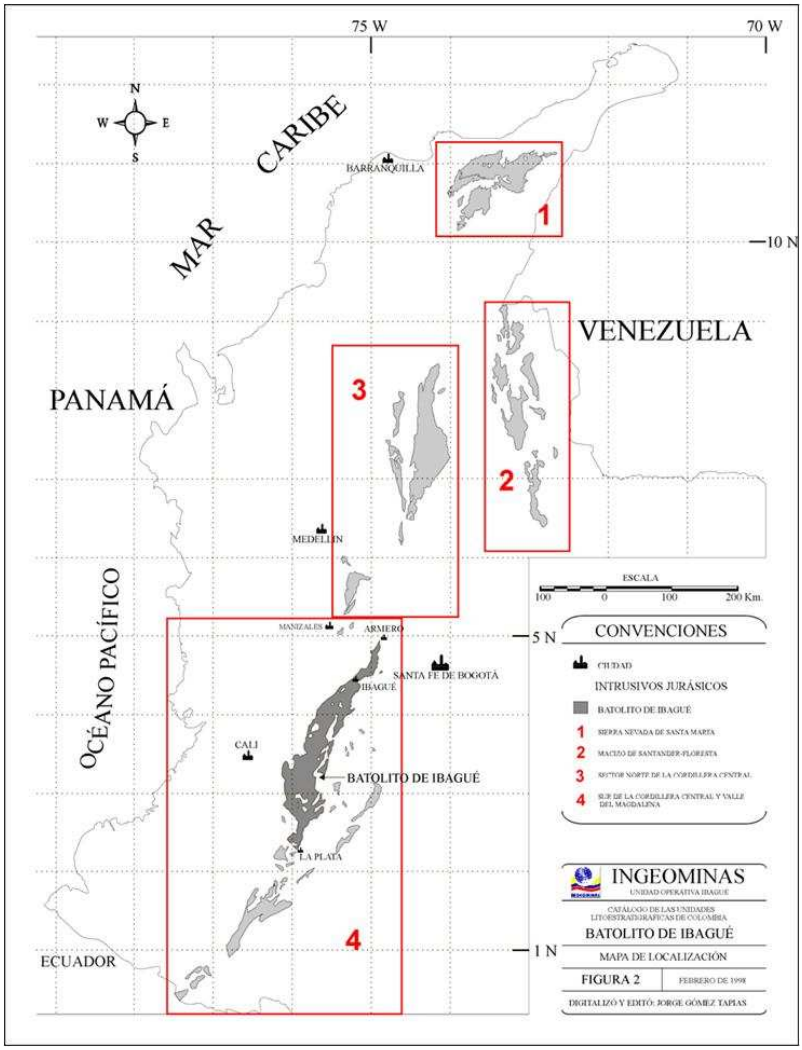


Figura 6. Ubicación del batolito de Ibagué, cuadrante 4 (color gris oscuro) tomado de Núñez (1998).

Según Núñez (1998) la meteorización del batolito desarrolla suelos residuales y roca parcial a totalmente meteorizada, que alcanza espesores entre 3 y 15 m. Se trata de materiales que varían entre arcillas limosas hasta arenas gruesas limosas, que desarrollan los siguientes procesos de erosión y remoción en masa:

- Erosión laminar difusa, desde baja hasta alta intensidad.
- Erosión en surcos.
- Erosión en cárcavas.

Asociados a las cárcavas existen deslizamientos rotacionales. El fenómeno más sentido, por los daños que puede causar, es la generación de flujos de suelo que se transforman en avenidas torrenciales que transitan a lo largo de los cauces y valles de las corrientes de agua que drenan el área donde aflora el Batolito de Ibagué (Núñez, 1998).

Según Núñez (1998) un proceso poco identificado y estudiado en este tipo de suelo es el conocido como sufusión o erosión interna que, aparentemente, forma los hundimientos característicos en esta Unidad Cartográfica. Los procesos de erosión y remoción en masa son más frecuentes en terrenos desprotegidos de vegetación arbórea, en donde sólo hay pastos y actividad antrópica, especialmente, técnicas inadecuadas de cultivo, vías mal diseñadas y sin obras de protección y mal manejo de aguas lluvias y de desecho.

Ejemplos de estos fenómenos se pueden observar, muy claramente, en toda la zona montañosa que rodea a la ciudad de Ibagué, en donde se han producido pérdidas humanas y daños materiales incalculables debido a la acción de estos eventos (Beltrán, Castiblanco y Alfaro, 2006). Las zonas bajas pueden ser severamente afectadas por flujos de tierra y avenidas torrenciales originadas en la zona montañosa, así como por inundaciones.

5. Materiales y métodos

5.1 Localización:

El modelo experimental en laboratorio se instaló en Cenicafé, ubicado al extremo Suroccidental del municipio de Manizales, en la vereda Las Pavas, en zona de influencia de la cabecera municipal de Chinchiná, en el departamento de Caldas, entre 1.350 y 1.420 m de elevación, en las coordenadas geográficas 5° N 01’ y 75°36’ W, con temperatura promedio de 21°C.

El muestreo de la unidad de suelo, se realizó en la zona cafetera del municipio de Ibagué - Tolima, vereda Chembe, finca Cafetal del Río ubicada entre los 04° 28’ 36’’ N, 75° 09’59’’W a 1220 m de altitud y los 04° 28’39’’N, 75°10’17’’ W a 1344 m de altitud (Figura 7). Según código del sistema de información cafetera SICA N° 7300103777, con un área total de 36,7 ha de las cuales 11,8 ha estaban sembradas en café (Figura 7).

5.2 Materiales:

5.2.1. Muestras de suelo

En dos lotes de la finca, con condiciones fisiográficas y de suelo similares, se realizaron dos calicatas de aproximadamente 1,60 m de profundidad, donde en conjunto se obtuvieron 3 Mg de suelo alterado a humedad de campo (Figura 8). En cada sitio a 80 cm de profundidad se obtuvieron dos muestras de suelo de cajón de 25 cm *25 cm *25 cm. En

cada sitio y por cada horizonte de suelo, se tomaron muestras con tubos de pared delgada y muestras alteradas en bolsas debidamente etiquetadas. Éste suelo pertenece a la Unidad San Simón el cual es representativo de la zona cafetera central, y susceptible a procesos de erosión y movimientos en masa (FNC, 1973; 1985). Esta unidad corresponde a un suelo residual formado a partir de granito de la formación geológica denominada Batolito de Ibagué. Su fisiografía corresponde a un paisaje de vertientes erosionables (Figura 9).

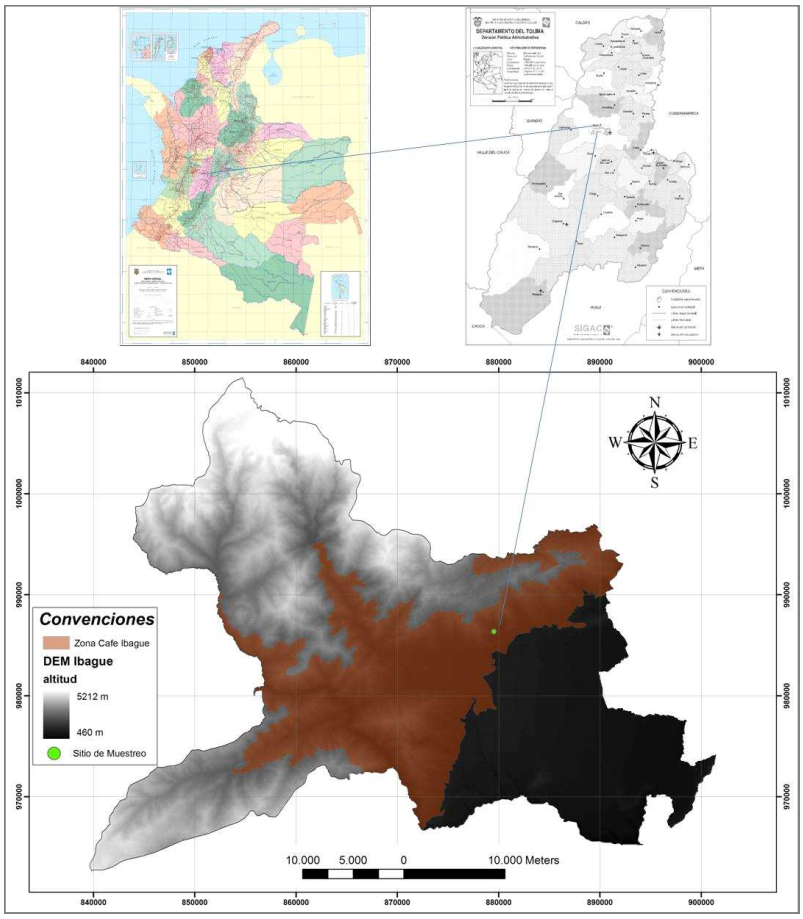


Figura 7. Sitio de muestreo. Municipio de Ibagué, departamento de Tolima, Colombia

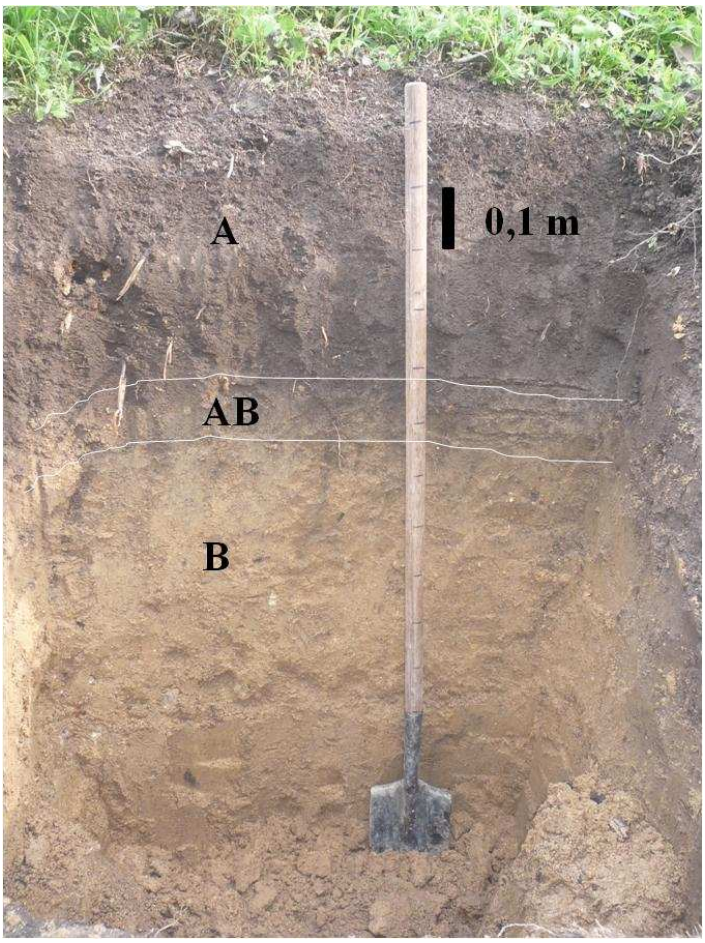


Figura 8. Perfil del suelo muestreado de la Unidad San Simón. Clasificado taxonómicamente como *Typic eutropepts* (según USDA, 2006).

Figura 9. Fisiografía de la zona de muestreo - vertientes erosionables

5.2.2. Instrumentos y materiales

- Lámina de acrílico 5 mm de espesor y láminas de hierro galvanizado calibre número 18 de 1 mm de espesor
- Simulador de lluvias programable de boquillas oscilatorias Vejet 80100 (Spraying Systems Company) de aplicación intermitente (Figura 10).
- Agua de baja conductividad eléctrica entre 15 a 30 mS/cm
- Tanque de almacenamiento de agua 500 L
- Motobomba de 0,5 HP
- Tensiómetros con transducción electrónica (0 a - 85 kPa) (Figuras 11 y 12)
- Vídeo cámara digital
- Cronómetro
- Estufa, tamices, picnómetro, hidrómetro, balanza de precisión, permeámetro de cabeza constante, cilindros metálicos, madero para compactación del suelo.

Figura 10. Simulador de lluvias y contenedor del modelo físico

a b

Figura 11. Tensiómetro electrónico de 0 a 85kPa

a **b**

Figura 12. Tensiómetro de copa porosa con transductor electrónico de ocho puertos 0 a 85kPa.

5.3 Metodología

Se aplicaron los métodos de simulación de lluvia y agua a la espalda del talud (para incorporar agua al talud). El agua en la espalda pretendió representar una infiltración proveniente de la parte alta de ladera.

En el laboratorio de suelos de Cenicafé, se conformaron siete taludes de la Unidad San Simón, tres para el método de lluvia simulada y tres para el método de agua a la espalda del talud y uno que combinó los dos métodos. Se diseñaron tres tipos de modelos experimentales (1, 2 y 3). Los modelos tipo 1 y 2 se sometieron a lluvia simulada y el talud tipo 3 a la acción del agua en la espalda del talud (Figuras 13, 14 y 15 respectivamente)

La construcción del talud consistió en colocar en una bandeja metálica de 1,80 m x 1 m de base x 1,2 m de altura suelo alterado de la unidad San Simón. Este se compactó con un madero en capas de 0,05 m hasta conformar un talud de 1,0 m de altura, 1,0 m de ancho, un espesor en la base de 0,25 m y un ángulo de la pendiente de 32° que representa una condición de alta pendiente en la zona cafetera. La ubicación del suelo en la bandeja se realizó manteniendo su densidad aparente y la disposición de los horizontes (A, AB y B) encontrados en el campo. La base del talud consistió de una lámina perforada y una capa de arena proveniente de río bien gradada para permitir el drenaje interno del suelo. La construcción de los taludes se acercó a lo hecho por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007). En la construcción del modelo físico se tuvo en cuenta la teoría de la similitud explicada por Shaw (2001).

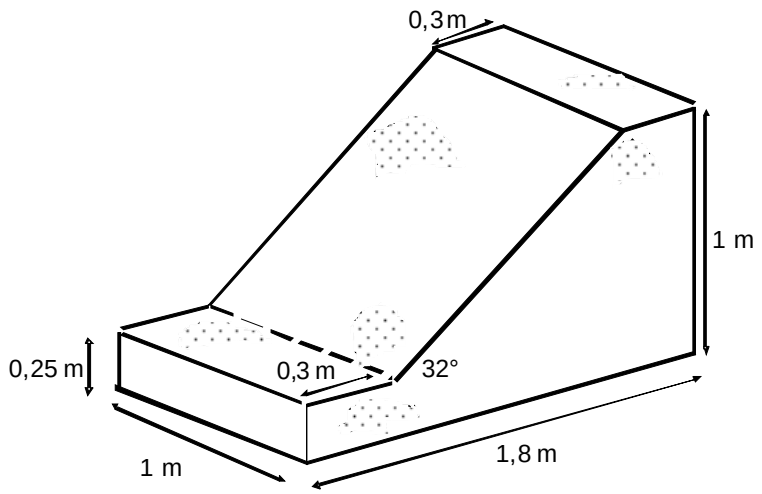


Figura 13. Modelo experimental tipo 1, propuesto para lluvia simulada adaptado según el modelo utilizado de Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007). Dibujo sin escala.

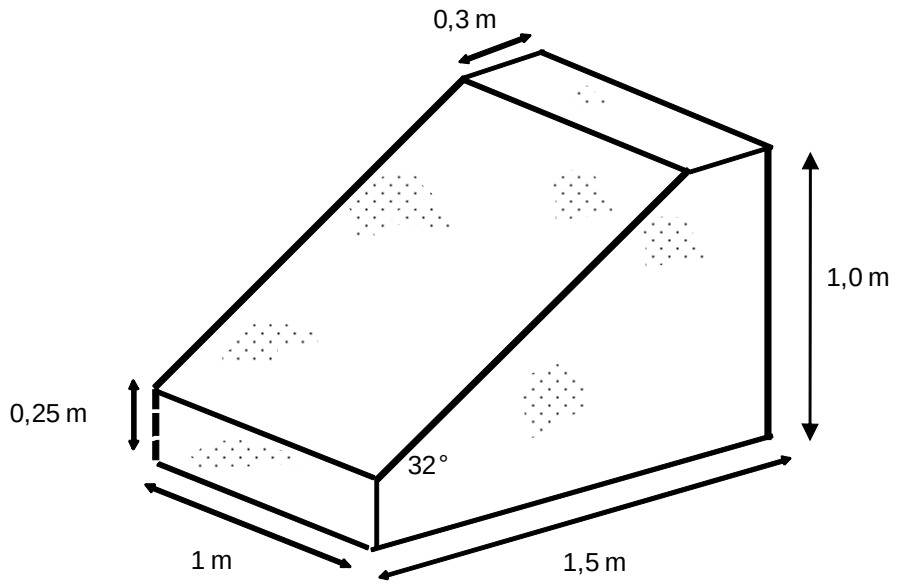


Figura 14. Modelo experimental tipo 2, propuesto para lluvia simulada adaptado según el modelo utilizado por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007). Dibujo sin escala.

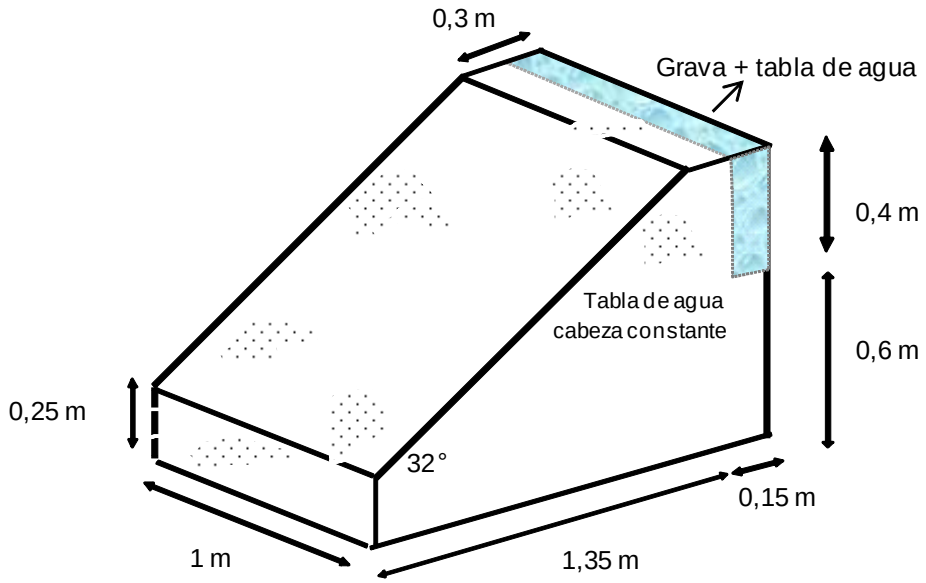


Figura 15. Modelo experimental tipo 3, propuesto para simulación de flujo de agua en la espalda del talud adaptado según el modelo utilizado por Tohari, Nishigaki y Komatsu (2007). Dibujo sin escala.

Una vez conformado cada talud (unidad de muestreo), se dispusieron en cada uno de ellos, ocho sensores de tensión para la medición del potencial matricial (Figura 12). La humedad

volumétrica se estimó mediante las curvas características de retención de humedad en el laboratorio con el mismo tipo de sensores de tensión.

La tensión o potencial matricial se midió mediante tensiómetros con intervalo de tiempo de 30 segundos. Se utilizó la metodología de tensiómetros con copa porosa de 5 cm de longitud y medidor electrónico de vacío (transductor) (Figura 12). Para la construcción de los tensiómetros, se utilizaron instrumentos de Cenicafé (2009), los cuales consistieron en cápsulas porosas de 5 cm de longitud, tubería de acrílico transparente de 10 mm de diámetro. En el extremo de este último se introdujo un tapón de silicona. Antes de instalar los tensiómetros en el suelo, se llenaron con agua desionizada y desaireada y se dejaron sin tapón hasta que la cápsula se saturara completamente, luego se llenaron nuevamente y se colocó el tapón de silicona. Para medir el potencial de succión se utilizó un medidor de vacío electrónico (transductor) y un dispositivo para registro de datos; se conectó el transductor al tensiómetro por medio de una aguja hipodérmica (Figura 12b) y se registró el potencial de succión o matricial. Se tuvo en cuenta la diferencia de cota entre la columna de agua y la copa porosa. Antes de cada simulación, se realizó la verificación del funcionamiento de los tensiómetros por medio de mediciones de tensión en un medio saturado y con diferentes cabezas de tensión.

En las Figuras 16, 17 y 18 se ilustran la ubicación de los sensores para los modelos tipo 1,2 y 3 respectivamente, los cuales registran la tensión de humedad. Cuando la tensión de humedad alcanzó el valor igual a cero, se obtuvo el punto de saturación. El valor de la humedad volumétrica estimado, cuando ocurrió el punto de saturación se denominó **Y** (para efectos de la hipótesis de trabajo). El punto de saturación **(Y) o (θ_s)** se obtuvo como el valor más alto de humedad alcanzado en la curva característica de humedad, este no se determinó con base en la porosidad total dado que por este método se logra un valor teórico el cual es poco probable de alcanzar en la práctica debido al aire que se queda atrapado entre las partículas de suelo.

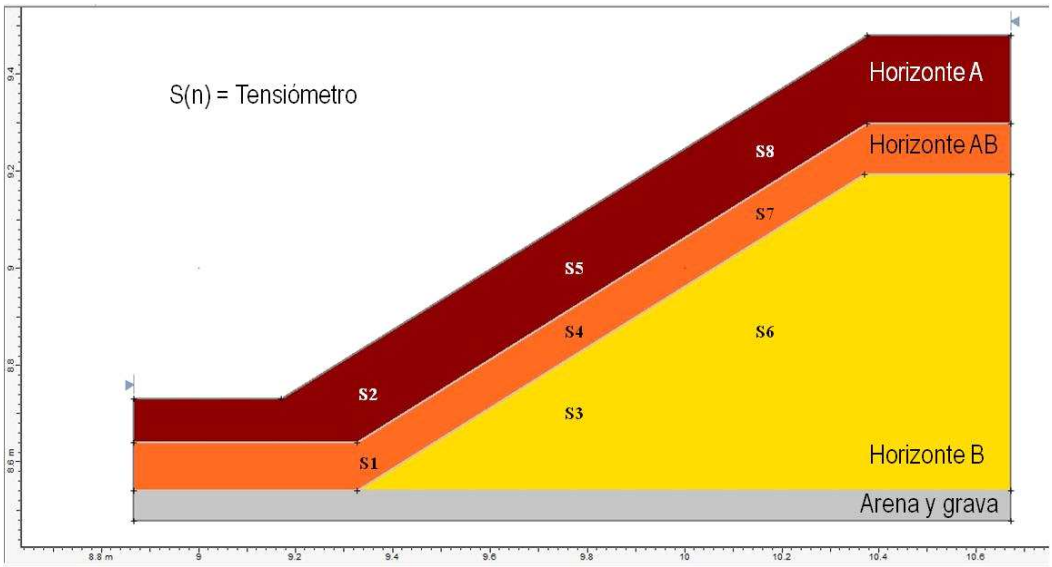


Figura 16. Ubicación de los tensiómetros. Modelo tipo 1

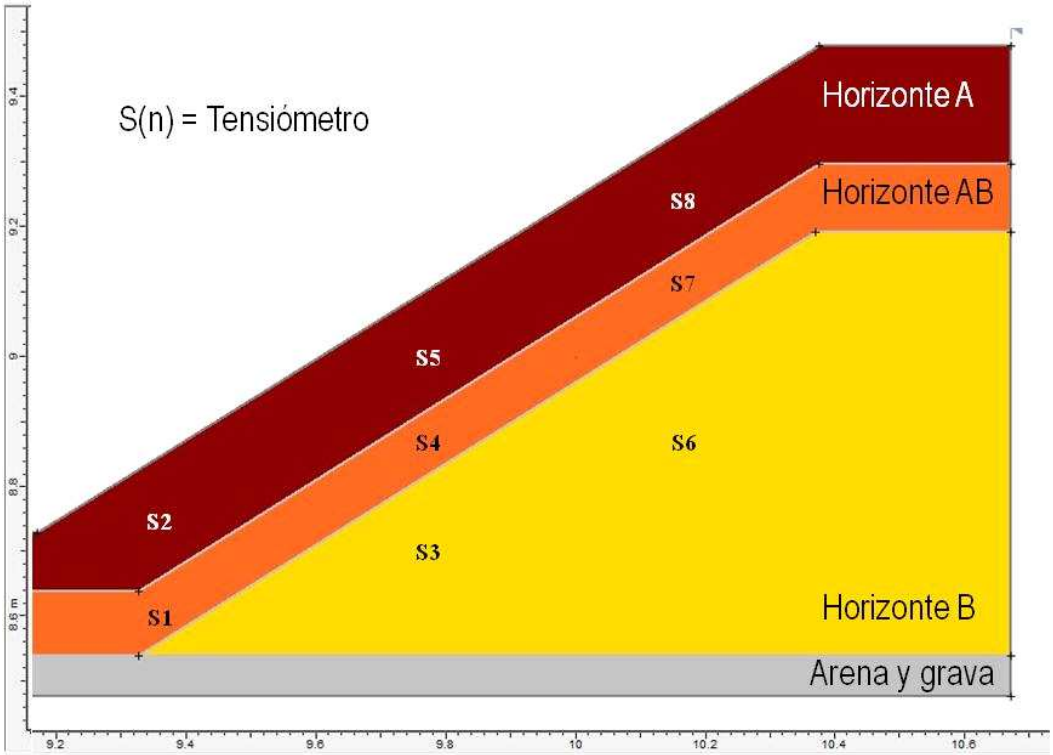


Figura 17. Ubicación de los tensiómetros. Modelo tipo 2

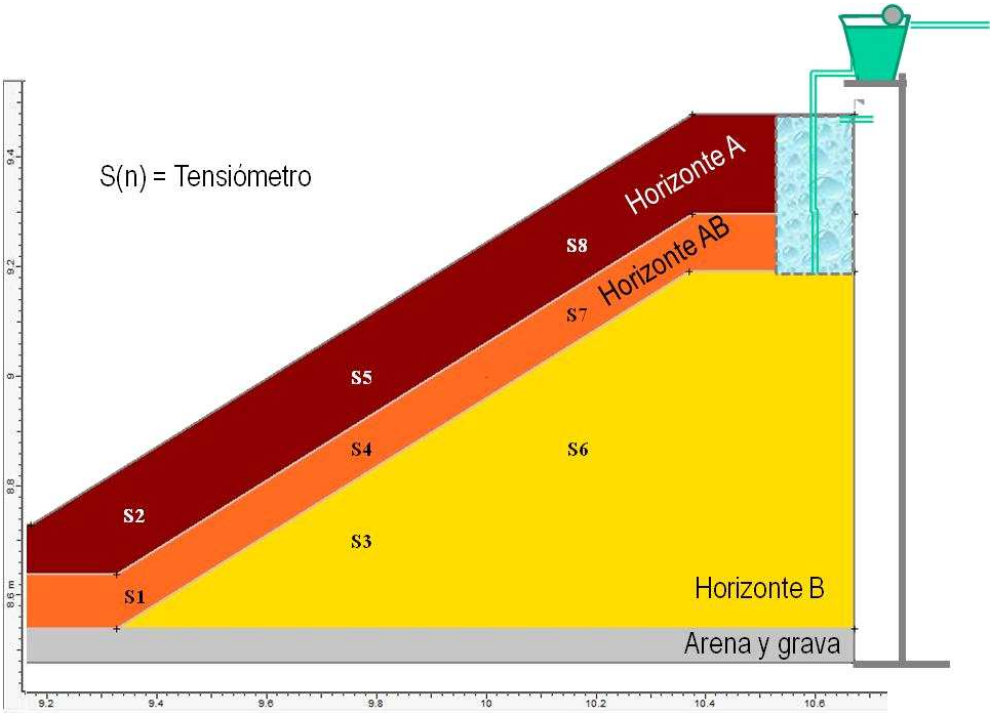


Figura 18. Ubicación de los tensiómetros. Modelo tipo 3

Una vez se tuvo la unidad de muestreo con los sensores, se procedió aplicar el agua, como se describe a continuación:

5.3.1 Simulación de agua en el talud

5.3.1.1 Lluvia simulada

Una vez colocados los sensores, se procedió con el simulador de lluvias [tipo programable de boquillas oscilatorias Vee Jet 80100 (Spraying Systems Company) de aplicación intermitente] previamente calibrado a simular intensidades de lluvia así:

- Caso N° 1. Se inició con 60 $mm.h^{-1}$ continuos por 5 horas. Seguido de 60 $mm.h^{-1}$ en forma intermitente hasta completar 34 horas (Modelo tipo 1). Para una cantidad total de lluvia acumulada de 680 mm en 34 horas de evaluación.
- Caso N° 2. Lluvia de 60$mm.h^{-1}$ en forma intermitente por 140 horas. (Monolito tipo 2). Para una cantidad total de 685 mm en 140 horas de evaluación.

- Caso N° 3. Lluvia de 60mm/h en forma intermitente por 6 horas a partir de una condición inicial de suelo con potencial matricial de – 300 hPa aproximadamente y con grietas de tensión en el horizonte A (Modelo tipo 2). Para una cantidad total de 150 mm en 14 horas de evaluación.

5.3.1.2 Agua en la espalda del talud

- Caso N° 4. Aumento del nivel de agua en forma lenta. Incremento del nivel de agua entre 70 a 74 cm en 8,2 horas (Modelo tipo 3).

- Caso N° 5. Aumento del nivel de agua en forma lenta, de 70 cm a 75,5 cm en 29,5 horas e incremento rápido de 75,5 cm a 87,5 en 0,16 horas después de alcanzar el punto de saturación en todo el talud (Modelo tipo 3).

- Caso N° 6. Aumento del nivel de agua en forma rápida de 70 cm a 92,5 cm en 1,5 horas nivel que se mantuvo durante 6 horas (Monolito tipo 3).

5.3.1.3 Agua en la espalda del talud y lluvia simulada

- Caso N° 7. Aumento del nivel de agua en forma rápida de 70 cm a 92,5 cm en 1,5 horas que se mantuvo durante 8,5 horas y lluvia simulada de 100 $mm.h^{-1}$ durante 1 hora después de alcanzar el punto de saturación en todo el talud (Modelo tipo 3).

5.3.2 Variables de interés y complementarias

Al momento de ocurrir falla, el grado de saturación (**X**), calculado a partir de la humedad volumétrica estimada de la curva característica de humedad y el punto de saturación (**Y** θs), la tensión registrada en dicho momento fueron las variables de interés. Además se registró la lluvia acumulada y/o el nivel freático (**Z**), con la cual ocurrió la falla (variable

complementaria) y se describió el tipo de falla. Para la descripción de la falla, se tuvo una cámara digital de alta resolución que fue instalada enfrente del talud para obtener una mejor visión del proceso y tener registrados los procesos de saturación, inició de la falla y movimiento.

En los Modelos tipo 2 y 3 se ubicaron en forma alineada y cerca de la pared de acrílico del talud diferentes columnas constituidas por anillos de polietileno de 1 cm de diámetro por 0,5 cm de altura que contrastaban con el color del suelo, estos se utilizaron como herramienta visual para verificar el movimiento horizontal del talud como efecto de las simulaciones de agua en el talud.

Como información complementaria y básica para el entendimiento del suelo se realizó la caracterización mecánica del horizonte B y la caracterización física y química de los horizontes A, AB y B.

Las pruebas de mecánica de suelos realizadas al horizonte B, para lo cual se tomaron muestras de cajón a 80 cm de profundidad (Figura 19) fueron las siguientes:

- Resistencia al corte directo consolidado drenado según la norma ASTM D3080-04 (ASTM, 2004a)

- Prueba de consolidación según la norma ASTM D2435 – 04 (ASTM, 2004b)

Las pruebas físicas realizadas a los horizontes A, AB y B fueron

Figura 19. Toma de la muestra de suelo de la Unidad Cartográfica San Simón (*Typic eutropeps*) con mínima alteración para la realización de las pruebas mecánicas

5.3.2.1 Granulometría: Método de tamizado según norma (ASTM D 422-63) (Figura 20a) y la pipeta (Figura 20b) (dispersión con pirofosfato de sodio al 8%) adaptado de Gee y Bauder (1986). Se determinó el porcentaje de limos (partículas entre 0,05 mm y 0,002 mm de diámetro promedio) y arcillas (partículas menores de 0,002 mm de diámetro promedio) por el método de la pipeta, para lo cual se empleó el equipo Daiki DIK-2020. Previa destrucción de materia orgánica con H_2O_2 al 30%. Se separó la fracción de arenas pasando la suspensión a través de un tamiz No. 325, posteriormente la suspensión se llevó a un frasco de sedimentación de 500 cm con el fin de determinar la fracción de limos y arcillas mediante muestreo con pipeta, de acuerdo con el tiempo y profundidad establecido por el fabricante (Daiki Rika Kogyo Co, Ltd,) basado en la ley de Stokes. Se determinó el peso seco de arenas y de las fracciones limos y arcillas y con base en el peso seco de la muestra, se calculó la distribución en porcentaje de arenas, limos y arcillas. Igualmente se determinó el contenido de arcillas, limos y arenas por el método del hidrómetro de Bouyucos (Figura 20c).

5.3.2.2. Límites de consistencia: Límite plástico, límite líquido e índice de plasticidad (Figura 21a y 21b respectivamente), de acuerdo a la norma ASTM D4318-84 descrito por USDA (1996), Abramson *et al*. (2002), y Das (2002).

5.3.2.3. Densidad aparente: Método del cilindro (Blake y Hartage, 1986a) (Figura 22a).

5.3.2.4 Gravedad específica o densidad real: Método del picnómetro ASTM, 1958, descrito por Blake y Hartge (1986b) (Figura 23).

5.3.2.5. Porosidad total: Calculado a partir de la densidad real y aparente (Danielson y Sutherland, 1986).

5.3.2.6. Conductividad hidráulica: Método del permeámetro carga constante en muestras saturadas (Klute y Dirksen, 1986) (Figuras 22a, 22b, 22c, 22d).

Calculado mediante la siguiente ecuación (Ecuación [5]):

k_{sat} = QL/Ath [5]

Donde:

k_{sat} = Coeficiente de conductividad hidráulica saturada
Q = Caudal
L = Longitud de la muestra
A = Área trasversal de la muestra
t = Tiempo
h = Gradiente hidráulico

Se determinó el coeficiente de permeabilidad en el horizonte B mediante los coeficientes de consolidación al utilizar la siguiente ecuación (Ecuación [6]).

$$k = C_v \gamma_w m_v \quad [6]$$

Donde :

k = Coeficiente de permeabilidad
C_v = Coeficiente de consolidación

m_v = Coeficiente de consolidación volumétrica

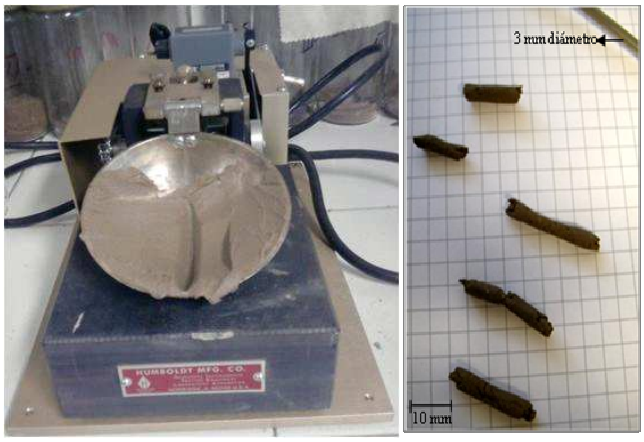
γ_w = Peso específico del agua

5.3.2.7 Curva característica de humedad. La curva característica del agua en el suelo que definida como la relación entre el contenido de agua y la succión (Fredlund y Xing,1994), se determinó mediante una metodología que combinó la medición del contenido de agua volumétrica (%) por el método gravimétrico y la succión por medio de los tensiómetros humedad (Figuras 24a y 24b). A partir de muestras de suelo alterado, se moldearon tres monolitos de suelo por cada horizonte en cilindros de PVC de 10 cm de diámetro por 12 cm de altura. Los monolitos se moldearon hasta alcanzar la densidad aparente del campo. En el punto medio de cada cilindro se ubicó un tensiómetro de humedad de copa porosa con transducción electrónica de masa conocida similar al ubicado en el talud (Figura 12).

Una vez constituidas las muestras de suelo en cada cilindro y ubicado en cada una de ellas el tensiómetro de humedad, se sometió el suelo a procesos continuos de humedecimiento (de arriba hacia abajo) y secado. Se realizaron las lecturas de tensión con el tensiómetro de transducción electrónica (Figura 11) e inmediatamente después de cada lectura se registraba la masa del cilindro + suelo húmedo + tensiómetro. Al final de las mediciones se registró la masa de suelo seco a la estufa a 105 °C $^{+/-}$ 5° por 18 horas. De esta forma se conoció el contenido de agua en el suelo con su respectivo valor de tensión para los procesos de secado y humedecimiento y la humedad saturada (**Y**) que fue el máximo valor de humedad alcanzado por el suelo bajo estas condiciones. Lo anterior era el insumo para construir la curva característica de humedad mediante el modelo empírico de Fredlund y Xing (1994), cuyos coeficientes (a, n, m) se obtuvieron con el programa de regresión no-lineal NLIN del paquete estadístico S.A.S versión 9,2 ®.

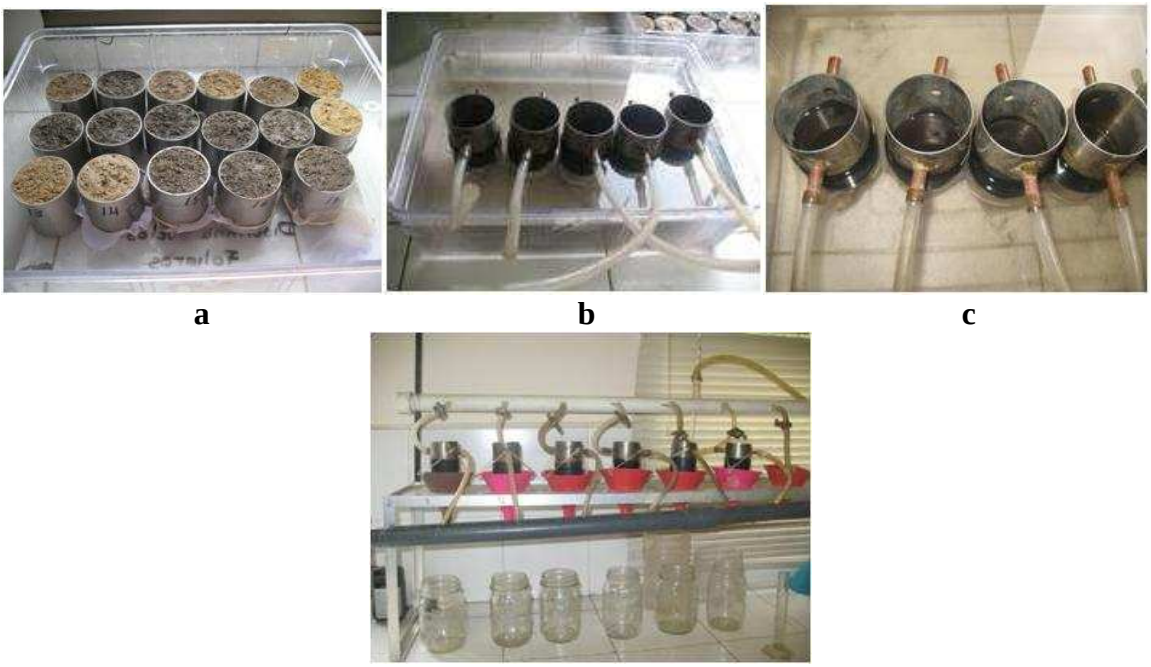
a **b** **c**

Figura 20. Ejecución de la prueba de granulometría. Método tamizado (a), pipeta (b) e hidrómetro (c).



a **b**

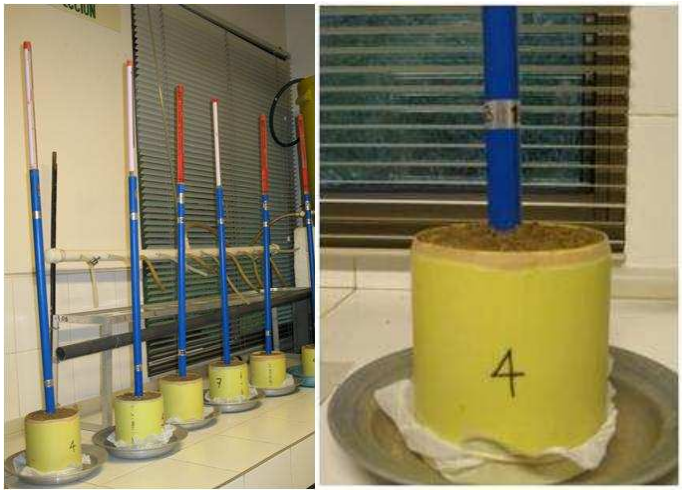
Figura 21. Ejecución de la prueba de límite líquido y límite plástico



a **b** **c**

Figura 22. Desarrollo de la prueba permeabilidad saturada. a),b) y c) proceso de saturación de las muestras. d). Proceso de la prueba de permeabilidad por el método cabeza constante.

Figura 23. Desarrollo de la prueba de gravedad específica



a **b**

Figura 24. Proceso de la determinación de la curva característica de humedad del suelo

5.3.2.8 Propiedades químicas del suelo

Se realizó la caracterización de las propiedades químicas del perfil de suelo ya que al respecto, se han reportado relaciones entre éstas y las propiedades mecánicas del mismo, tales como el pH y el contenido de materia orgánica (MO) entre otras. (Davies, 1985, Omar, Shanableh y Tahmaz, 2004; Suzuki, Tsusuki y Yamamoto 2005) y que igualmente se encontraron para suelos de la zona cafetera colombiana (Medina y Salazar, 2009).

Los métodos químicos correspondieron a los procedimientos de rutina empleados en el laboratorio de Suelos de Cenicafé, los cuales son descritos detalladamente por Carrillo (1985), como: Contenido de materia orgánica por el método de Walkley y Black (1934), capacidad de intercambio catiónico, pH, potasio, calcio, magnesio, sodio, manganeso, hierro, aluminio (USDA, 1996) y azufre (fosfato de calcio 0,008 M – turbidimetría).

5.3.3 Prueba de hipótesis

Para cada método de simulación de ingreso de agua al talud y para cada caso, se evaluó si el valor de la variable **X** (grado de saturación) era menor que el 100%, En el caso que se rechazara la hipótesis, se habría corroborado la hipótesis de trabajo, que la falla ocurre en condiciones insaturadas de suelo.

6 Resultados y discusión

En el presente capitulo se presentan los resultados de la caracterización mecánica, física y química del perfil de suelo, las curvas características de humedad y el análisis descriptivo del comportamiento de la humedad en los distintos experimentos exploratorios en modelos físicos. Cada caso se analizó en forma independiente ya que debido al carácter exploratorio de la investigación no contó con un diseño experimental, ni repetición de cada caso. Simultáneamente se presenta la discusión de los resultados.

6.1 Caracterización del suelo

6.1.1 Parámetros de resistencia al corte

Según el ensayo de corte directo consolidado drenado, el horizonte B presentó una cohesión efectiva de 10 kPa y un ángulo de fricción efectivo de 26° (Figura 25). Aspecto importante a considerar ya que en general los estudios reportados bajo la metodología de los modelos físicos propuestos en esta investigación se han llevado a cabo con suelos granulares de baja cohesión. En términos relativos, a partir de la cohesión efectiva baja se podría interpretar su alta susceptibilidad a la erosión hídrica por la desagregación de las partículas de suelo debida al efecto de las gotas de lluvia y su susceptibilidad al movimiento en masa una vez se pierda dicha cohesión por la suma de diferentes factores como son la saturación, la pérdida de succión y la deforestación y al tener en cuenta su ángulo de fricción relativamente bajo.

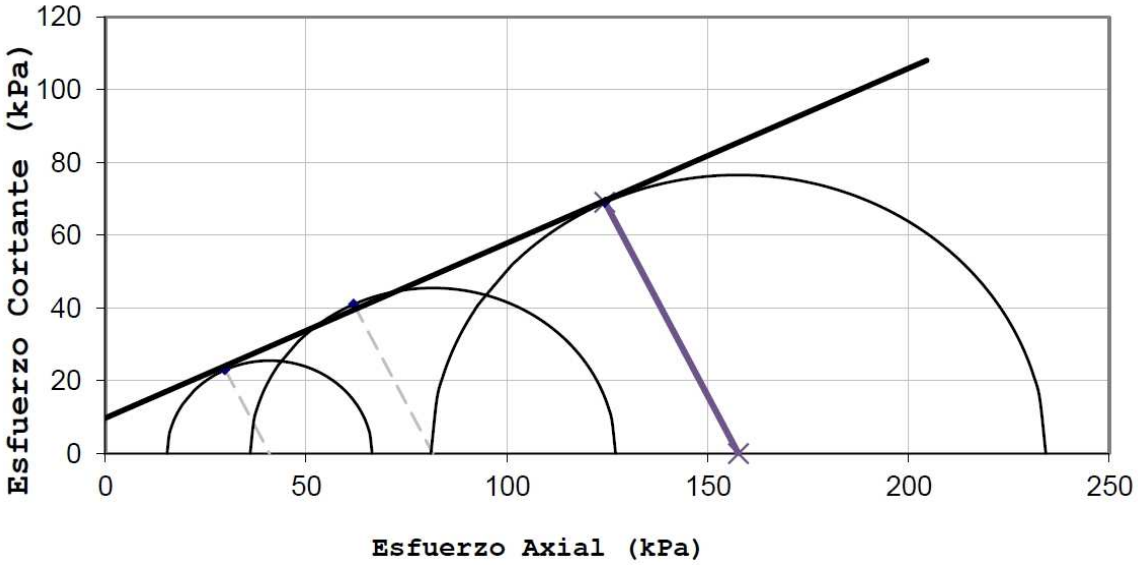


Figura 25. Representación gráfica de la prueba de corte directo por el diagrama de Mohr. La intersección de la recta con el eje Y indica la cohesión efectiva y la pendiente de la recta indica el ángulo de fricción interna (Terzaghi, Peck y Mesri, 1996)

6.1.2 Prueba de compresibilidad

La variación de la deformación con el incremento de la carga fue suave, es decir sin cambios bruscos. El índice de compresión fue 0,31 que se asocia con una compresibilidad moderada a media (Figura 26) (Tabla 1).

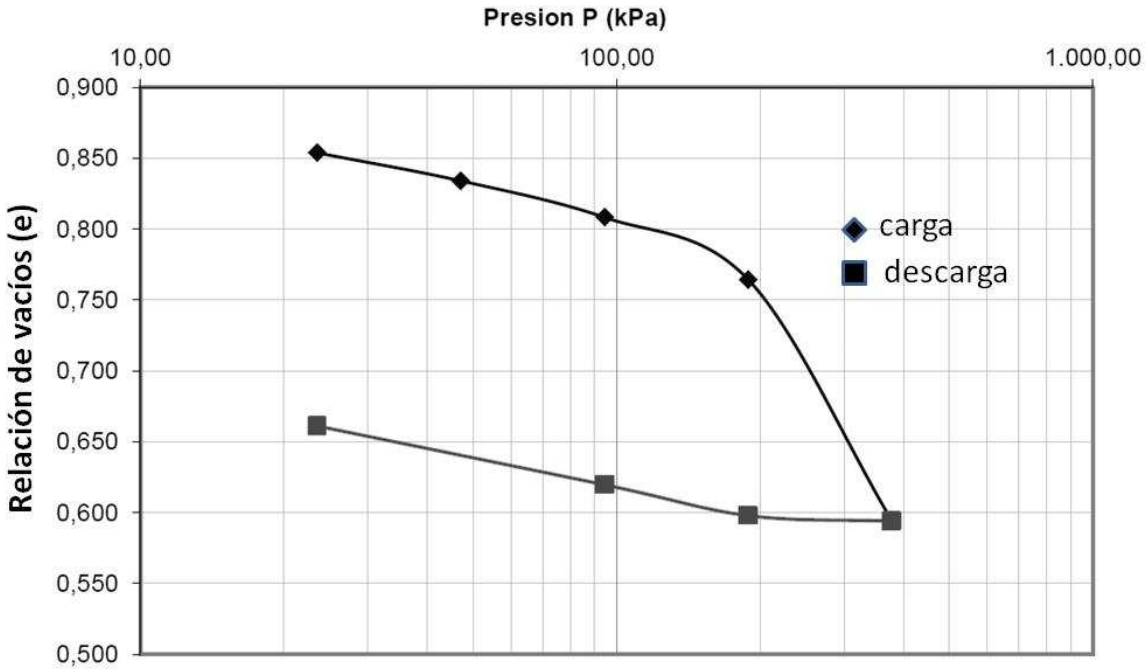


Figura 26. Curva de compresibilidad del horizonte B. Presión – relación de vacios**.**

Tabla 1. Coeficientes obtenidos de la prueba de consolidación del suelo (Horizonte B)

σ_v (kPa)	a_v (1/kPa)	m_v (1/kPa)	Δe	Cc
23,6 – 47,2	0,0001	0,00054	0,024	-
47,2 - 94	0,0001	0,00023	0,020	-
94,6 – 189,3	0,001	0,00029	0,050	-
189,3 – 378,8	0,001	0,00050	0,166	0,309

σ_v = Presión vertical, a_v = coeficiente de compresibilidad, m_v = coeficiente de compresión volumétrica, Δe = Gradiente de la relación de vacios, C_c= Índice de compresión.

A partir de la prueba de consolidación y según el índice de colapso (Ic) de (Bell y Culshaw, 2001) que representa la disminución relativa de la relación de vacios de un suelo confinado cuando se le satura bajo una carga vertical de 200 kPa y que se expresa mediante la fórmula (Ecuación [7]):

$$Ic = \Delta e/(1+e) \qquad [7]$$

Donde:

Ic = (índice de colapso de Bell y Culshaw, 2001)
Δe = Gradiente de la relación de vacíos
e = Relación de vacíos

Se puede interpretar que el horizonte B presenta susceptibilidad al colapso con un valor de éste índice de 5,9% que lo clasifica como un material con problema de colapso.

6.1.3 Análisis de granulometría

En las Tablas 2 y 3, se presentan los datos relacionados con la granulometría de los suelos, obtenida por los métodos de la pipeta e hidrómetro respectivamente. Al tener en cuenta los resultados de la prueba de pipeta (Tabla 2) e hidrómetro (Tabla 3) (Según la clasificación del triángulo textural de los suelos del USDA (Hillel, 1998) los tres horizontes (A, AB y B) se clasifican como suelos franco areno arcillosos. Según el SUCS (Sistema unificado de clasificación de suelos, norma ASTM D2487) reportado por Das (2002) el suelo se caracterizó en términos generales como un limo que puede estar en el límite entre una arena limosa y un limo arenoso. El comportamiento de los limos a diferencia del de las arcillas y arenas no ha sido estudiado tan ampliamente y en la actualidad no se ha entendido suficientemente. En general los niveles superficiales (A y AB) se caracterizan por una granulometría más fina y en el nivel más profundo (B) se encuentra el suelo de naturaleza más arenosa (Figura 27) (Tabla 4). Los valores de arcilla obtenidos por las dos metodologías (pipeta e hidrómetro), las diferencias en los contenidos de arenas y limos posiblemente se deben al método de dispersión.

Tabla 2. Distribución granulométrica según el método de la pipeta.

Horizonte	Profundidad (m)	Arenas	Desv.	Limos	Desv.	Arcillas	Desv.
		(%)					
A	0 –0,35	51,8	0,5	27,6	0,5	20,6	0,3
AB	0,35 – 0,45	50,4	0,9	26,8	1,2	22,8	0,9
B	0,45 m - >1,60	58,0	1,1	22,1	1,0	19,9	1,1

Tabla 3 Distribución granulométrica según el método del hidrómetro.

Horizonte	Profundidad (m)	Arenas	Desv.	Limos	Desv.	Arcillas	Desv.
		(%)					
A	0 –0,35	56,0	5,7	23,0	5,7	21,0	0,0
AB	0,35 – 0,45	60,0	n.d.	18,0	n.d.	22,0	n.d.
B	0,45 m - >1,60	60,5	0,7	20,0	1,4	19,5	0,7

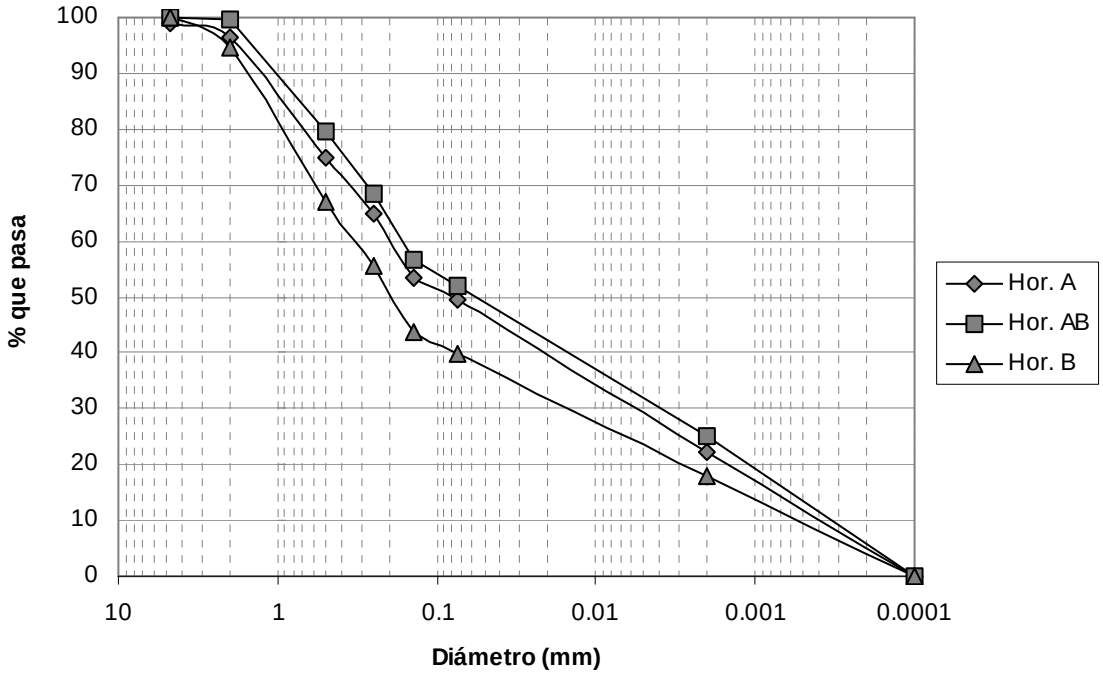


Figura 27. Curva granulométrica por el método combinado (tamizado y pipeta)

Tabla 4. Clasificación del suelo según la SUCS a partir de la curva granulométrica**.**

Horizonte	Profundidad (m)	D_{60} (mm)	D_{10} (mm)	D_{30} (mm)	Clasificación SUCS
A	0 –0,35 m	0,2	0,0003	0,0051	SM (arena limosa)
AB	0,35 – 0,45 m	0,18	0,0002	0,004	ML (limo)
B	0,45 m - >1,60m	0,33	0,0004	0,015	SM (arena limosa)

D_{10} Diámetro efectivo del grano.

6.1.4 Límites de consistencia

El suelo se caracterizó cualitativamente como un limo de baja plasticidad (ML) según la carta de plasticidad de Casagrande (Tabla 5). Sin embargo en conjunto el suelo corresponde a una arena limosa (SM). En la carta de plasticidad se observó que los suelos de los perfiles están localizados ligeramente debajo de la Línea A. Los limos presentan un rango amplio de comportamiento que comprende desde las arenas finas hasta las arcillas. Estos limos de la Unidad San Simón, por ser de baja plasticidad se podrían comportar más como arenas finas que como arcillas. Lo que les da una propiedad distintiva y es su baja permeabilidad que influye en su comportamiento y merece consideración especial. Sin embargo pueden ser sensibles al humedecimiento y a la compactación al igual que las arcillas.

Tabla 5. Limites de consistencia del suelo

Horizonte	Profundidad (m)	w_L (%)	w_p (%)	I_P (%)	A
A	0 –0,35 m	44,7	30,1	14,6	0,71
AB	0,35 – 0,45 m	45,8	33,6	12,2	0,53
B	0,45 m - >1,60m	45,9	27,6	18,3	0,92

w_L = Límite líquido, w_P = Límite plástico, I_p = Índice de plasticidad, ML = Limo de baja plasticidad. * Según carta de plasticidad de Casagrande (reportada por Das, 2002). A= Ip/fracción de arcilla (actividad de las arcillas de Skempton, 1953 Reportado por Das, 2002).

6.1.5 Propiedades volumétricas del suelo.

En la Tabla 6 se presenta la caracterización de las propiedades volumétricas del perfil. La densidad aparente incrementó con la profundidad del perfil. Se observa como el horizonte A fue menos denso y por ende más poroso, lo anterior debido posiblemente a su mayor contenido de materia orgánica. El horizonte AB fue más denso y por ende con menor porosidad que el horizonte A lo cual puede tener implicaciones en el movimiento del agua y en la saturación rápida del horizonte orgánico (A). La densidad aparente y específica del horizonte B es la mayor con la porosidad total más baja, lo anterior puede tener implicaciones en su estabilidad debido a que su alta densidad favorece el incremento de los esfuerzos efectivos y totales. El horizonte B, presentó la relación de vacios menor (0,72), que muestra que se trata de un suelo compacto, que tiende a saturarse más rápidamente y comprometer la estabilidad de los horizontes (A y AB) por tratarse de un suelo poco permeable. La gravedad específica se incrementó levemente con la profundad del perfil como se reporta para los suelos residuales y sus valores del orden de 2,63 a 2,66 se pueden relacionar con la presencia de minerales de cuarzo (Echeverri, 2005) y corresponden a los valores de 2,65 kg/m^3 para el batolito de Ibagué por Vargas *et. al.*(2005).

Tabla 6. Propiedades volumétricas del suelo

Horizonte	Profundidad (m)	G_s (kg.m^{-3})	Desv.	ρ_b (kg.m^{-3})	Desv.	n (%)	e_0
A	0 –0,35	2,63	0,008707	1,28	0,111241	51,28	1,05
AB	0,35 – 0,45	2,64	0,009561	1,46	0,0663	44,72	0,81
B	0,45 m - >1,60	2,66	0,014828	1,54	0,067089	41,98	0,72

G_s = gravedad específica de los sólidos o densidad de los sólidos, ρ_b = peso especifico seco o densidad aparente, n = porosidad total, e_0 = relación de vacíos. Desv.= Desviación estándar.

6.1.6 Permeabilidad

El ensayo de permeabilidad en medio saturado, mostró que se trató de un perfil de suelo calificado cualitativamente como poco permeable a muy poco permeable (Terzagui, Peak y Mesri, 1996) (Tabla 7), su comportamiento probablemente sea debido al contenido de arenas finas y limos. Debido a la gran proporción de partículas finas presentes en el suelo (Tablas 2 y 3), es posible que el método empleado de cabeza constante no haya sido el mejor para explicar la permeabilidad del mismo, de allí los valores altos de desviación estándar. Sin embargo la determinación de la permeabilidad del horizonte B por el método de consolidación según la norma ASTM D2435-04 (ASTM 2004b) (Tabla 7) mostró valores aún más bajos de permeabilidad para el horizonte B. Es posible que la escasa permeabilidad del horizonte B pueda afectar la estabilidad de los horizontes superiores (A y AB).

Tabla 7. Permeabilidad del suelo

Horizonte	Profundidad (m)	k_{sat} (cm.s^{-1})	Desv. (cm.s^{-1})	k (cm.s^{-1})	Permeabilidad relativa *
A	0 –0,35	1,0 x10^{-4}	1,06 *10^{-4}	n.d.	Poco permeable
AB	0,35 – 0,45	2,4 x 10 $^{-5}$	4,57*10^{-5}	n.d.	Muy poco permeable
B	0,45 - >1,60	8,2 * 10^{-6}	1,02*10^{-5}	2,3*10^{-6} a 3,4*10^{-7}	Muy poco permeable

k_{sat} = coeficiente de permeabilidad saturado obtenido por el método del permeámetro de cabeza constante. k = coeficiente de permeabilidad obtenido con los coeficientes de consolidación (ASTM, 2004b). Con valores de coeficiente de consolidación (C_v) de 4,3*10^{-2} y 1,5*10^{-2} cm^2/kgf y de compresión volumétrica (m_v) de 0,053 y 0,023 cm^2/kgf respectivamente. n.d. = sin dato. *Terzagui, Peak y Mesri, 1996.

6.1.7 Curva característica de humedad

Al tener en cuenta la interpretación teórica de que el suelo se encuentra en estado de saturación cuando el potencial matricial alcanza el valor de cero, las curvas características de humedad obtenidas de los tres horizontes de suelo (Figuras 28, 29 y 30) permiten inferir que el perfil de suelo tiende a saturarse rápidamente con valores bajos de humedad cercanos a 0,3 cm^3.cm^{-3}. Lo anterior se debe posiblemente a las características granulométricas del suelo que le confieren una moderada porosidad total (Tabla 6). Este comportamiento puede tener implicaciones en la estabilidad del suelo y la susceptibilidad a la erosión dado que los espacios porosos se llenan rápidamente de agua y se incrementa así la presión intersticial y la escorrentía.

La observación general de las curvas características de humedad obtenidas, permite interpretar que se trata del comportamiento de un suelo de partículas finas, otorgado por la fracción de limos y arcillas ya que no se evidencia un cambio fuerte en el comportamiento de la humedad y a su vez se presenta una pendiente moderada de la curva. Este

comportamiento puede obedecer a la oclusión de poros, la densidad aparente alta y permeabilidad muy lenta de acuerdo con los datos obtenidos para estas propiedades.

Al comparar los coeficientes de las curvas características de humedad (Tabla 8) en el proceso de humedecimiento (adsorción) de los tres horizontes de suelo, se observa como para los tres coeficientes (*a, n, y m*) los horizontes AB y B son similares, lo que muestra que no hay una clara diferenciación entre estos dos horizontes en cuanto a la retención de humedad y por ende se puede afirmar que las curvas características de humedad son iguales para estos dos horizontes. En tanto, que si se presenta una clara diferencia entre el horizonte A y los horizontes AB y B al comparar el coeficiente *a* (Tabla 8). También se ve reflejada la diferencia del horizonte A con el horizonte AB al comparar los coeficientes *n* y *m* del modelo.

Al comparar las curvas en el proceso de secado (desorción) (Figuras 28, 29 y 30), se observa que los horizontes A y B presentan curvas disímiles dadas las diferencias entre el coeficiente *m* (Tabla 8).

Lo anterior permitiría interpretar que el horizonte A presenta una salida más tardía del aire atrapado en los poros durante el proceso de adsorción que los horizontes AB y B, y descriptivamente podría ser igualmente el horizonte A el que más rápido gana la entrada de aire en el proceso de desorción. Lo anterior tiene implicaciones en la estabilidad dado que en este sentido, este horizonte es el que mayor resistencia opondría en perder la succión durante el proceso de adsorción y quien más rápido encontraría la entrada de aire en el proceso de desorción. Se observa una menor pendiente en el horizonte A representada en el coeficiente *n*, lo anterior representaría una mayor capacidad para conservar la humedad durante los procesos de secado y humedecimiento.

El valor de entrada de aire mayor para el horizonte A indica éste puede retener más agua por unidad de volumen que los horizontes AB y B

Se observó con claridad el fenómeno de histéresis, en donde para valores de succión iguales se obtienen valores de humedad mayores durante el proceso de drenaje

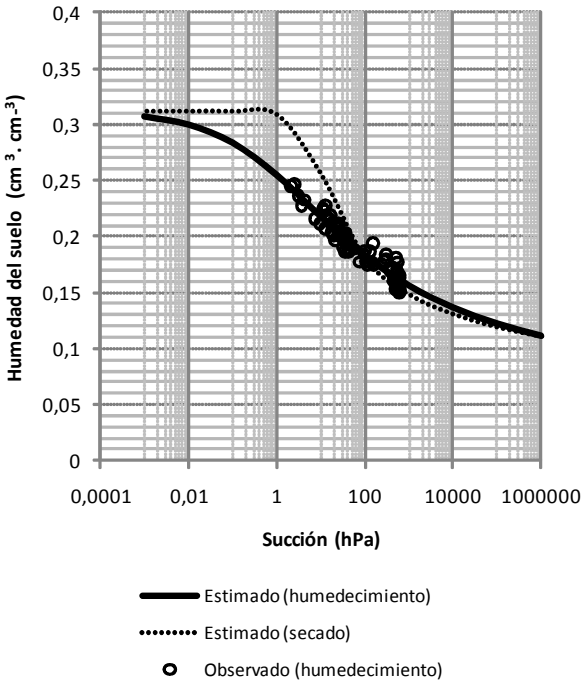


Figura 28. Curva característica de humedad del horizonte A, suelo alterado**.**

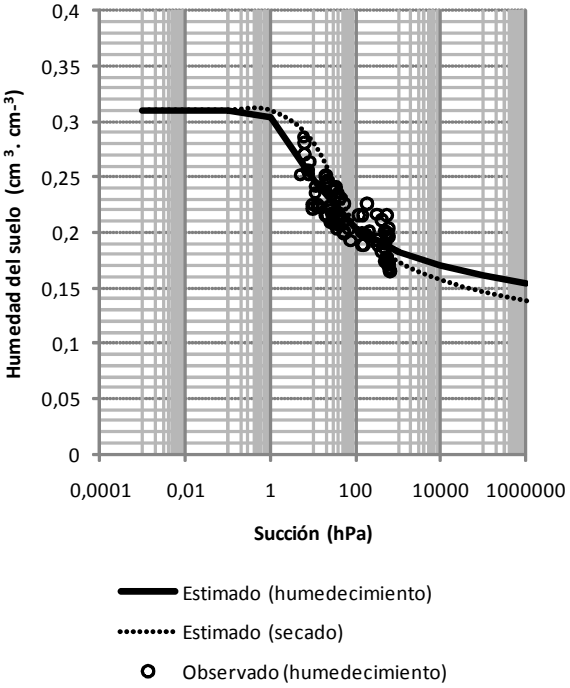


Figura 29. Curva característica de humedad del horizonte AB, suelo alterado.

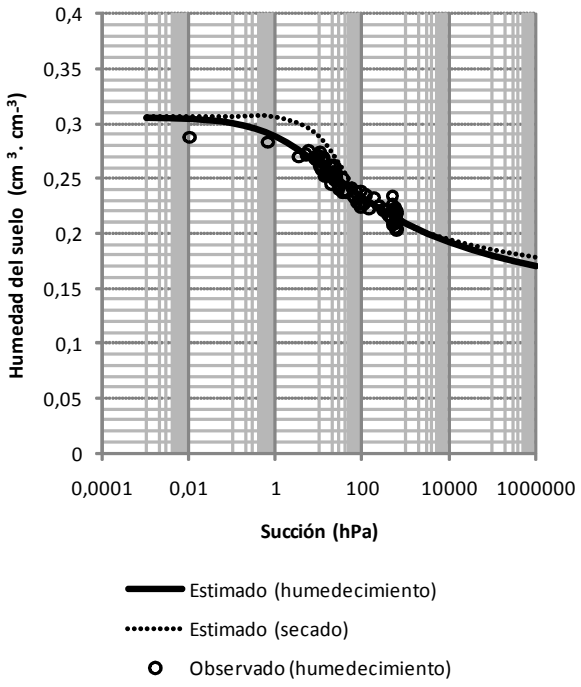


Figura 30. Curva característica de humedad del horizonte B, suelo alterado.

Tabla 8. Coeficientes obtenidos de la curva característica de humedad según el modelo de Fredlund y Xing (1994)

Horizonte	Proceso	Coeficiente	Valor coeficiente	Error estándar	Límite inferior*	Límite superior*
A		a1 (hPa)	0,407	0,115	0,177	0,637
		n1	0,428	0,107	0,215	0,642
		m1	0,563	0,118	0,327	0,798
		θs	0,3126			
AB		a2 (hPa)	2,214	0,803	0,615	3,813
	Humedecimiento	n2	1,686	0,788	0,116	3,256
		m2	0,227	0,045	0,137	0,317
		θs	0,3100			
B		a3c(hPa)	1,767	0,355	1,059	2,474
		n3	0,597	0,137	0,324	0,870
		m3	0,282	0,052	0,178	0,386
		θs	0,3060			
A		a1	4,8089	0,3667	4,0578	5,5601
		n1	1,5756	0,2558	1,0516	2,0997
		m1	0,3486	0,0311	0,2848	0,4123
AB		a2	7,72 n.s	8	-8,5255	23,9831
	Secado	n2	2,02 n.s	3	-3,7242	7,7659
		m2	0,25 n.s	0,1409	-0,0346	0,5435
B		a3	8,5102	2	3,8793	13
		n3	1,9312	0,859	0,1687	3,6938
		m3	0,1729	0,0342	0,1027	0,2432

Intervalos de confianza según prueba t al 5%. n.s = Valor sin significancia estadística.

6.1.8 Características químicas del suelo

Los valores de pH y Sodio (Na) del suelo se incrementaron con la profundidad del horizonte, caso contrario a lo ocurrido con el contenido de materia orgánica (MO), Magnesio (Mg), capacidad de intercambio catiónico (CIC), Fósforo (P), Manganeso (Mn), Cobre (Cu), Zinc (Zn) que decrecieron con la profundidad del perfil (Tabla 9). Se consideró un suelo muy pobre en bases (K, Na y Mg), Fósforo y materia orgánica, con contenidos moderadamente altos de Ca. Su capacidad de intercambio catiónica es baja < 8 $cmol_{(+)}.kg^{-1}$ que se puede relacionar con la moderada actividad de las arcillas.

Suzuki, Tsusuki y Yamamoto (2005) y Omar, Shanableh y Tahmaz (2004) indican que los suelos ácidos poseen una resistencia al corte mayor que los suelos básicos, debido a que la estructura del suelo tiende a ser más floculada que dispersiva por los bajos valores de pH.

Además, el pH en términos generales muestra una correlación inversa con el aluminio y la materia orgánica, que son elementos importantes en cuanto a la estabilidad del suelo según lo encontrado para suelos de la zona cafetera por (Medina y Salazar, 2009). En este sentido el horizonte A podría presentar una estabilidad mayor debido a sus contenidos superiores frente a los demás horizontes evaluados.

Tabla 9. Características químicas del suelo

Hor.	pH	MO	K	Ca	Mg	Na	Al	CIC	P	Fe	Mn	Zn	Cu	B	S
		%	$cmol_{(+)}.kg^{-1}$						$mg.kg^{-1}$						
A	5,2	5,0	0,2	2,9	0,7	0,02	0,9	8,0	3,0	251,0	27,0	0,6	1,4	0,4	7,2
AB	5,3	1,8	0,0	1,5	0,1	0,06	1,7	8,0	2,0	163,0	18,0	0,3	0,0	0,0	8,6
B	5,8	0,3	0,1	2,4	0,3	0,07	1,0	4,5	1,5	54,5	11,5	0,2	0,2	0,3	2,9

6.2 Resultados obtenidos por la simulación de ingreso de agua al talud.

Se presenta el análisis descriptivo en forma independiente para cada Caso y simultáneamente se hace la discusión respectiva al citar diferentes investigaciones que apoyan o contradicen los resultados encontrados.

6.2.1 Método de simulación de lluvia

6.2.1.1 Comportamiento de la succión y humedad con lluvia simulada en suelo de la Unidad San Simón, *Typic eutropepts*. Caso N° 1

La lluvia simulada de 60 $mm.h^{-1}$ de intensidad por 5 horas continuas y que acumuló 300 mm en ese mismo tiempo, causó una clara disminución de la succión y el aumento de la humedad en todos los horizontes de suelo (Figura 31). Lo cual se evidenció por la disminución de la succión en todos los puntos donde se ubicaron los tensiómetros (S1 a S8). Los resultados indican que la succión, la cual se relaciona estrechamente con la