



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE
SAN NICOLÁS DE HIDALGO**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA Y MINERALOGÍA**

**CARACTERIZACIÓN GEOMECÁNICA Y ESTUDIO DEL
DESLIZAMIENTO EL CAMPESTRE, MORELIA, MICH.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS

CON ESPECIALIDAD EN:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:
ING. CECILIA IRENE VILLASEÑOR REYES

ASESOR:
DR. VÍCTOR MANUEL HERNÁNDEZ MADRIGAL

Morelia, Mich.



Febrero, 2014

Dedicatoria

A Dios, por ser mi incansable maestro en ésta vida. Por enseñarme a valorar lo que tengo. Porque ha permitido la vida de mis padres y hermano. Por darme su compañía y nunca abandonarme.

A mis padres, que lo han dado todo por nosotros. Porque por ellos me encuentro donde estoy. Por su confianza y apoyo incondicional.

A mi hermano, eres mi orgullo, siempre te he admirado.

A Sócrates. “Te Amo. Te Amé desde el primer momento en que te vi. Te Amé incluso antes de conocerte”.

A Tuinky, mi primer amor.

Agradecimientos

Gracias Mamá por enseñarme a ser una mujer valiente y diferente.

Gracias Papá por enseñarme el valor de la familia y el trabajo.

Sócrates, gracias por todo, mi amor a primera vista, mi bebé chiqueado, mi hombre guapo, mi compañero, mi todo...

Dr. Víctor Manuel, gracias por la confianza desde mi primera estancia con usted. Gracias por disponer de su tiempo para lograr terminar el trabajo de campo. Sin su apoyo ésta tesis no hubiera podido llegar a buen fin.

A mis revisores de tesis: Dr. Macías, Dr. Ávila, Dr. Martínez, Dr. Garduño y M.C. Navarrete. Gracias por sus comentarios y correcciones que enriquecieron el contenido de este proyecto.

A quienes me acompañaron a campo: Nahúm, Arturo, Ale, Sócrates, Antonio Pola. Gracias por su tiempo, son parte esencial de los resultados de éste proyecto.

Erika, gracias por las pláticas, los consejos, tu ayuda y, sobre todo, tu amistad.

René, gracias por la compañía y las infaltables tacitas de café.

Ale, gracias por tu paciencia, por tus oídos siempre atentos y tus palabras tranquilizadoras.

A todas las lindas personas que he conocido desde que llegué a Morelia y a quienes desde la distancia me siguen apoyando, gracias por las risas, palabras de ánimo, reuniones y consejos que han hecho más significativa y amena mi vida.

Gracias al Instituto de Investigaciones Metalúrgicas por abrirme sus puertas y apoyarme durante el proceso de titulación

ÍNDICE

CONTENIDO	Pág.
Índice	i
Índice de figuras	iii
Índice de tablas	vi
Resumen	x
Abstract	xii
Capítulo I. Introducción	1
1.1 Justificación	2
1.2 Hipótesis	3
1.3 Objetivos	3
1.4 Descripción de la zona de estudio	4
Capítulo II. Antecedentes	8
2.1 Geología regional	9
2.2 Geología estructural	12
2.3 Falla La Paloma	15
2.3.1 Análisis previos de la estabilidad del escarpe de la falla La Paloma	19
Capítulo III. Marco Teórico	20
3.1 Deslizamientos rotacionales	20
3.2 Procesos detonantes y condicionantes que originan procesos de remoción en masa	21
3.3 Parámetros de descripción de discontinuidades	24
3.4 Clasificaciones geomecánicas del macizo rocoso	30
3.4.1 Índice de calidad de las rocas (RQD)	30
3.4.2 Clasificación basada en los valores RMR (<i>Rock Mass Rating</i>)	31
3.5 Análisis de estabilidad de taludes	33
3.5.1 Métodos de equilibrio límite	33
3.5.2 Método de cálculo en deformaciones	34
3.5.3 Ventajas del método de los elementos finitos	36
3.6 Plaxis	37
3.6.1 <i>Input</i>	37
3.6.2 <i>Calculations y Output</i>	42
3.2.3 Trabajos previos	44

Capítulo IV. Materiales y Métodos	48
4.1 Trabajo de campo	48
4.2 Trabajo de laboratorio	50
4.2.1 Primera fase	50
4.2.2 Segunda fase	51
4.2.3 Tercera fase	56
4.3 Modelización	59

Capítulo V. Resultados	60
5.1 Cartografía general y descripción litológica	60
5.2 Cartografía del depósito del deslizamiento	68
5.3 Caracterización de las familias de discontinuidades	72
5.4 Caracterización de las propiedades físico-mecánicas de la matriz rocosa	89
5.4.1 Propiedades físicas	89
5.4.2 Propiedades mecánicas	91
5.5 Determinación del índice de designación de calidad de la roca (RQD)	95
5.6 Clasificación del macizo rocoso con base en los valores RMR (Rock Mass Rating)	100
5.7 Caracterización de los movimientos cinemáticos en la ladera	105
5.8 Modelización en Plaxis	109
5.8.1 Escenario 1. Propiedades favorables a la estabilidad.	111
5.8.2 Escenario 2. Propiedades desfavorables a la estabilidad.	113
5.8.3 Influencia Sísmica en la Estabilidad	115

Capítulo VI. Conclusiones y recomendaciones	118
6.1 Conclusiones	118
6.2 Recomendaciones	120

Bibliografía	122
---------------------	------------

Anexos	131
---------------	------------

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.- Localización y vías de acceso al área de estudio.	4
Figura 2.- Incremento de la población en el municipio de Morelia del año 1995 al 2005. INEGI ⁵ (2011).	6
Figura 3.- Detalle puntual de la zona de estudio con imágenes satelitales de 2006 tomadas de Google Earth. El polígono amarillo representa el área del cuerpo del deslizamiento El Campestre	7
Figura 4.- Subprovincias Fisiográficas de la región de Morelia.	8
Figura 5.- Mapa geológico- volcánico de la región de Morelia. Modificado de Gómez- Vasconcelos, 2012.	10
Figura 6.- Izquierda: Columna estratigráfica esquemática que muestra la relación de la litología de la zona de Morelia con otros depósitos de la región. Derecha: Columna estratigráfica compuesta de los depósitos de la Caldera de Atécuaro. Modificado de Gómez- Vasconcelos, 2012.	11
Figura 7.- Localización de las principales trazas de fallas y cuerpos inestables en la ciudad de Morelia. DS: deslizamiento SUMA, DC: deslizamiento El Campestre, DO: deslizamiento Ocolusen. Modificado de Ibañez-Garduño et al. 2004.	15
Figura 8.- Sección del deslizamiento SEDUE. Modificado de Arreygue- Rocha et al. 2002.	17
Figura 9.- Geometría del deslizamiento del Campestre. Modificado de Garduño- Monroy et al. 2002.	18
Figura 10. Deslizamiento rotacional típico (Universidad de Caldas, 2013).	20
Figura 11. Límite del ángulo para la ocurrencia de los procesos de remoción de masas (Sidle et.al., 1985).	22
Figura 12.- Efectos de la interacción entre la vegetación y la ladera en la estabilidad. Modificado de Greenway, 1987.	23
Figura 13.- Esquema de la persistencia relativa en las familias de discontinuidades. (a) No sistemáticas, (b) Sub- sistemáticas y (c) Sistemáticas.	25
Figura 14.- A) Perfiles estándar de comparación visual para describir la rugosidad, B) peine de Barton, C) perfiles estándar para la obtención del JRC (ISRM, 1977).	26
Figura 15.- Esquema del proceso de discretización.	35
Figura 16.- Elementos básicos para 1D, 2D y 3D utilizados en el método de elementos finitos. Modificado de illustrations (s/f).	36
Figura 17.- Ejemplo de un problema de deformación plana (izquierda) y uno axiométrico (derecha).	38
Figura 18.- A) Nodos del elemento triangular de 15 nodos y B) sus puntos de tensión. C) Nodos del elemento triangular de 6 nodos y B) sus puntos de tensión.	38
Figura 19.- Problema de un cimientado circular en una capa de arena (a) y su representación simplificada como modelo geométrico en Plaxis. Modificado del Manual de Tutoriales, Plaxis 2D, 2010.	39
Figura 20.- Izquierda: Modelo Elasto-plástico progresivo. Derecha: Modelo elástico que pasa a plástico.	40
Figura 21.- Ejemplo de malla sin estructura (A) y con estructura (B).	42
Figura 22.- Apartado general del subprograma Calculations. Manual de Tutoriales, Plaxis 2D, 2010.	43
Figura 23.- A) Superficie de falla calculado con Geo4 (FS=1. 7). B) Superficie de falla calculado con Geo4 (FS=1. 6). Modificado de Görög y Török, 2007.	45

Figura 24.- Mecanismos de falla para nivel freático bajo (A) y alto (B). Modificado de Kellezi y colaboradores, 2005.	46
Figura 25.- A) Incremento total en los desplazamientos = 1.23 m para un nivel freático a 4m. b) Incremento total en los desplazamientos = 0.036m para un nivel freático a 8 m. Modificado de Majidi y Choobbasti, 2008.	47
Figura 26.- Esquema de la metodología seguida para el trabajo de campo.	48
Figura 27.- Esquema de la metodología seguida para el trabajo de laboratorio.	50
Figura 28.- Metodología empleada para la identificación de familias de fracturas.	51
Figura 29.- A) Balanza de precisión empleada en el pesaje de muestras secas y saturadas. B) Muestras sumergidas en agua por 24 horas para lograr su saturación.	52
Figura 30.- A) Utilización del martillo de Schmidt en campo. B) Prueba de carga Puntual en las unidades seleccionadas.	53
Figura 31.- Prueba Eco- pulso. Aparato receptor marca Panametrics Modelo 5072 PR y transductor de 2.25 MHz y 0.25 pulgadas de diámetro.	55
Figura 32.- Diagrama de las condiciones estructurales y representación estereográfica para que ocurra una falla plana (arriba), falla en cuña (en medio) y falla por volteo (abajo). Modificado de Lara, 2007.	58
Figura 33.- Columna estratigráfica de la zona de estudio.	60
Figura 34.- Mapa litológico de la zona de estudio.	61
Figura 35.- A) Detalle de la matriz de la brecha y los fragmentos de pómez encontrados. B) Detalle de la textura vesicular hallados en algunos fragmentos de andesita. C) Vista panorámica del aspecto de la brecha.	62
Figura 36.- Alternancia de brecha con paquetes de lava andesítica.	63
Figura 37.- A) Muestra de mano de la ignimbrita vino muy soldada (N6), en color ocre más claro se pueden observar los fiammes de hasta un centímetro. B) Muestra de la ignimbrita gris, en color crema claro se pueden observar la pómez. C) Muestra de mano de la ignimbrita blanca de Cointzio (N4), en color crema claro se puede observar la pómez.	64
Figura 38.- A) Detalle de la columna estratigráfica de la Secuencia Conglomerática. B) Alternancia de pulsos finos y gruesos dentro de la secuencia conglomerática.	65
Figura 39.- A) Muestra de la matriz del flujo de escombros (N3). B) Muestra de la ignimbrita rosa muy soldada (N2), en color claro se observan los fiammes de cuarzo mientras que los líticos presentan color rojizo y negro. C) Muestra de la ignimbrita blanca (N1), en color claro se observan los fiammes de pómez.	66
Figura 40.- A) Coluvión en afloramiento y B) muestra de mano respectivamente. C) Detalle del depósito del flujo de detritos, se observan los clastos de dimensiones considerables y de forma caótica. D) Encima de la línea naranja se observa el coluvión que cubre parte del nivel N4 en el cuerpo del deslizamiento.	67
Figura 41.- Mapa litológico del cuerpo del deslizamiento.	68
Figura 42.- Perfil A- A' que muestra la sección del deslizamiento El Campestre y el ángulo aproximado en el que descansan las unidades litológicas. Col: coluvión, DLC: depósitos lacustres y coluviales.	69
Figura 43.- Mapa litológico sin la cobertura del coluvión.	70
Figura 44.- Se muestra la posición que habrían tenido las capas antes de la reactivación (línea roja) así como el ángulo (línea azul) y el desplazamiento vertical (línea verde). En línea punteada negra se observa	71

la disposición que presentan actualmente.

Figura 45.- Detalle del fracturamiento en la Andesita (Estación And-4).	86
Figura 46.- A) Detalle del fracturamiento en la Ignimbrita Blanca de Cointzio. B) Intemperismo mecánico en la estación N4-3.	87
Figura 47.- A) Fracturamiento en el Flujo de Escombros. B) Detalle de un bloque desplazado cerca de 4 cm y C) fracturamiento con aristas a 90° en la Ignimbrita Rosa muy Soldada.	88
Figura 48.- Ejemplo del análisis cinemático en la Ignimbrita Gris. El cambio en la orientación local del talud promueve la activación de diferentes familias de fracturas.	106
Figura 49.- Modelo geométrico que representa el estado del escarpe previo a la ocurrencia del deslizamiento el Campestre.	109
Figura 50.- Historia aceleración-tiempo esperada para la cantera empleada en los monumentos del centro histórico de la ciudad de Morelia. Información proporcionada por el Dr. Guillermo Martínez Ruíz.	110
Figura 51.- Superficie de falla crítica, modelada en Plaxis (A y B) y corroborada en GeoSlope (C y D) a un nivel freático a 2004 msnm y a 2039 msnm con las propiedades geomecánicas del escenario 1.	112
Figura 52.- Comportamiento del factor de seguridad con respecto al incremento del nivel freático calculado con Plaxis para los escenarios 1 y 2.	113
Figura 53.- Superficie de falla crítica, modelada en Plaxis (A y B) y corroborada en GeoSlope (C y D) a un nivel freático a 2004 msnm y a 2039 msnm con las propiedades geomecánicas del escenario 2.	114
Figura 54.- Historia aceleración-tiempo registrada para el sismo ocurrido en 1999 en Sakarya, Turquía de magnitud 7.4. Información proporcionada por el Dr. Guillermo Martínez Ruíz.	116
Figura 55.- Comportamiento del factor de seguridad en la ladera al verse sometido a varios eventos sísmicos.	117
Figura 56.- Representación gráfica de los posibles eventos de fracturamiento en la zona de estudio. En color se observan las familias de fracturas activas durante el evento y en gris aquellas que ya estaban presentes.	119
Figura 57.- Diagrama para calcular la resistencia a la compresión simple a través del rebote del martillo de Schmidt. Modificado del manual de instrucciones del esclerómetro 45-D0561.	131
Figura 58.- Diagrama para calcular la resistencia a la compresión simple a través del rebote del martillo de Schmidt. Modificado del manual de instrucciones del esclerómetro 45-D0561.	132

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1.- Descripción del espaciado en discontinuidades propuesta por la ISRM (1977).	25
Tabla 2.- Descripción de la persistencia en discontinuidades basado en su longitud propuesta por la ISRM (1977).	25
Tabla 3.- Términos propuestos por la ISRM (1977) para describir la apertura de discontinuidades.	27
Tabla 4.- Índice de campo para determinar de forma cualitativa el contenido de agua del relleno de discontinuidades propuesta por la ISRM (1977).	28
Tabla 5.- Índice de campo para determinar de forma cualitativa las filtraciones de agua en discontinuidades propuesta por la ISRM (1977).	28
Tabla 6.- Clasificación del grado de fracturamiento utilizando el valor J_v (Palmstrom, 2005)	29
Tabla 7.- Relación de la calidad de la roca con respecto a su valor RQD.	31
Tabla 8.- Parámetros y rango de valores para la clasificación geomecánica RMR89.	32
Tabla 9.- Relación entre el RMR y la calidad de la roca.	33
Tabla 10.- Relación entre el RMR y los parámetros resistentes del macizo.	33
Tabla 11.- Parámetros básicos para el modelo constitutivo Mohr- Coulomb.	42
Tabla 12.- Corrección del valor de rebote con respecto a su posición. Tomado del manual de instrucciones del martillo de clasificación de rocas 45-D0561, 2007.	54
Tabla 13.- Estaciones realizadas por unidad litológica y las mediciones de fracturas que se lograron en cada una.	72
Tabla 14.- Familias promedio numero 1 a 13 localizadas en las unidades litológicas.	73
Tabla 15.- Familias promedio numero 14 a 26 localizadas en las unidades litológicas.	73
Tabla 16. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Andesita siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	74
Tabla 17. Valores de longitud de las familias de fracturas registradas en la Andesita siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	75
Tabla 18. Terminaciones de las fracturas y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) registrados en las familias de la Andesita. "X" se extiende fuera del afloramiento, "D" termina en otra discontinuidad y "R" termina en la roca expuesta.	75
Tabla 19. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Gris siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	77
Tabla 20. Longitud, tipo de terminaciones y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las familias de fracturas registradas en la Ignimbrita Gris siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977. "X" se extiende fuera del afloramiento, "D" termina en otra discontinuidad y "R" termina en la roca expuesta.	77
Tabla 21. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Gris de a cuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	78
Tabla 22. Valores del espaciado y longitud de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Blanca de Cointzio siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	79

Tabla 23. Terminaciones de las fracturas y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) registrados por cada familia en la Ignimbrita Blanca de Cointzio. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.	79
Tabla 24. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Blanca de Cointzio de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	80
Tabla 25. Valores del espaciado y longitud de las familias de fracturas pertenecientes al Flujo de Escombros siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	81
Tabla 26. Tipo de terminaciones y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las fracturas registradas por cada familia del Flujo de Escombros. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.	81
Tabla 27. Valores de apertura para las familias encontradas en el Flujo de Escombros de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	82
Tabla 28. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Rosa muy Soldada de la estación N2-2 siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	83
Tabla 29. Longitud, tipo de terminación y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las familias de fracturas registradas en la Ignimbrita Rosa muy Soldada siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.	83
Tabla 30. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Rosa muy Soldada de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	84
Tabla 31. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Blanca de la estación N2-2 siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	85
Tabla 32. Longitud, tipo de terminación y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las familias de fracturas registradas en la Ignimbrita Blanca siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.	85
Tabla 33. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Blanca de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.	86
Tabla 34.- Densidad aparente, porcentaje de poros abiertos y absorción calculada para cada unidad litológica.	90
Tabla 35.- Resistencia a la compresión simple calculada a través de esclerómetro.	91
Tabla 36.- Resistencia a la compresión simple calculada a través de la prueba por carga puntual.	92
Tabla 37.- Comparación de valores obtenidos para la resistencia a la compresión simple con esclerómetro y prueba de carga puntual.	92
Tabla 38.- Velocidad de ondas ultrasónicas y cálculo de Módulo de Young y Coeficiente de Poisson dinámicos.	93
Tabla 39.- Comparación del módulo de Young obtenido a través de la prueba de ultrasonido y el esclerómetro.	93
Tabla 40.- Coeficiente de Poisson reportado para otros tipos de roca de acuerdo a Llambías (2001) y Kulhawy	95

Tabla 41.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones And-1 y And-2.	96
Tabla 42.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones And-3 y And-4.	96
Tabla 43.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones de la Ignimbrita Gris.	97
Tabla 44.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones de la Ignimbrita Blanca de Cointzio.	98
Tabla 45.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones del flujo de escombros.	98
Tabla 46.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para la estación N2-2.	99
Tabla 47.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para la estación N1-1.	99
Tabla 48.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Andesita.	100
Tabla 49.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Gris.	101
Tabla 50.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Blanca de Cointzio.	102
Tabla 51.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en el Flujo de Escombros.	103
Tabla 52.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Rosa muy Soldada.	103
Tabla 53.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Blanca.	104
Tabla 54.- Resumen del valor RQD, la resistencia a la compresión simple, la clasificación RMR y los parámetros resistentes calculados a partir de ellos en las estaciones N1-1 a N4-3.	104
Tabla 55.- Resumen del valor RQD, la resistencia a la compresión simple, la clasificación RMR y los parámetros resistentes calculados a partir de ellos en las estaciones N5-1 a And-4.	105
Tabla 56.- Movimientos cinemáticos encontrados por estación de medición en cada unidad litológica.	108
Tabla 57.- Escenario 1, propiedades favorables a la estabilidad introducidas en el modelo.	110
Tabla 58.- Escenario 2, propiedades desfavorables a la estabilidad introducidas en el modelo.	111
Tabla 59.- Comparación del factor de seguridad obtenido en los escenarios 1 y 2 para un nivel freático de 2004m y 2039m utilizando los programas Plaxis y GeoSlope.	113
Tabla 60.- Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Andesita. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	133
Tabla 61.- Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Gris. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos	134

(verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

Tabla 62. - Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Blanca de Cointzio estación N4-3. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	135
Tabla 63. - Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Rosa muy Soldada. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	136
Tabla 64. - Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Blanca. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	136
Tabla 65. - Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Ignimbrita Gris estación N5-2. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	137
Tabla 66. - Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Ignimbrita Blanca de Cointzio estación N4-2. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	138
Tabla 67. - Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Ignimbrita Blanca de Cointzio estación N4-3. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	139
Tabla 68. - Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Flujo de Escombros estación N3-1. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.	140
Tabla 69. - Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Flujo de Escombros estación N3-2. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio	141

Resumen

La ciudad de Morelia se encuentra ubicada en la intersección de la Sierra de Mil Cumbres y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, región afectada por rasgos estructurales activos pertenecientes al Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) y sobre los cuales se han desarrollado cuerpos inestables. Ejemplo de ello es el escarpe de la falla la Paloma en la que se han documentado procesos gravitacionales de remoción en masa como el deslizamiento rotacional El Campestre. Si bien existen algunas hipótesis sobre los factores detonantes de estos cuerpos inestables, no hay trabajos que aborden su estudio para lograr comprender la interacción entre el fracturamiento y las propiedades físico-mecánicas de los materiales rocosos involucrados en la ladera, las condiciones meteorológicas de la zona y el potencial sísmico de la falla.

Con el objetivo de lograr una mejor comprensión de los efectos que tienen estos factores sobre la ladera, esta investigación se enfocó en caracterizar geomecánicamente la porción oriental del escarpe de la falla La Paloma en la ciudad de Morelia, Michoacán, para posteriormente utilizar el programa de elemento finito PLAXIS 2D versión 2010 y modelizar el deslizamiento El Campestre.

Para ello se realizó la cartografía a detalle de la geología de la zona así como del cuerpo del deslizamiento para tener en cuenta el tipo y número de unidades litológicas involucradas. Posteriormente se efectuó un levantamiento del fracturamiento por cada tipo de roca según la metodología indicada por la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas (ISRM por sus siglas en inglés) con el fin de caracterizar las familias de discontinuidades en la zona. Se utilizaron las clasificaciones del macizo rocoso con base en el índice de calidad de las rocas (RQD) y la clasificación basada en los valores RMR para obtener los parámetros resistentes (cohesión y ángulo de fricción) así como la prueba de carga puntual, martillo de Schmidt y la técnica de ondas ultrasónicas para obtener la resistencia a la compresión simple y los módulos de deformación respectivamente. Por último, con estos insumos se empleó el programa PLAXIS 2D para evaluar la interacción entre el fracturamiento y propiedades mecánicas de los materiales rocosos involucrados en la ladera, las condiciones meteorológicas de la zona y el potencial sísmico de la falla.

En la zona de estudio se encontraron lavas y flujos piroclásticos pertenecientes a la caldera de Atécuaro. De la base a la cima se tiene una andesita intercalada con brecha andesítica (And), ignimbrita vino muy soldada (N6), ignimbrita gris (N5), ignimbrita blanca de Cointzio (N4), flujo de escombros (N3), ignimbrita rosa muy soldada (N2) e ignimbrita blanca (N1).

Se encontraron 26 familias de fracturas clasificando al macizo con un grado de fracturación de alto a muy alto. De acuerdo al fracturamiento y las propiedades físico-mecánicas, las rocas N1, N2 y And se caracterizan por tener densidades altas, porosidad abierta y absorción bajas. Son los materiales con resistencia a la compresión simple y el módulo de Young más altos. El fracturamiento que forman es de bloques de dimensiones moderadas a pequeñas, con un comportamiento sistemático a subsistemático, longitudes

pequeñas, rugosidad prácticamente lisa, aberturas casi nulas y relleno ausente en la mayoría de los casos. Un segundo grupo se conforma por las rocas N3, N4 y N5 que tienen características físico-mecánicas inversas al grupo anterior. Además de un fracturamiento formando bloques de dimensiones moderadas a grandes, con un comportamiento subsistemático, longitudes de más de 3 metros, un aumento considerable en la rugosidad de las paredes, aberturas mayores a 1 cm y relleno poco resistente en la mayoría de las fracturas.

La caracterización geomecánica (RMR y RQD) indicó que la andesita y las ignimbritas son de una calidad regular y el flujo de escombros tiene una calidad mala. La modelización en PLAXIS mostró que los eventos sísmicos modelados no afectaron el factor de seguridad de la ladera indicando resistencia en los materiales ante sismos que provoquen aceleraciones en el terreno menores a 0.6g. Por último, los factores condicionantes que producen inestabilidad en la ladera de la falla La Paloma son la sismicidad (responsable del fracturamiento) y las propiedades físico-mecánicas de las rocas involucradas (responsable del comportamiento de las fracturas, infiltración e intemperismo). Mientras que el factor detonante sería el aumento en el nivel freático.

Palabras Clave: propiedades físico-mecánicas, PLAXIS, sismicidad, incremento del nivel freático, Morelia

Abstract

Morelia is located at the intersection of the Sierra de Mil Cumbres and Michoacán-Guanajuato volcanic field. This is a region affected by active structural features belonging to Morelia-Acambay Fault System (MAFS), and which have been developed landslides. One example is the fault scarp La Paloma, where had been documented landslides such as rotational sliding El Campestre. There are some hypotheses about the triggering factors of these unstable bodies, but there are not investigations that allow the understanding of the interaction between the fracturing and physical-mechanical properties of the rock mass involved in the slope, meteorological conditions in the area and the seismic potential of the fault.

In order to achieve a better understanding of the effects of these factors on the slope, this research focused on the geomechanical characterization of the eastern portion of La Paloma fault in the city of Morelia, Michoacán, and the use of the finite element software PLAXIS 2D version 2010 to modelize El Campestre landslide.

At first, it was performed the geological map of great scale of the area, as well as the body landslide to take into account the type and number of lithologic units involved. Later, it was performed a measurement of fracturing for each rock type according to the methodology outlined by the International Society of Rock Mechanics (ISRM) in order to characterize the discontinuities in the area. Rock mass classifications were used based on the quality index of the rocks (RQD) and classification based on RMR values for determine the strength parameters (cohesion and friction angle) and the point load test, the Schmidt hammer and the ultrasonic waves technique to determine the unconfined compressive strength and modulus of deformation, respectively. Finally, with these inputs the software PLAXIS 2D was used to evaluate the interaction between the fracturing and mechanical properties of the rock materials involved in the slope, the weather conditions of the area and the seismic potential of the fault.

In the study area there are lavas and pyroclastic flows belonging to the Atécuaro caldera. From the bottom to the top there are: an andesite intercalated with andesitic breccia (And), very wine welded ignimbrite (N6), gray ignimbrite (N5), white ignimbrite of Cointzio (N4), debris flow (N3), very pink welded ignimbrite (N2) and white ignimbrite (N1).

Were found twenty six families of fractures that classify the rock mass with a degree of fracturing of high to very high. According to fracturing and the physical and mechanical properties, the N1, N2 and "And" rocks are characterized by high density, low open porosity and low absorption. They are materials with higher uniaxial compressive strength and higher Young modulus. They form blocks of moderate to small dimensions, with a systematic- subsystematic behavior, small lengths, almost smooth roughness, almost null openings and absent filling material in most cases. A second group is formed by the N3, N4 and N5 rocks that have inverse physic- mechanical properties to the previous group. Besides they form moderately to large sized blocks with subsystematic behavior, lengths of more than 3 meters, a considerable increase in the roughness of the wall, openings larger than 1 cm and absence of resistant filling material in most fractures.

The geomechanical characterization (RMR and RQD) indicated that the andesite and ignimbrite are of average quality and debris flow has a poor quality. The PLAXIS modeling showed that the modeled seismic events did not affect the safety factor of the slope, indicating material resistance to earthquakes that cause ground accelerations lower than 0.6g. Finally, the conditioning factors that cause instability in the slope of La Paloma fault are seismicity (responsible for fracturing) and physical-mechanical properties of the involved rocks (responsible for the behavior of fractures, infiltration and weathering). While the trigger factor is the increase in the phreatic zone.

Keywords: physical-mechanical properties, PLAXIS, seismicity, increase in the phreatic zone, Morelia.

Capítulo I.

INTRODUCCIÓN

Es sabido que cerca del 50% de los deslizamientos inventariados son producidos por factores meteorológicos como lluvias intensas y prolongadas (Delmonaco et. al., 1999). Si a esta realidad se le suma el cambio climático mundial con sus lluvias extraordinarias, sequías, degradación acelerada de los polos y de la biodiversidad, mayor incidencia de huracanes, ondas cálidas o frías más pronunciadas, entre otras (Instituto Nacional de Ecología, 2008) es de esperarse un aumento de la incidencia de estos fenómenos.

Sin embargo, existen otros factores detonantes como los sismos que además pueden provocar subsidencia, tsunamis, cambios en los regímenes hidrogeológicos y licuefacción (Cotecchia, 1987). Si bien desde tiempos remotos han existido historias sobre grandes deslizamientos causados por sismos, en la actualidad se tienen ejemplos como el terremoto de Guatemala en 1976 de magnitud 7.6 y el de Loma Prieta California en 1989 de magnitud 7.1 que desencadenaron desprendimientos, flujos de detritos, deslizamientos y licuefacción. Otro ejemplo que refleja el poder destructivo de los sismos y el peligro que representan para las vidas humanas fue el terremoto de Perú en 1970 de magnitud 7.7 que originó una avalancha de rocas, sepultando a una ciudad y causando el deceso de 18,000 personas (Obando-Rivera, 2009).

Según las aproximaciones que anuncia Jackson (2005), el crecimiento demográfico a nivel mundial alcanzará la cifra de 9,100 millones de habitantes para el 2050, lo que representa un incremento del 40% actual. Además, para el 2030 se estima que el 90 por ciento de la población latinoamericana podría vivir en zonas urbanas, en un fenómeno de crecimiento no planificado que aumentará los riesgos y la vulnerabilidad ante los desastres, pues las poblaciones se concentran en zonas de alto riesgo ante inundaciones y deslizamientos (Fondo de Población de la Organización de las Naciones Unidas, 2009).

La ciudad de Morelia no está exenta de estos problemas. Desde finales de la década de los años noventa del siglo pasado se ha observado un incremento en problemas de subsidencia y de grandes cuerpos inestables asociados a un fallamiento regional que se presume activo (Arreygue-Rocha, et al., 1999; Garduño-Monroy et al., 2001, 2002; Arreygue-Rocha et al., 2002; Ávila-Olivera, 2004; Domínguez-Ortíz, 2003; Hurtado- Beltrán, 2010). Aunado a esto, el crecimiento desorganizado de la mancha urbana y la proliferación de asentamientos irregulares durante los últimos 10 años, ha llevado a un incremento de su superficie de 10,301 hectáreas a más de 20,120, sumando una cantidad de 100,000 personas provenientes tanto de otros municipios como del resto del país (Álvarez-Mendoza, 2011). Sin embargo, a pesar del conocimiento de la existencia de inestabilidad de laderas en los escarpes de las fallas, especialmente el de La Paloma al sur de la ciudad, muy poco se ha hecho para prohibir la construcción en estos lugares

susceptibles a los procesos de remoción en masa sea por la falta de sensibilización del gobierno o por la falta de conocimiento de la gente.

Es por esto que más allá de los intereses de ciertos sectores políticos y sociales es importante llevar a cabo estudios que permitan conocer el comportamiento mecánico de esta ladera así como el riesgo real que representa tanto para las personas que ya viven ahí como para futuras construcciones, si es que fueran viables desde el punto de vista de la seguridad ambiental y geomecánica. En este sentido, en el presente trabajo se realizó la caracterización geomecánica del macizo rocoso afectado por el antiguo deslizamiento "El Campestre", así como la modelización numérica de este proceso con el cual se pudo discernir sobre los factores condicionantes y detonantes más influyentes en la inestabilidad de la ladera en este sector de la ciudad de Morelia. Después de todo, los datos son concluyentes, de acuerdo al Grupo Independiente de Evaluación del Banco Mundial (s/f), entre 1990 y 1999, el costo asociado a desastres fue de 652 millones de dólares en pérdidas materiales. Entre 1984 y 2003, más de 4,100 millones de personas se vieron afectadas directa o indirectamente por fenómenos naturales. Ante estos datos y el panorama que se avecina con el incremento poblacional y el cambio climático, es claro que es mejor prevenir desde ahora para evitar catástrofes que no podamos manejar en un futuro.

1.1 JUSTIFICACIÓN

La ciudad de Morelia se encuentra ubicada en la intersección de la Sierra de Mil Cumbres y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, región afectada por rasgos estructurales activos pertenecientes al Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) (Garduño-Monroy et al., 2001). Sin embargo, estas condiciones no han sido de importancia en lo que respecta a la toma de decisiones sobre la construcción de obras civiles

Sin embargo, ésta situación no ha impedido que se hayan realizado varios estudios sobre los peligros asociados, principalmente, a la subsidencia e inestabilidad de los escarpes de las fallas que afectan a toda la ciudad (Arreygue-Rocha, et al., 1999; Garduño-Monroy et al., 2001; Ávila-Olivera, 2004). Los trabajos sobre inestabilidad de laderas se han centrado en la falla La Paloma que tiene un componente normal y una dirección E-O, extendiéndose por más de 10 km dentro de la zona urbana de la ciudad (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002). Ésta falla ha sido centro de varios procesos de remoción en masa, tales como flujos de lodo, caídas de bloque, volcamientos y deslizamientos rotacionales (Arreygue-Rocha et al., 2002), además de flujos de detritos y desplazamientos complejos. De estos, los deslizamientos rotacionales en el escarpe de la falla son los que presentan un peligro potencial más grande, ya que sus dimensiones son considerables, no se tiene monitoreo sobre ellos y tampoco se han establecido de manera contundente las causas que los originaron, no obstante sea el factor sísmico el más aceptado. Por otro lado se ha intentado definir los movimientos cinemáticos que generan la inestabilidad en el escarpe (Arreygue-Rocha et al., 2002),

pero ningún estudio se ha realizado para evaluar el problema desde el punto de vista de los análisis de estabilidad de laderas por medio de métodos de cálculo de deformaciones.

Ante éste panorama se planteó la necesidad de emplear este tipo de métodos para lograr comprender la interacción entre el fracturamiento y las propiedades físico-mecánicas de los materiales rocosos involucrados en la ladera, las condiciones meteorológicas de la zona, el potencial sísmico de la falla y los procesos gravitacionales de remoción en masa. Para este fin, se tomó como objeto de estudio el deslizamiento El Campestre principalmente porque éste cuerpo inestable es el menos estudiado de los localizados en el escarpe de la falla.

Como fin último, éste trabajo aspira a ser una herramienta útil que pueda ser utilizada como referencia en futuros planes de construcción o de prevención y análisis de riesgo, según sean los resultados aquí obtenidos. Ya que al no tener las causas de la inestabilidad bien definidas, ni las propiedades mecánicas de los materiales geológicos, ni la conciencia social del peligro que esto representa, cualquier construcción tanto presente como futura corre el riesgo de verse afectada por un evento de magnitud similar a los ya presentes.

1.2. HIPÓTESIS

El origen del deslizamiento El Campestre fue provocado por la actividad sísmica de la falla La Paloma que pertenece al Sistema de Fallas Morelia- Acambay y estuvo condicionado por las propiedades mecánicas heterogéneas de las unidades litológicas involucradas, las características de las discontinuidades que favorecieron la inestabilidad en el escarpe y las condiciones meteorológicas de la zona. La interacción de éstas variables propició que en, menor o mayor grado, la resistencia del material basal conformado por la alternancia de andesitas y brechas andesíticas, fuera decreciendo hasta el punto de ofrecer una resistencia nula al esfuerzo cortante y diera lugar al deslizamiento El Campestre.

1.3. OBJETIVOS

General:

Caracterizar geomecánicamente la porción central del escarpe de la falla la Paloma y modelizar el deslizamiento El Campestre a través del programa de elementos finitos PLAXIS 2D versión 2010.

Particulares:

- Realizar la cartografía a detalle de la geología del escarpe de la falla y del depósito del deslizamiento.

- Obtener las propiedades mecánicas de las rocas involucradas en el deslizamiento a través de la caracterización de las familias de fracturas encontradas en la zona y por medio de correlaciones empíricas ya establecidas.
- Utilizar el programa PLAXIS para discernir a través de elemento finito sobre los factores condicionantes y detonantes que actuaron en el origen del deslizamiento El Campestre.

1.4. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la ciudad de Morelia que es la capital del Estado de Michoacán, y se localiza en la región centro-occidente de la República Mexicana a 303 km del Distrito Federal. Geográficamente, la ciudad se localiza en la parte noreste del municipio que lleva el mismo nombre, en el sector septentrional de la entidad. Los municipios que están más próximos a la ciudad son Tarímbaro y Charo al norte y este, respectivamente (Fig. 1).

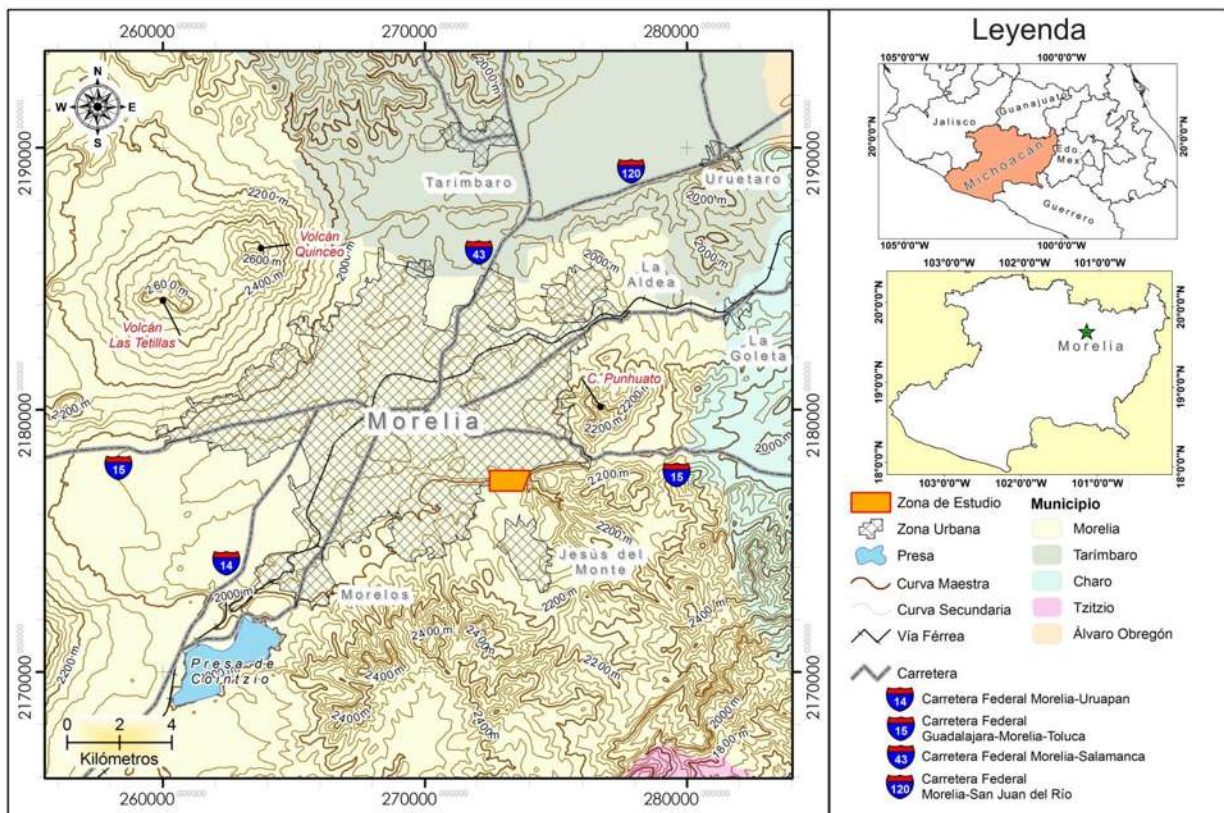


Figura 1.- Localización y vías de acceso al área de estudio

Vías de Comunicación

Existen diversas carreteras federales y estatales que comunican a la ciudad con el resto del país (Fig. 1). De estas las más importantes son la carretera federal no. 15 que comunica a la ciudad con Guadalajara y Toluca, la carretera federal no. 43 que entronca con la no. 120 y comunican a la ciudad con la región norte-centro del país y por último, la

carretera federal no. 14 que comunica la parte sur de la ciudad con el resto del estado. Otra característica importante es el paso de la vía férrea Lázaro Cárdenas-Morelia-Acámbaro-Ciudad de México, que atraviesa la ciudad del noreste al suroeste.

Clima

A una altura promedio de 1,951 msnm, la ciudad de Morelia cuenta con un clima templado subhúmedo con lluvias en verano (Grupo Aeroportuario del Pacífico, 2011; INEGI², 2011). Su precipitación media anual es de 773.5 mm (Wikipedia, 2012), de la cual el 77% está agrupado en los meses de junio a septiembre (García-Herrera, 2012). Presenta una temperatura anual promedio de 20°C, con una temperatura mínima de -1.3 °C en el mes de enero y la más alta de 37.5 °C en mayo (Enyoy México, 2012; García-Herrera, 2012). Los vientos predominantes soplan del suroeste y del noroeste, con una intensidad variable de los 2 a los 14.5 kilómetros por hora (Enyoy México, 2012).

Vegetación

Existen esencialmente tres tipos de vegetación en la zona que se corresponden con la subprovincia fisiográfica a la que pertenecen (INEGI¹, 2011):

1) Subprovincia Neovolcánica Tarasca: Forma bosques de pino-encino que ocupan un porcentaje importante de la subprovincia.

2) Subprovincia de las Sierras y Bajío Michoacano: Está ocupada en su mayoría por agricultura, principalmente de temporal. Los tipos de vegetación más importantes son: matorral subtropical, bosques de encino y de pino, así como pastizal inducido.

3) Subprovincia de Mil Cumbres: Los bosques de pino ocupan una superficie importante en esta zona y se ubican principalmente al oeste. Se desarrollan principalmente en las sierras, aunque pueden también encontrarse en mesetas, lomeríos, valles o llanuras. Los bosques de encino ocupan una superficie menor, al igual que el bosque de oyamel, el bosque mesófilo y la selva baja caducifolia.

De manera puntual, en el área de estudio predominan bosques inducidos de eucaliptos en alternancia con pequeños manchones de bosques remanentes de encinos.

Hidrografía

La ciudad de Morelia se encuentra ubicada dentro de la región hidrológica Lerma-Santiago en la cuenca endorreica de Cuitzeo (INEGI⁴, 2011). Las corrientes de agua más importantes en los alrededores de la ciudad de Morelia son el río Grande y el río Chiquito, que son usados principalmente en el distrito de riego Morelia-Queréndaro (García-Herrera, 2012). Por su parte, los pequeños riachuelos son de tipo temporal o intermitentes (García-Herrera, 2012).

Desarrollo Urbano

De acuerdo con la recopilación sobre crecimiento urbano en la ciudad realizada por Ávila-Olivera en el 2004, a partir de 1930 se rompió el equilibrio demográfico que se había mantenido sobre la población y los servicios para satisfacerla. Esto ocasionó que desde 1950 surgieran colonias y fraccionamientos, tanto populares como residenciales, de forma acelerada y sin planeación, que ya no respetaba la traza concéntrica original de la ciudad (Ávila-Olivera, 2004). Cabe mencionar que del año 1995 al 2005, el incremento de la población en el municipio de Morelia fue de un 125% (Fig. 2).

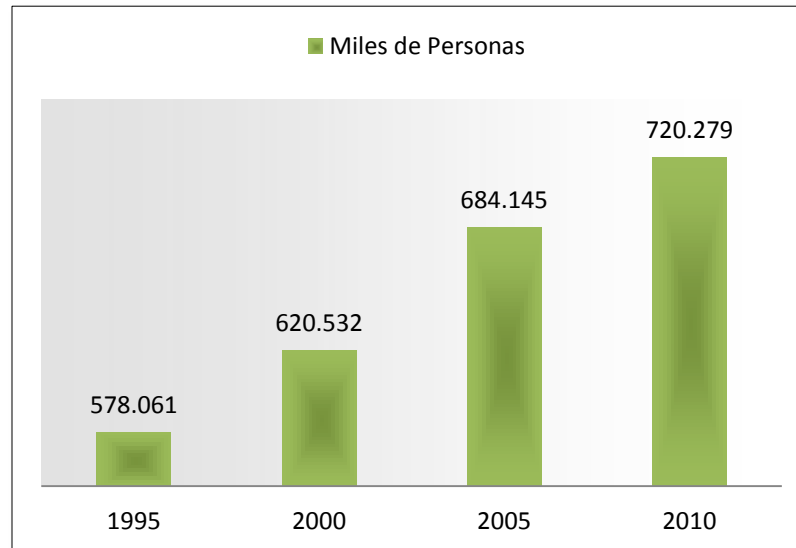


Figura 2.- Incremento de la población en el municipio de Morelia del año 1995 al 2005. INEGI⁵ (2011).

Este incremento sustancial de la población se ha convertido en una de las causas principales que incentivan el desarrollo desorganizado de la ciudad. Por este motivo, en 1983 el Congreso del Estado aprobó el primer Plan Director de Desarrollo Urbano de Morelia, para buscar el orden, la regulación, y el control de los asentamientos humanos en la ciudad (Ávila-Olivera, 2004). Sin embargo, no fue sino hasta la actualización del Plan de Desarrollo realizada en 2003 que se tomaron medidas para impedir el uso de suelo para asentamientos urbanos en zonas de riesgo y vulnerabilidad (Ávila-Olivera, 2004). Algunas de las zonas que se planearon evitar son los lugares vecinos a fracturas y fallas geológicas, drenajes naturales, laderas o taludes inestables, depresiones inundables y relieves con pendientes muy altas. No obstante, éste apartado es muy pequeño, superficial y no ha logrado del todo que los nuevos crecimientos urbanos respeten las normas de por si incompletas.

Características Puntuales

Como ya se mencionó, la zona de trabajo se encuentra en la parte sureste de la ciudad de Morelia (Fig. 3) y comprende una extensión de 1.28 km². Existen varias formas

de acceder al área, las cuales son: 1) Entrando por el Bosque Lázaro Cárdenas que tiene su entrada sobre el periférico Nueva España; 2) a la altura de la plaza comercial Las Américas y sobre la Avenida Camelinas se ingresa a la calle Del Campestre hasta llegar a las oficinas del Club de Golf Campestre y se accede a través de su terreno a la zona, por último, 3) llegando por Santa María de Guido y tomando la carretera que lleva a Jesús del Monte, se encuentra la desviación al asta bandera desde donde se puede ingresar al área.

La morfología del sitio varía bruscamente de norte a sur por la presencia de la falla La Paloma que la cruza en su zona central de este a oeste. Este rasgo estructural produce una ladera con una altura aproximada de 200 m y fuertes pendientes que varían de 30° a 70°. La zona sur y norte tienen una pendiente suave de hasta 20° y las conforman la mesa de Santa María y el valle donde se asienta la ciudad, respectivamente.

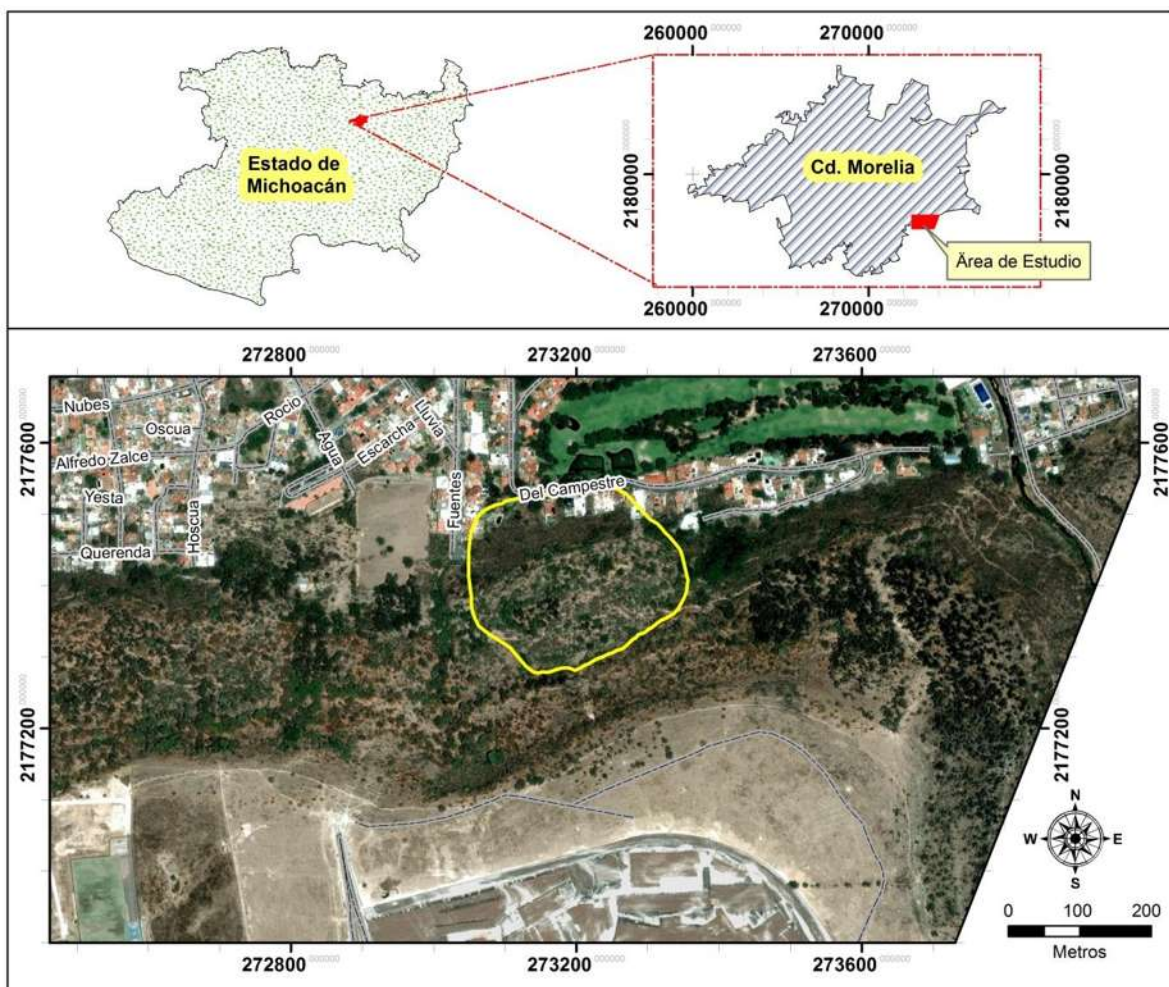


Figura3.- Detalle puntual de la zona de estudio con imágenes satelitales de 2006 tomadas de Google Earth. El polígono amarillo representa el área del cuerpo del deslizamiento El Campestre.

Capítulo II.

ANTECEDENTES

Fisiográficamente, la región de Morelia pertenece a la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Ésta provincia se ubica entre los paralelos 19° y 20° de latitud norte. Se caracteriza por presentar una variedad de formas volcánicas como campos de conos monogenéticos, estratovolcanes, volcanes en escudo, volcanes compuestos, calderas, lavas fisurales y domos (Macías, 2005). Ésta variedad en las topofomas se ve reflejado en un relieve con elevaciones y depresiones bien desarrolladas.

En la zona, la provincia del FVTM se divide en tres subprovincias: Subprovincia Neovolcánica Tarasca, Subprovincia de las Sierras y Bajíos Michoacanos y la Subprovincia de Mil Cumbres (INEGI³, 2011) (Fig. 4).

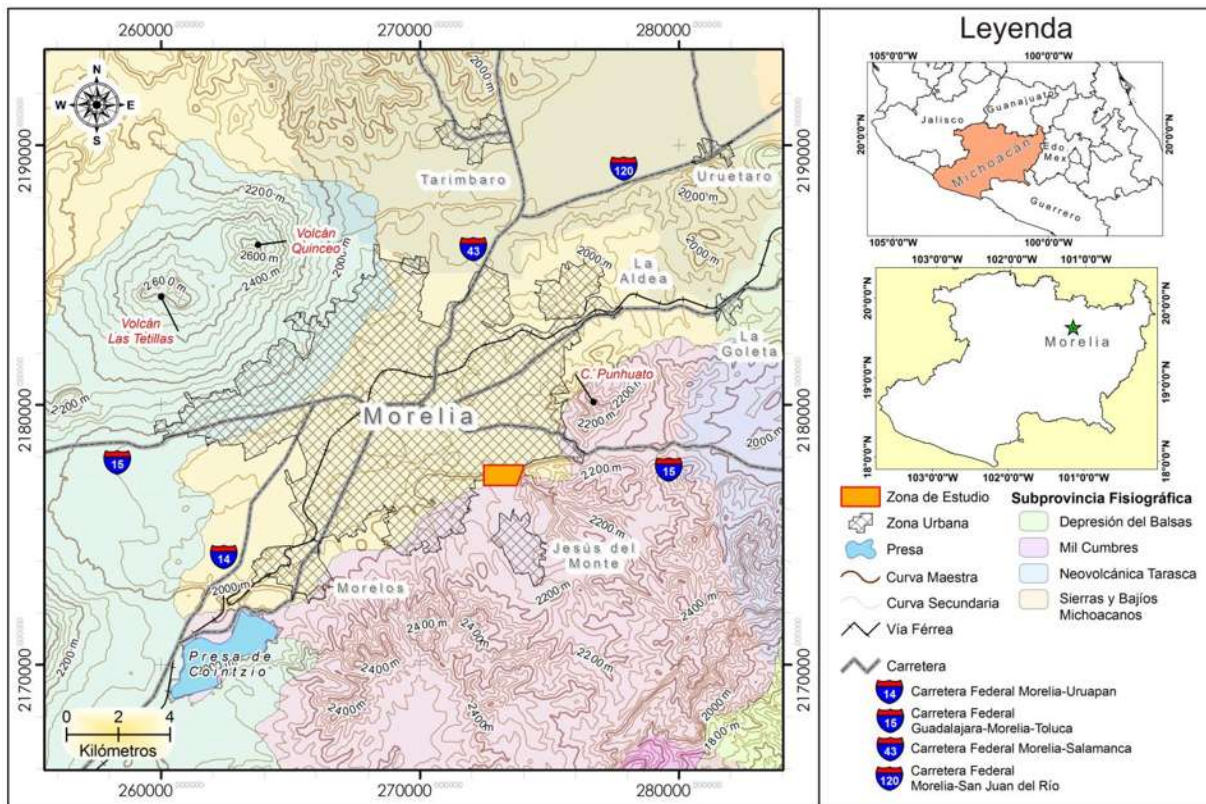


Figura 4.- Subprovincias Fisiográficas de la región de Morelia.

a) Subprovincia Neovolcánica Tarasca: Localizada en la parte occidental de la zona, se caracteriza por un vulcanismo reciente (Plioceno-Cuaternario) con una geomorfología clasificada como sierra volcánica con llanuras. Existe una gran presencia de aparatos volcánicos y conos cineríticos de los cuales los volcanes Quinceo, Tetillas y Punhuato son los más sobresalientes en las inmediaciones del área de estudio.

b) Subprovincia de las Sierras y Bajíos Michoacanos: Ocupando la mayor parte del área hacia el centro y norte, ésta subprovincia tiene su origen en la cuenca del río Lerma y se extiende desde La Piedad, Michoacán, hasta Acámbaro, Guanajuato (INEGI³, 2011). Se caracteriza por tener sierras con cráteres y llanuras de bajíos aislados (Escolero y Alcocer, s/a).

c) Subprovincia de Mil Cumbres: Extendiéndose hacia la parte sur- sureste de la zona, se caracteriza por ser una región accidentada con gran diversidad de geformas: sierras volcánicas complejas, mesetas lávicas escalonadas, lomeríos basálticos y el valle por el cual el río Lerma se dirige al norte, hacia la presa Solís.

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La región se encuentra localizada en la intersección de dos provincias geológicas (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002). Hacia el sur se encuentra ubicado parte del vulcanismo miocénico perteneciente a la Sierra de Mil Cumbres y al Norte se localizan volcanes monogenéticos y conos de lavas que pertenecen al campo volcánico Michoacán- Guanajuato (Figs. 5 y 6).

La Sierra de Mil Cumbres se caracteriza por tener de basamento una secuencia de tipo flysch con metamorfismo de bajo grado y fracturación. Se encuentra constituida por cuatro estructuras volcánicas: Complejo Volcánico Garnica, Caldera La Escalera, Caldera de Atécuaro y Complejo Volcánico Indaparapeo que varían en edad de 23 a 14 Ma (Gómez- Vasconcelos, 2012).

Estratigráficamente, las rocas que afloran en la zona de estudio pertenecen a la estructura volcánica Caldera de Atécuaro específicamente a dos de sus cuatro depósitos: Lavas andesíticas- basálticas e ignimbritas de Atécuaro (Fig. 6).

Lavas andesítico-basálticas

Con un espesor mínimo de 800m se considera la unidad más antigua del área con una edad de 19.5 ± 0.4 Ma (Arreygue-Rocha et al., 2002; Gómez- Vasconcelos, 2012). Se compone de un paquete de lavas andesíticas con estructuras de flujo que se encuentran intensamente alteradas y fracturadas, presentando colores verdes o grises (Garduño-Monroy et al., 2001; Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004). Éstas frecuentemente se alternan con horizontes piroclásticos y brechas de composición más máfica de color rojo o amarillo que presentan en muchos casos vetillas de calcita o calcedonia (Garduño-Monroy et al., *op.cit.*; Israde- Alcantara y Garduño- Monroy, *op.cit.*).

Aflora en diferentes partes de la ciudad (Arreygue-Rocha et al., 2002) pero principalmente al sureste en las inmediaciones del fraccionamiento Campestre, en la zona de Ocolusen y en la cañada del río Chiquito donde se encuentran sobreyacidos por flujos piroclásticos color blanco o niveles soldados color vino (Garduño-Monroy et al., 2001; Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004).

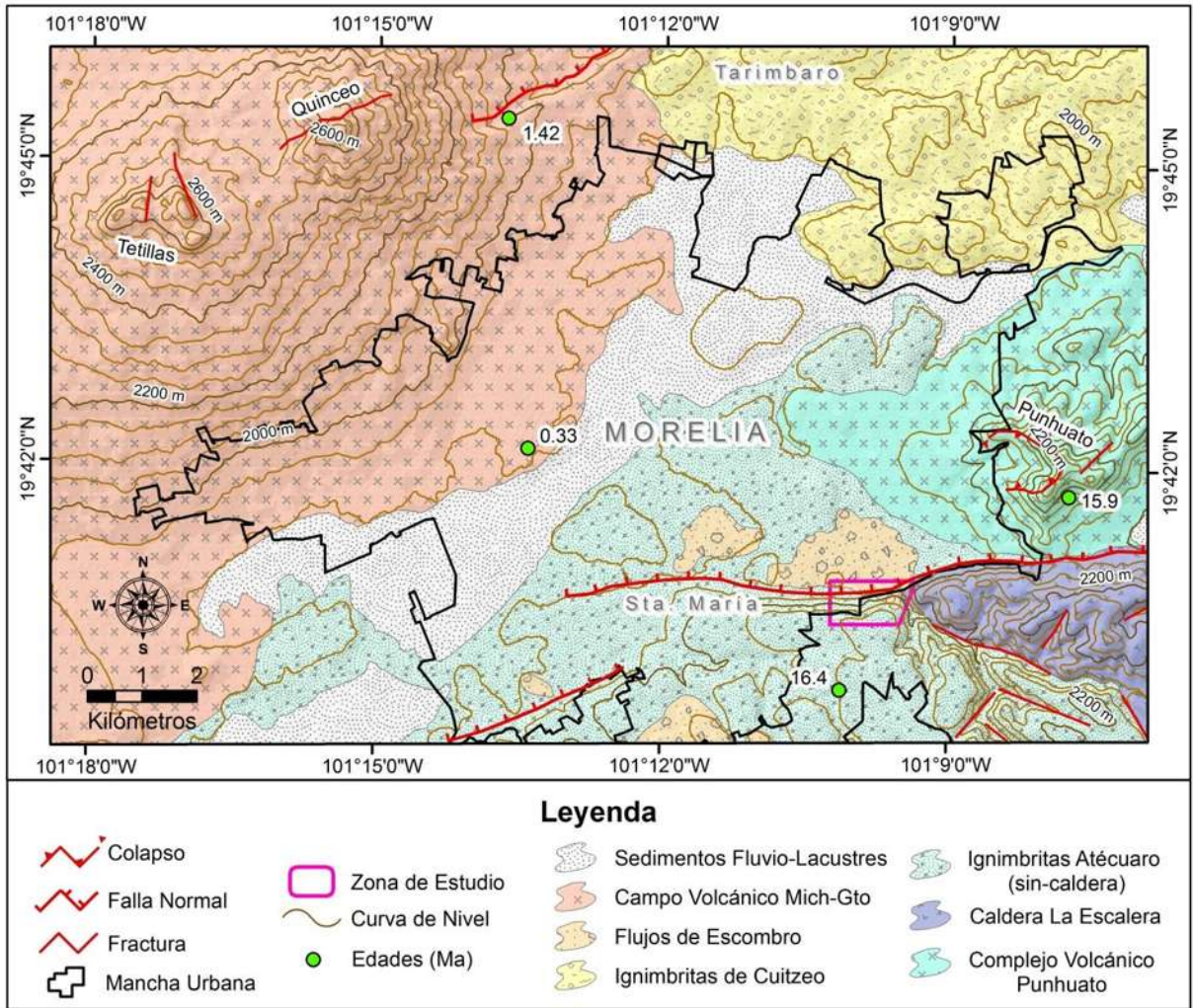


Figura 5.- Mapa geológico- volcánico de la región de Morelia. Modificado de Gómez- Vasconcelos, 2012.

Ignimbrita de Atécuaro (Cantera de Morelia)

Esta secuencia, constituida por varios horizontes basculados hacia el sur de flujos piroclásticos de composición riolítica, presenta un espesor que varía de los pocos metros a más de 200 m (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002). Gómez-Vasconcelos (2012) fechó con el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total el nivel superior de la ignimbrita obteniendo una edad de 16.4 ± 0.3 Ma.

De la base a la cima se observa un paquete de ignimbrita bien soldada color vino que presenta fiammes más oscuros y líticos (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004). Aflora únicamente en la zona del Club Campestre (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004). Encima de éste nivel se observa un flujo piroclástico de color blanco o gris claro con bloques o lapilli de pómez alargados, poco cementados y con un espesor que varía entre 50 y 70 m. (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002; Israde-Alcantara y

Garduño-Monroy, 2004). Este horizonte es el más abundante y aflora a todo lo largo del escarpe de la falla La Paloma (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004).

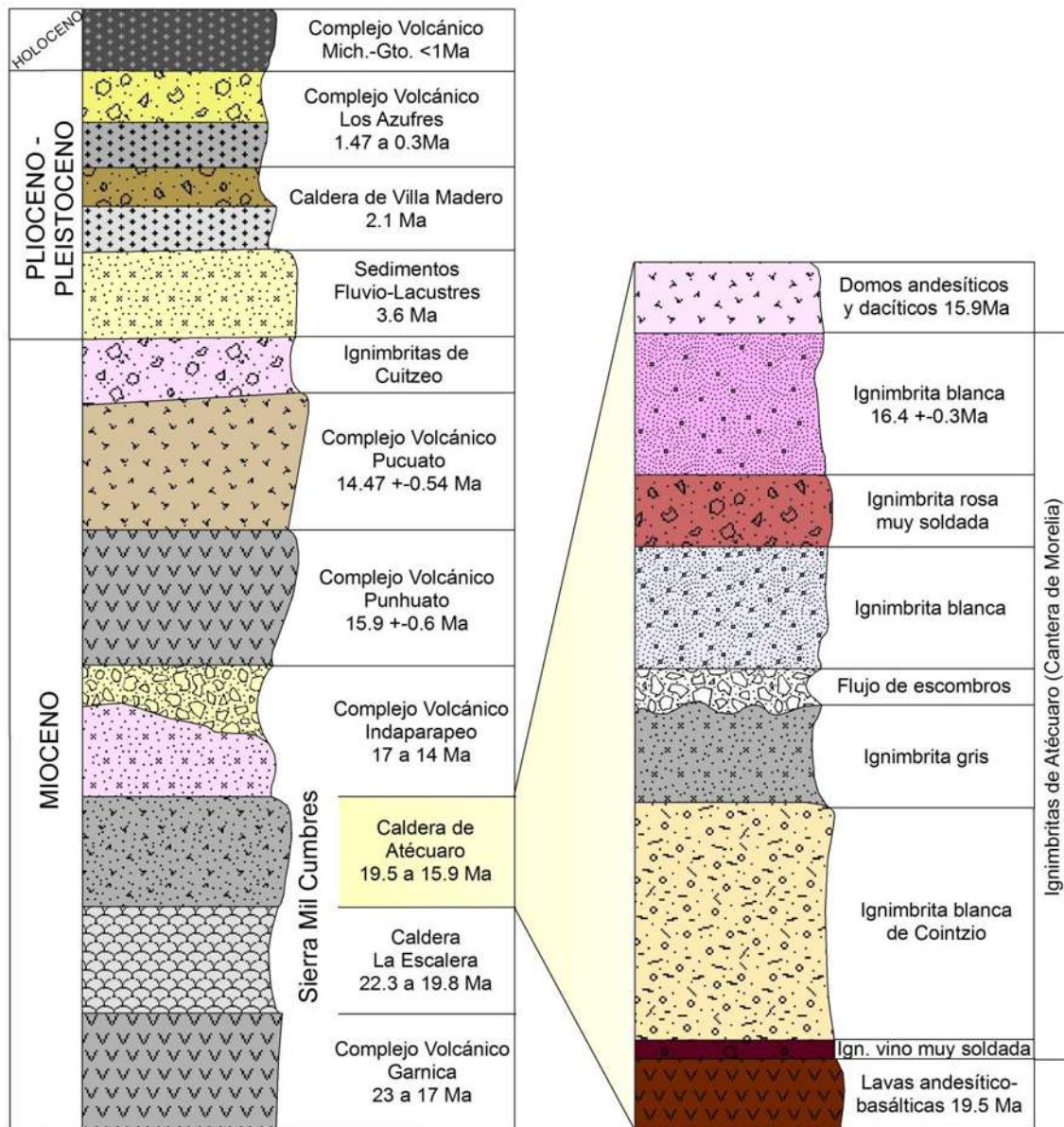


Figura 6.- Izquierda: Columna estratigráfica esquemática que muestra la relación de la litología de la zona de Morelia con otros depósitos de la región. Derecha: Columna estratigráfica compuesta de los depósitos de la Caldera de Atécuaro. Modificado de Gómez- Vasconcelos, 2012.

Sobre estos se tiene un nivel de 20 a 40m de flujo de escombros muy deleznable con grandes fragmentos de ignimbrita, líticos de distinta composición y matriz de pómez (Garduño-Monroy et al., 2001; Gómez-Vasconcelos, 2012). Enseguida se tienen flujos piroclásticos de color blanco y gris con grandes fragmentos de fiammes (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004).

Sobreyaciendo éste nivel se encuentra un nivel continuo y fracturado de ignimbrita soldada color rosa con fiammes y líticos más oscuros y un espesor de 15 a 30m., que es la responsable de controlar la morfología de la ciudad de Morelia y de ser la fuente de la cantera con la cual se construyeron los edificios de la época colonial (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002; Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004).

Coronando la secuencia ignimbrítica, descansa una cantera color blanco con presencia de micas, fragmentos de pómez y eventualmente líticos aflorando en la parte alta de la loma de Santa María (Istrade-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004).

Sobreyaciendo a la Sierra de Mil Cumbres al oriente de la ciudad de Morelia se tiene el Complejo Volcánico Punhuato de 15.9 ± 0.6 Ma que se constituye por una alternancia de derrames de lava y brechas de composición andesítica y dacítica, asociados a domos por su morfología y estructuras (Garduño-Monroy et al., 2001; Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 2004; Gómez-Vasconcelos, 2012).

Al norte de la ciudad, es posible encontrar las ignimbritas de Cuitzeo que a su vez están siendo sobreyacidas por una serie de sedimentos fluvio-lacustres (Gómez-Vasconcelos, 2012). Esta secuencia presenta espesores de 10 a 60 m y se caracteriza por una alternancia de arenas, gravas y limos de color café además de ceniza volcánica color blanco con intercalaciones de diatomitas (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002; Gómez-Vasconcelos, 2012). Tiene una edad Mioceno tardío a Plioceno tardío, pudiendo extenderse hasta el Pleistoceno (Istrade-Alcantara et al., 1992; Israde, 1995; Garduño-Monroy et al., 1997; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Arreygue-Rocha et al., 2002).

Correspondientes al Campo Volcánico Michoacán- Guanajuato, se encuentra una serie de derrames de lava de composición basáltica y andesítico basáltica, provenientes de volcanes semi- escudo y conos de escoria que sobreyacen a los depósitos de la Sierra de Mil Cumbres y a los sedimentos fluvio-lacustres (Garduño-Monroy et al., 2001; Gómez-Vasconcelos, 2012). En 2012 Gómez-Vasconcelos realizó fechamientos obteniendo edades de 1.42 ± 0.12 Ma para el Quinceo, 0.33 ± 0.04 Ma para las Tetillas del Quinceo y 0.62 ± 0.02 Ma para el Aguila.

Por último, estos depósitos se encuentran coronados por un depósito piroclástico de caída de ceniza y pómez, denominado Pómez Alegría con un espesor de 1 a 5 m. asociados a una etapa explosiva del volcán Quinceo (Istrade-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Arreygue-Rocha et al., 2002; Gómez-Vasconcelos, 2012).

2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Al localizarse en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), la región de Morelia se encuentra afectada por la convergencia de tres sistemas de fallas: Taxco- San Miguel Allende, sistema NE-SW y fallas Morelia- Acambay.

Sistema de fallas Taxco- San Miguel Allende

Se define al sistema de fallas Taxco- San Miguel Allende (SFTSMA) como al conjunto de fallas con orientación NW-SE y N-S que atraviesa de norte a sur la FVTM y que divide bloques corticales con diferentes historias geológicas, espesores de la corteza y topografía (Alaniz-Álvarez et al., 2002). Se considera que tiene una longitud superior a los 450 Km iniciando desde el norte de sierra de Catorce, S.L.P., extendiéndose hasta el estado de Guerrero y presentando un ancho de hasta 30 Km en la región de Queretaro (Alaniz-Álvarez et al., 2002). La cinemática y edad del SFTSMA obedece a la deformación de la provincia a la que pertenece. De ésta forma, en la Mesa Central y en la FVTM el fallamiento tiene una componente normal con fases de deformación del Oligoceno al Mioceno-Reciente mientras que en la región de Taxco se manifiesta como fallamiento con componente lateral derecho o izquierdo activo durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano (Alaniz-Álvarez et al., 2002). En la región de Morelia, éste sistema afecta a las andesitas de la Sierra Mil Cumbres y puede llegar a ser contemporánea con el fallamiento E-W, si bien las primeras tienen una edad que se remonta a los 30 Ma hacia el norte del país (Garduño-Monroy et al., 2009).

Sistema de fallas NE-SW

El sistema de fallas NE-SW puede encontrarse en las regiones centrales y occidentales de la FVTM (Garduño-Monroy et al., 2009), y en la región de Morelia presentaron mayor actividad hace 3 a 5 Ma cuando las cuencas lacustres de Morelia y Cuitzeo se formaron en respuesta al fallamiento extensional (Israde, 1995). Es en ésta zona donde pueden encontrarse alineamientos de cono cineríticos pertenecientes al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato con la misma orientación que el fallamiento. En Morelia, éste sistema presenta dos tipos de movimientos registrados en el estriamiento de las fallas (Garduño-Monroy et al., 2009). El primero es un movimiento lateral izquierdo que pudo haber sido reactivado por un movimiento normal que generó estrías semiverticales (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

Sistema de Fallas Morelia- Acambay

El sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) consiste en una serie de fallas normales activas de dirección E-W y NE-SW que cortan la parte central de la FVTM y se asocia a la formación de las depresiones lacustres de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatio y Acambay (Garduño-Monroy et al., 2009). Este sistema de fallas E-W apareció hace 7-9 millones de años durante el Mioceno temprano y consiste de dos grandes fallas conformadas de varios segmentos con actividad sísmica histórica (Garduño-Monroy *op.cit.*). En su parte oriental, las fallas de este sistema tienen una inclinación hacia el norte y basculan hacia el sur las secuencias volcánicas del Mioceno al Cuaternario (Garduño-Monroy et al., 2001). En Morelia, éstas estructuras son las responsables de formar cuencas fluvio-lacustres y escarpes de falla de hasta 200 m de altura (Garduño-Monroy *op.cit.*).

Garduño y colaboradores, en el 2001, hicieron una recopilación de eventos sísmicos asociados a este sistema. Algunos de los registros sobre la actividad sísmica de ésta región datan de mediados del siglo XVIII hasta el último evento monitoreado en 2007. Los más documentados fueron los eventos de 1912 ocurrido en la falla Acambay-Tixmadejé con una magnitud de 6.7, el de 1979 en Venta de Bravo de magnitud 5.3, el de 1998 ocurrido en Maravatío en la falla Venta de Bravo con una magnitud de 3 y el más reciente en 2007 como una serie de 7 sismos con magnitud de momento entre 2.5- 3 en Morelia (Garduño-Monroy et al., 2009; Singh et al., 2012).

Langridge y colaboradores en 2000 calcularon un periodo de recurrencia para el sismo de Acambay de 1912 en 3,600 años aproximadamente. Por su parte, Garduño-Monroy y colaboradores en 2009 utilizaron correlaciones empíricas para calcular la magnitud de momento de la superficie de ruptura para sismos instrumentales y pre-instrumentales en la zona occidental del sistema y así deducir periodos de recurrencia. Con respecto al segmento que conforma la falla La Paloma, lugar de estudio de éste trabajo, hallaron un periodo de recurrencia de 10 mil a 20 mil años calculado para sismos instrumentales y de 1,200 a 2,500 años para sismos históricos, ambos con magnitudes de momento de 6.3 a 6.7. Por su parte, Domínguez-Ortíz en 2003 calculó que la magnitud sísmica necesaria para movilizar los volúmenes deducidos para los deslizamientos reportados sobre la traza del escarpe de la falla fue de 5.58 grados.

A partir de 1983 se han reportado numerosos problemas relacionados con subsidencia diferencial a lo largo de trazas lineales con direcciones NE-SW y E-W (Arreygue-Rocha, et al., 1999) provocando daños constantes a edificios, calles, carreteras, red de drenaje y de agua potable.

Si bien se asocia que las estructuras que provocan estos problemas pertenecen al SFMA por su orientación, éstas se manifiestan de dos formas distintas: fallas geológicas reactivadas por la actividad humana y fallas tectónicas potencialmente sísmicas (Arreygue-Rocha et al., 1999; Garduño-Monroy et al., 2001) (Fig. 7).

Las fallas geológicas reactivadas por actividad antropogénica se presentan aparentemente paralelas a las trazas de fallas regionales NE-SO preexistentes y se desplazan por fluencia (Radbruch et al., 1966). Se encuentran afectando suelos y secuencias fluviolacustres del Mioceno-Pleistoceno que conforman el relleno de la cuenca donde se encuentra asentada la ciudad de Morelia (Ávila-Olivera, 2004). Según Garduño-Monroy et al. (1999), en la actualidad, el movimiento asísmico de estas fallas se debe a la sobreexplotación del acuífero somero, al comportamiento mecánico de los suelos y a las técnicas de extracción del agua que se combinan con etapas críticas de hundimiento asociado a periodos intensos de humedad y sequía causados por los fenómenos El Niño y La Niña, respectivamente.

Por otro lado, las fallas tectónicas que son potencialmente sísmicas se definen como aquellas fallas donde la acumulación de esfuerzos y desplazamientos súbitos se han presentado en los últimos 10,000 años (USGS, 2012), y se considera que si se han

movido durante los últimos 5,000 mil años, se convierten en una fuente potencial de peligro para cualquier asentamiento que se encuentre en un radio de 50 km (GNS Science, 2009).

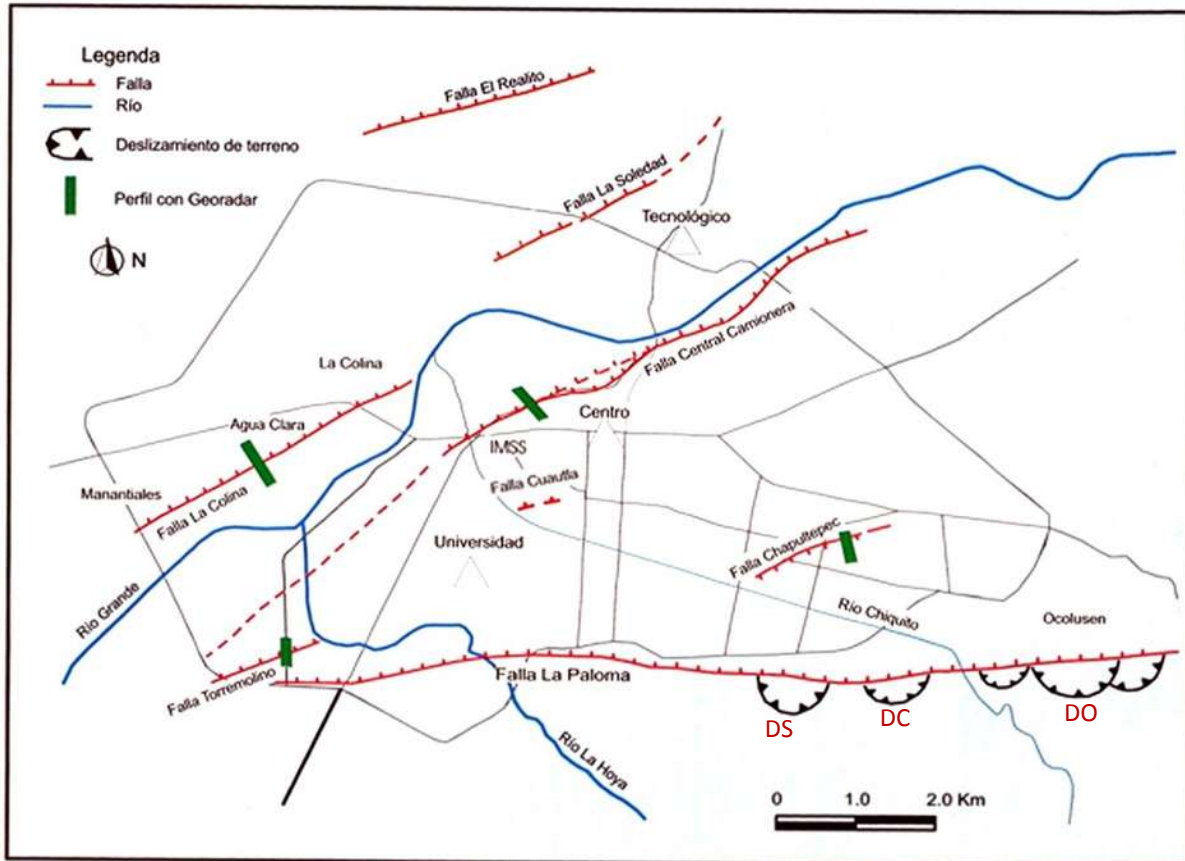


Figura 7.- Localización de las principales trazas de fallas y cuerpos inestables en la ciudad de Morelia. DS: deslizamiento SUMA, DC: deslizamiento El Campestre, DO: deslizamiento Ocolusen. Modificado de Ibañez-Garduño et al. 2004.

En Morelia se han podido identificar este tipo de fallas debido a evidencias morfológicas y estratigráficas de rupturas durante el Holoceno, así como inestabilidades en las laderas que conforman el escarpe de algunas de estas fallas (Garduño-Monroy et al., 2001). Se relacionan al SFMA por su dirección E-O que es característica de este sistema (Pasquare et al., 1991; Suter et al., 1995).

Aunque existen varias fallas de este tipo que afectan la región de Morelia las que perjudican la zona urbana son las fallas La Colina y La Paloma.

2.3 FALLA LA PALOMA

La falla La Paloma ha sido relacionada con el Sistema Activo de fallas Morelia-Acambay y es descrita como un desnivel de más de 200 m al sur de la ciudad con una

dirección E-O (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002) (Fig. 7). Formada por la mesa de Santa María (bloque de piso) y la depresión donde se encuentra la mancha urbana de Morelia (bloque de techo), estructuralmente el escarpe representa el flanco de un semi-graben asentado en una falla normal con evidencias de actividad sísmica histórica (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002).

Otra característica importante relacionada con la actividad sísmica es la presencia de procesos gravitacionales de remoción en masa sobre el escarpe de la falla como desprendimientos o volcaduras, flujos de lodo y deslizamientos de tamaño variable (Arreygue-Rocha et al., 2002). Esto toma vital importancia ya que existe una cantidad considerable de obras civiles de un costo elevado desde el pie a la corona de la falla por lo que la desestabilización de ésta podría representar un número importante de pérdidas humanas y económicas (Domínguez-Ortíz, 2003).

Autores como Garduño-Monroy y colaboradores (2001) han relacionado estos procesos de remoción en masa a la actividad sísmica de la falla en combinación con factores como la estratigrafía, alteración de la ignimbrita, la geometría de las fracturas y las características propias de la falla.

Caída o derrumbe de rocas

La caída de bloques y volcamientos se encuentran afectando a los materiales piroclásticos que conforman el escarpe (Arreygue-Rocha et al., 2002). En 2001 Garduño-Monroy y colaboradores hicieron una evaluación de la existencia de caída o desprendimiento de bloques en cuatro zonas del escarpe de la falla (instalaciones de Aurrerá, SEDUE-SUMA, Campestre y Ocolusen). De acuerdo a su estudio, este tipo de inestabilidad presenta un comportamiento similar en las cuatro localidades y sólo se desarrolla en la parte alta del escarpe, sin importar el tipo de material. Por otro lado, los tamaños de los bloques movilizados tienen tamaños variables y llegan a alcanzar velocidades de 10 a 16 m/s (Arreygue-Rocha, 1999; Arreygue-Rocha et al., 2002), que los puede hacer alcanzar fácilmente la zona habitada y causar grandes daños.

Por su parte, los volcamientos han sido asociados a la presencia de bloques que se han detenido a la mitad del talud, susceptibles a nuevos movimientos, y que presentan volúmenes de un rango de entre 1 y 15 m³ (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002). Al no contar con una barrera que impida su descenso, estos bloques pueden llegar a tener la facilidad de llegar hasta el pie del escarpe y afectar a la población y construcciones que ahí se encuentran (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002).

Deslizamientos

Los deslizamientos en el escarpe de la falla La Paloma han sido clasificados por Garduño-Monroy et al. (2001) como rotacionales.

Una de las características que presentan en el escarpe de la falla es que originan desniveles o escalones y ocurren con mayor frecuencia cuando las ignimbritas más soldadas están presentes y con menor frecuencia en la andesita (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002). Los deslizamientos tienden a concentrarse en la parte central-oriental de la falla a la altura de la Secretaría de Urbanismo y Medio Ambiente (SUMA), la colonia Ocolusen y el fraccionamiento Campestre, de donde toman sus nombres (Fig. 7).

El deslizamiento SUMA es el más grande de todos los cuerpos inestables con 500 m. de largo por 400 m. de ancho y 40 m. de espesor (Arreygue et al., 1998; Arreygue-Rocha et al., 2002). En la parte alta del escarpe se encuentran grandes fracturas sin relleno con la misma orientación del escarpe de la falla, indicando su continua actividad (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002) (Fig. 8). Por su parte, Arreygue-Rocha y colaboradores (1998 y 1999) sugieren que éste fenómeno en un inicio estuvo compuesto por dos grandes deslizamientos contiguos que al paso del tiempo se unieron para formar un único y gran movimiento.

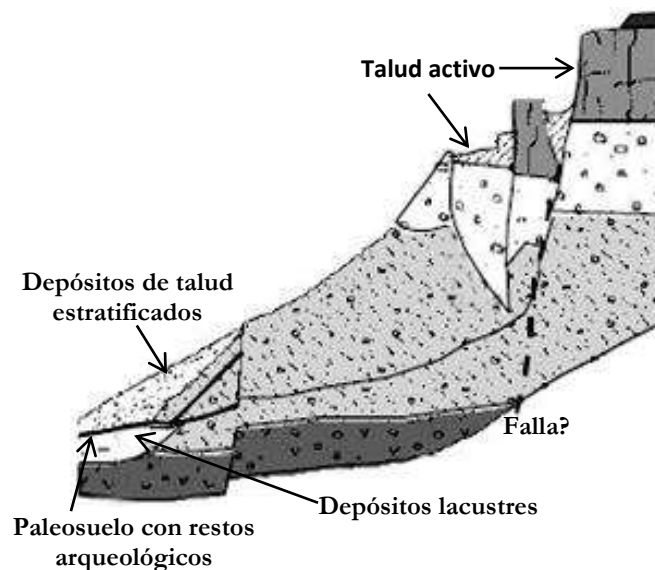


Figura 8.- Sección del deslizamiento SUMA. Modificado de Arreygue-Rocha et al. 2002.

Se considera que el deslizamiento Ocolusen es uno de los más activos en el escarpe de la falla La Paloma y afecta constantemente a las edificaciones y estructuras que se encuentran al pie del cuerpo inestable. Se encuentra afectando material andesítico muy intemperizado recubierto de una capa arcillosa con vegetación escasa o temporal (Domínguez-Ortíz, 2003).

Las dimensiones del deslizamiento Campestre son de 250 m. de ancho por 350 m. de largo con 30 m. de espesor en superficie (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002) y más de 100 m. de profundidad total (Garduño-Monroy et al., 2002) Se distingue porque el cuerpo del deslizamiento se presenta como una amplia meseta o

escalón, dejando a la corona en la parte alta del escarpe de la falla (Garduño-Monroy et al., 2001; Arreygue-Rocha et al., 2002). Una característica interesante es la presencia de restos de cerámica y algunos montículos relacionados con muros colapsados que se asocian a la civilización Pirindas (Arreygue-Rocha et al., 2002).

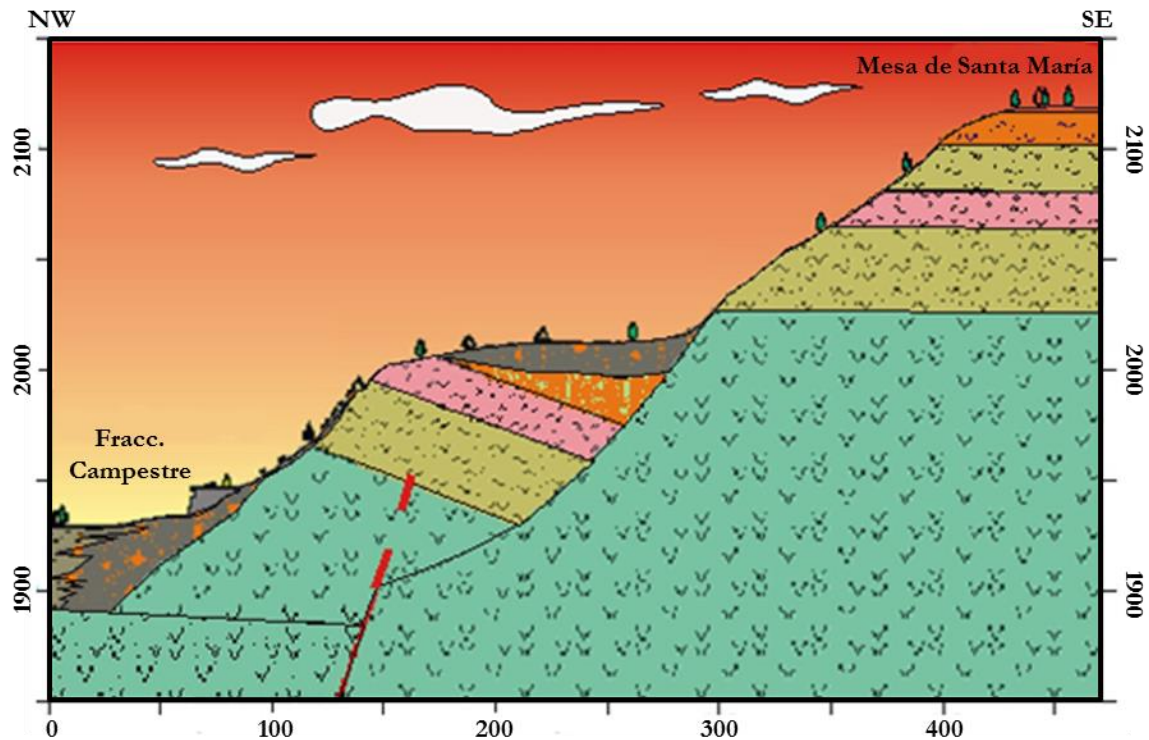


Figura 9.- Geometría del deslizamiento del Campestre. Modificado de Garduño-Monroy et al. 2002.

En 2002, Garduño-Moroy y colaboradores hicieron un estudio detallado de la morfología del deslizamiento Campestre que a continuación se describe brevemente (Fig. 9):

1. Escarpe principal: con un largo de 18 m, iniciando en la cota 2030 y terminando en la 2012, 100m debajo de la loma de Santa María, forma un plano semivertical con una pendiente promedio de 55°.
2. Cabeza del deslizamiento: se encuentra limitada al sur por el escarpe principal y al norte por el talud de su cuerpo y campo de golf. Adopta la forma de una terraza de superficie superior a las 3 Ha con inclinación promedio de 10°. La superficie de esta terraza tiene varias modificaciones antropogénicas que se reflejan como excavaciones paralelas que servirían para el trazo de calles.
3. Cuerpo y pie del deslizamiento: formado por el escarpe que se inicia en el bordo norte de la terraza del Campestre; el pie de este escarpe se encuentra en la orilla sur del campo de Golf, atravesando el circuito del Campestre. Sobre este talud se observan en las excavaciones hechas para la construcción, varios depósitos de coladas de detritos no consolidados con un potencial de reactivación alto. Su

granulometría es un poco mayor que el de las gravas por lo que se infiere un origen sobre la misma ladera o bien del bordo de la terraza.

2.3.1 ANÁLISIS PREVIOS DE LA ESTABILIDAD DEL ESCARPE DE LA FALLA LA PALOMA

Arreygue-Rocha y colaboradores (2002) realizaron un análisis de estabilidad del escarpe en cuatro zonas representativas: las instalaciones de Aurrerá, la Secretaría de Desarrollo Urbano y Ecología (SEDUE), la colonia Ocolusen y el fraccionamiento Campestre.

Como resultado del estudio, se encontró que tanto en Aurrerá como en SEDUE los movimientos cinemáticos son en forma de deslizamientos de cuña, volcamiento de bloques y volcamiento directo. Debido a que estos movimientos se dan en la unidad de la ignimbrita soldada, el fracturamiento existente hace que los bloques que se forman tengan un volumen mayor a 2 m^3 (Arreygue-Rocha et al., 2002). Por otro lado, el estudio reflejó que en el fraccionamiento Campestre los movimientos cinemáticos presentes son deslizamientos planares, deslizamiento de cuña y volcamiento directo, y aunque la actividad en el lugar es mayor debido a que los movimientos afectan a flujos piroclásticos, los bloques que se forman son de menor tamaño y se encuentran más aislados. Por último, el análisis hecho en la colonia Ocolusen demostró que los movimientos presentes son deslizamiento planar, deslizamiento de cuña y volcamiento directo. Al afectar material andesítico fracturado los bloques que se forman son de un espaciamiento y tamaño intermedio a los casos anteriores (Arreygue-Rocha et al., 2002).

En 2004, Bigioggero y colaboradores realizaron un estudio de las propiedades físico-mecánicas de la cantera o ignimbrita en las zonas de extracción principales de la región. Si bien son análisis que no abarcan la zona estudiada sus resultados demuestran la heterogeneidad de las propiedades de estas rocas y su importancia en lo que respecta a la construcción de edificaciones sobre estos materiales.

Hurtado-Beltrán en 2010 realizó un análisis cualitativo de la estabilidad global de la ladera y encontró que el talud alcanza un alto grado de amenaza al movimiento. Esto quiere decir que durante el tiempo de vida de una persona u obra civil hay la posibilidad de que se presente un deslizamiento. Por lo que para cualquier vialidad que se pretenda construir en ésta zona debe de realizarse una estimación detallada de la estabilidad global de la ladera a través estudios geotécnicos que prevengan la reactivación o formación de nuevos cuerpos inestables.

Capítulo III.

MARCO TEÓRICO

3.1 DESLIZAMIENTOS ROTACIONALES

Son deslizamientos que a lo largo de su superficie de ruptura tienen una forma curva y cóncava (Varnes, 1978). El terreno experimenta un giro según un eje situado por encima del centro de gravedad de la masa deslizada (Corominas, 2012) (Fig. 10).

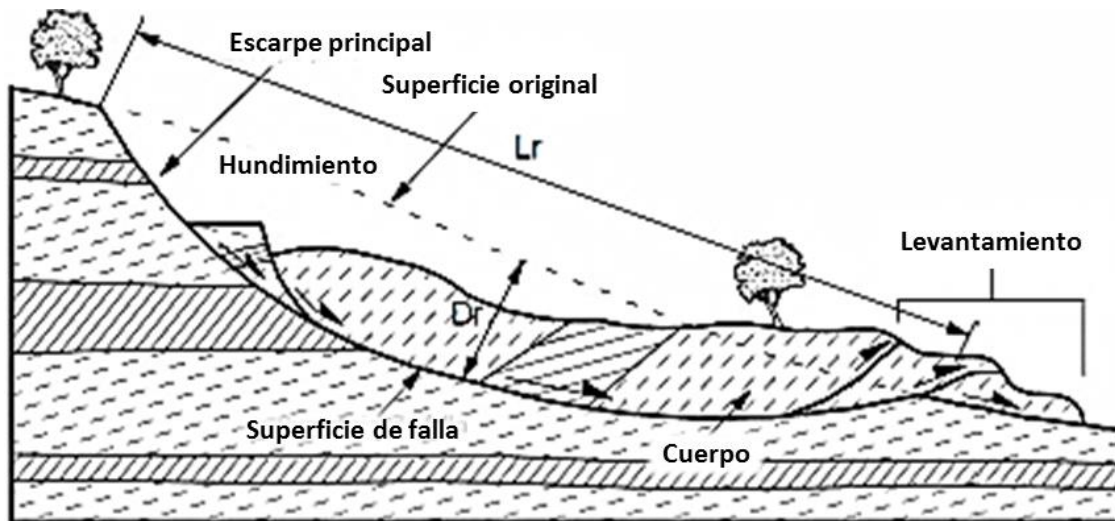


Figura 10. Deslizamiento rotacional típico (Universidad de Caldas, 2013).

De manera constante la forma de la superficie es influenciada por fallas, estratos u otras discontinuidades preexistentes del material (Varnes, 1978). Es característico de suelos cohesivos homogéneos o de aquellos en los que su comportamiento mecánico esté regido por su fracción arcillosa (Navarro-Hudiel, 2008) así como de macizos rocosos intensamente fracturados (Buma y Van Asch, 1996; Corominas, 2012). También se presentan en alternancias de rocas con una variabilidad de permeabilidad y resistencia muy grandes (Young, 1972).

Una vez que ocurre la falla y la masa empieza a rotar el movimiento sigue el siguiente comportamiento (Buma y Van Asch, 1996):

1. El bloque que se desprende tiene a inclinarse hacia atrás mientras se desliza ladera abajo. Muchas veces esto crea superficies planas.
2. Mientras ocurre el movimiento, en los flancos se acumulan esfuerzos cortantes de forma diagonal y longitudinal que muchas veces provocan fracturas en echelon sobre el cuerpo principal.
3. En el pie del deslizamiento los detritos y suelo presentes pueden llegar a fluir o esparcirse lateralmente debido a la falta de soporte horizontal, formando lóbulos y fracturas de tensión radiales.

La profundidad máxima alcanzada dentro del macizo depende de la cohesión, ángulo de fricción, pendiente del talud y del nivel de tensiones normales a lo largo de la superficie (Nunes et al., 2000; Navarro- Hudiel, 2008). Conforme ésta profundidad aumenta, las tensiones normales también lo hacen, mientras que la resistencia al cizallamiento será baja en la corona de la ladera, moderada en el pie y elevada al interior (Nunes et al., *op.cit.*). La redistribución de las tensiones normales y la pérdida de la resistencia al cizallamiento pueden dar origen a una rotura progresiva que traerá una plastificación del material para que posteriormente se presente una rotura global en el talud (Nunes et al., *op.cit.*).

En muchas ocasiones el escarpe en la corona del deslizamiento puede llegar a ser casi vertical y si la masa principal del deslizamiento se mueve muy rápido el escarpe se queda sin soporte lo que ocasiona una nueva falla en la corona del deslizamiento (Varnes, 1978). Si existe la creación frecuente de escarpes empinados y la retención del agua, estos deslizamientos se convierten en áreas de inestabilidad auto-perpetuadas y pueden continuar moviéndose y agrandándose intermitentemente hasta que se forme una pendiente de muy bajo ángulo (Varnes, 1978).

Hay que tener en cuenta que éste tipo de mecanismo no siempre presenta una forma circular típica, en algunas ocasiones las superficies de falla pueden ser cilíndricas o conoidales (Navarro- Hudiel, 2008). Cuando esto ocurre los deslizamientos parecen estar asociados a arcillas sobreconsolidadas, taludes no homogéneos, diferencias en la meteorización, influencia de la estratificación o desorden estructural del talud (Navarro- Hudiel, 2008).

3.2 PROCESOS DETONANTES Y CONDICIONANTES QUE ORIGINAN PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASAS (PRM)

Clima

El clima actúa de muchas formas para promover la ocurrencia de los procesos de remoción de masa, sin embargo la lluvia es el factor más significativo. Se podría creer que mientras mayor sea la intensidad de la lluvia, aunque ésta sea de corta duración, tendrá mayores efectos. Sin embargo, se ha visto que una lluvia menos intensa pero con más duración produce 6 veces más PRM (Walker, 1987).

Por otro lado, se ha documentado que en laderas que han sido modificadas los PRM pueden ocurrir cuando la lluvia excede los 120 mm, en comparación con las laderas sin modificar que soportan lluvias de hasta 200-250 mm (Crozier, 1984).

Pendiente

Teóricamente las pendientes más inclinadas tendrán más probabilidad de presentar inestabilidad, sin embargo, no siempre ocurre de ésta manera (Walker, 1987).

Como lo muestra la Figura 11, el ángulo de la pendiente en que ocurren los movimientos es diferente.

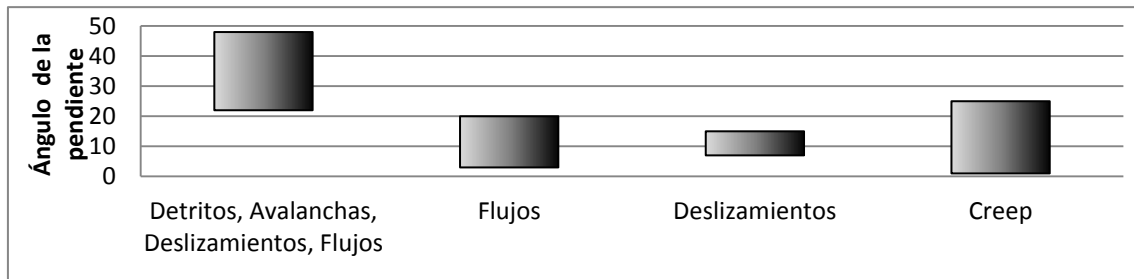


Figura 11. Límite del ángulo para la ocurrencia de los procesos de remoción de masas (Sidle et.al., 1985).

Exposición

La ocurrencia de los PRM muestra una fuerte relación con la dirección en la que la ladera está expuesta (Walker, 1987). Así, aquellas laderas que reciban considerablemente menos radiación solar, tendrán menos evaporación y por lo tanto una mayor concentración de agua y una mayor ocurrencia de PRM.

Vegetación

Los efectos de la vegetación en la estabilidad de la ladera se dividen en factores hidrogeológicos y factores mecánicos. Greenway (1987) hizo una descripción de estos y su influencia sobre la estabilidad de la ladera que se resume en la figura 12.

Sismos

La afectación de los sismos en los taludes se origina debido a factores como la magnitud de la aceleración sísmica, la duración del sismo, las características de resistencia dinámica de los materiales, la presencia de niveles freáticos y las dimensiones del talud (Suárez-Díaz, 2008¹). Como consecuencia de estos factores, las laderas pueden reaccionar "disparando" inestabilidades debido a los siguientes procesos que se desarrollan durante el evento sísmico (Walker, 1987; Suárez-Díaz, 2008¹):

-Amplificación de la aceleración vertical y horizontal por efecto de la topografía. Varios autores han concordado que mientras más altura tenga un talud mayor será la amplificación en las aceleraciones. Celebi en 1987 notó un aumento espectral de hasta 10 en taludes de 20 metros de altura durante el sismo de magnitud 7.8 de 1985 en Chile. Sitar y Clough (1983), estudió un caso en Santa Mónica donde en taludes de 40 a 60 metros de altura y pendientes de 45° a 60° la aceleración horizontal se amplificó en 0.93g y la aceleración vertical en 0.25g. Esos mismos autores hallaron amplificaciones topográficas de un 40 a 76%. En 1972 Bore concluyó, a través de estudios numéricos, que en taludes de gran altura el movimiento en el talud consiste en tres fases: una onda

directa, una onda reflejada y una onda difractada. Éste análisis demostró que había una amplificación importante en la parte alta del talud, mientras que en los lados del talud puede ocurrir amplificación o atenuación dependiendo de su geometría y de la frecuencia del movimiento.

Factores Hidrogeológicos	Influencia
1.-El follaje intercepta la lluvia, causando pérdida de absorción y evaporación que reduce la cantidad de lluvia que se infiltra.	B
2.- Las raíces y tallos incrementan la desigualdad de la superficie de la tierra y su permeabilidad, provocando un incremento en la capacidad de infiltración del agua.	A
3.- Las raíces extraen la humedad del suelo que se pierde hacia la atmosfera vía transpiración, dejando los poros del suelo con menos agua.	B
4.- La reducción de la humedad del suelo puede acentuar la ruptura del suelo por disecación, resultando en una mayor capacidad de infiltración del agua.	A
Factores Mecánicos	Influencia
5.- Las raíces refuerzan el suelo.	B
6.- Las raíces de los arboles pueden anclarse en el macizo rocoso, proveyendo de soporte al manto de suelo superior.	B
7.- El peso de los arboles sobrecarga la ladera.	A/B
8.- La vegetación expuesta al viento transmite la fuerza dinámica a la ladera.	A
9.- Las raíces atan las partículas del suelo a la superficie reduciendo la susceptibilidad a la erosión.	B

**Legenda: A- adverso a la estabilidad
B- Benéfico a la estabilidad**

Figura 12.- Efectos de la interacción entre la vegetación y la ladera en la estabilidad. Modificado de Greenway, 1987.

-Aumento del esfuerzo cortante.

-Pérdida de resistencia. Las rápidas fluctuaciones de los esfuerzos pueden inducir cambios en la presión de poros lo que reduce la resistencia y en casos extremos provoca

licuefacción. La deformación cíclica también reduce la resistencia en más del 50% en suelos sensibles y hasta un 20% para los demás casos.

-El movimiento del sismo puede reducir la cohesión y el ángulo de fricción interna.

Una gran mayoría de los procesos de remoción en masa de gran magnitud ocurren en un área cercana al epicentro del sismo, además se puede esperar que el tamaño del deslizamiento sea proporcional a su magnitud. Un análisis que realizó Keefer (1984) muestra que los procesos de remoción de masa incrementan de 0 km² en un sismo de 4° Richter a 500,000 km² en un sismo de 9.2° Richter. Keefer (1984) también sugiere que los desprendimientos y los deslizamientos pueden ser originados por los sismos más débiles, mientras que los flujos de tierra son iniciados por actividad sísmica más fuerte. Las expansiones laterales, los flujos de detritos y los deslizamientos sub-acuosos requieren de la más fuerte actividad sísmica para ser disparados.

3.3 PARÁMETROS DE DESCRIPCIÓN DE DISCONTINUIDADES

La Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas (ISRM) a través de la Comisión para la Estandarización de pruebas en campo y laboratorio, propuso en 1977 los parámetros y métodos para la descripción cuantitativa de las discontinuidades en el macizo rocoso.

De acuerdo con esto se considera esencial establecer los siguientes 10 parámetros para un correcto análisis de la influencia de las discontinuidades en el comportamiento mecánico del macizo rocoso:

1) Orientación

Su importancia es significativa, en especial, cuando se conjugan otros factores que propician la inestabilidad como resistencia a la tracción baja y un número significativo de familias de discontinuidades, ya que se incrementa sustancialmente la posibilidad de deformaciones excesivas o bien deslizamientos.

Para definir apropiadamente las familias de discontinuidades se requieren de una cantidad representativa de las mismas, poniendo un rango de 80 a 300 mediciones con una media de 150 como número aceptable. La representación de los datos se puede hacer de forma gráfica en mapas, bloques diagrama, rosetas de frecuencia y proyecciones estereográficas.

2) Espaciado

Es la distancia entre dos planos de discontinuidad de una misma familia, define el tamaño de bloque y el comportamiento a la permeabilidad y la resistencia. La medición debe hacerse de forma perpendicular al plano de las discontinuidades y para su descripción se utiliza la siguiente notación:

Tabla 1.- Descripción del espaciado en discontinuidades propuesta por la ISRM (1977).

Clase	Descripción	Espaciado (mm)
I	Extremadamente junto	<20
II	Muy junto	20-60
III	Junto	60-200
IV	Moderadamente junto	200-600
V	Separado	600-2000
VI	Muy separado	2000-6000
VII	Extremadamente separado	>6000

3) Persistencia

Es la longitud de la traza de una discontinuidad en un afloramiento. Determina la estabilidad del macizo rocoso, es decir, la persistencia es inversamente proporcional a la estabilidad del talud. La descripción se hace de acuerdo a tres características:

- ✓ Persistencia relativa de las diferentes familias (Fig. 13):

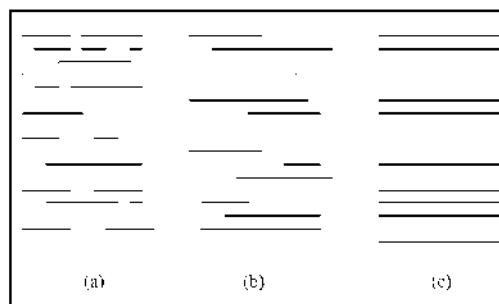


Figura 13.- Esquema de la persistencia relativa en las familias de discontinuidades. (a) No sistemáticas, (b) Sub-sistemáticas y (c) Sistemáticas.

- ✓ Terminación de las discontinuidades:
 - Discontinuidad que se extiende fuera de la superficie de exposición (x).
 - Discontinuidad que termina en roca y dentro de la superficie de exposición (r).
 - Discontinuidad que termina en otra discontinuidad (d)
- ✓ De acuerdo a su longitud se toma en cuenta la siguiente notación:

Tabla 2.- Descripción de la persistencia en discontinuidades basado en su longitud propuesta por la ISRM (1977).

Clase	Descripción	Longitud(m)
I	Muy baja continuidad	<1
II	Baja continuidad	1-3
II	Continuidad media	3-10
IV	Alta continuidad	10-20
V	Muy alta continuidad	>20

4) Rugosidad

Es la aspereza o irregularidad de la superficie de la discontinuidad. Cuanta menor rugosidad tenga una discontinuidad, la masa rocosa será menos competente, es decir, la resistencia al corte disminuye, y cuanto mayor sea ésta, la masa rocosa será más competente. De acuerdo a la escala y la exactitud requerida se utilizan tres formas de obtención de éste parámetro:

- ✓ Perfiles estándar de rugosidad. Considerado un método sencillo y rápido de comparación visual de la discontinuidad con los diagramas propuestos por la ISRM (1977), se aplica en perfiles de 1 a 10 m (Fig. 14A).
- ✓ Coeficiente de rugosidad (JRC). Sirve para estimar la resistencia al corte de las discontinuidades y determinar su ángulo de fricción. Puede obtenerse a través de perfiles estándar.

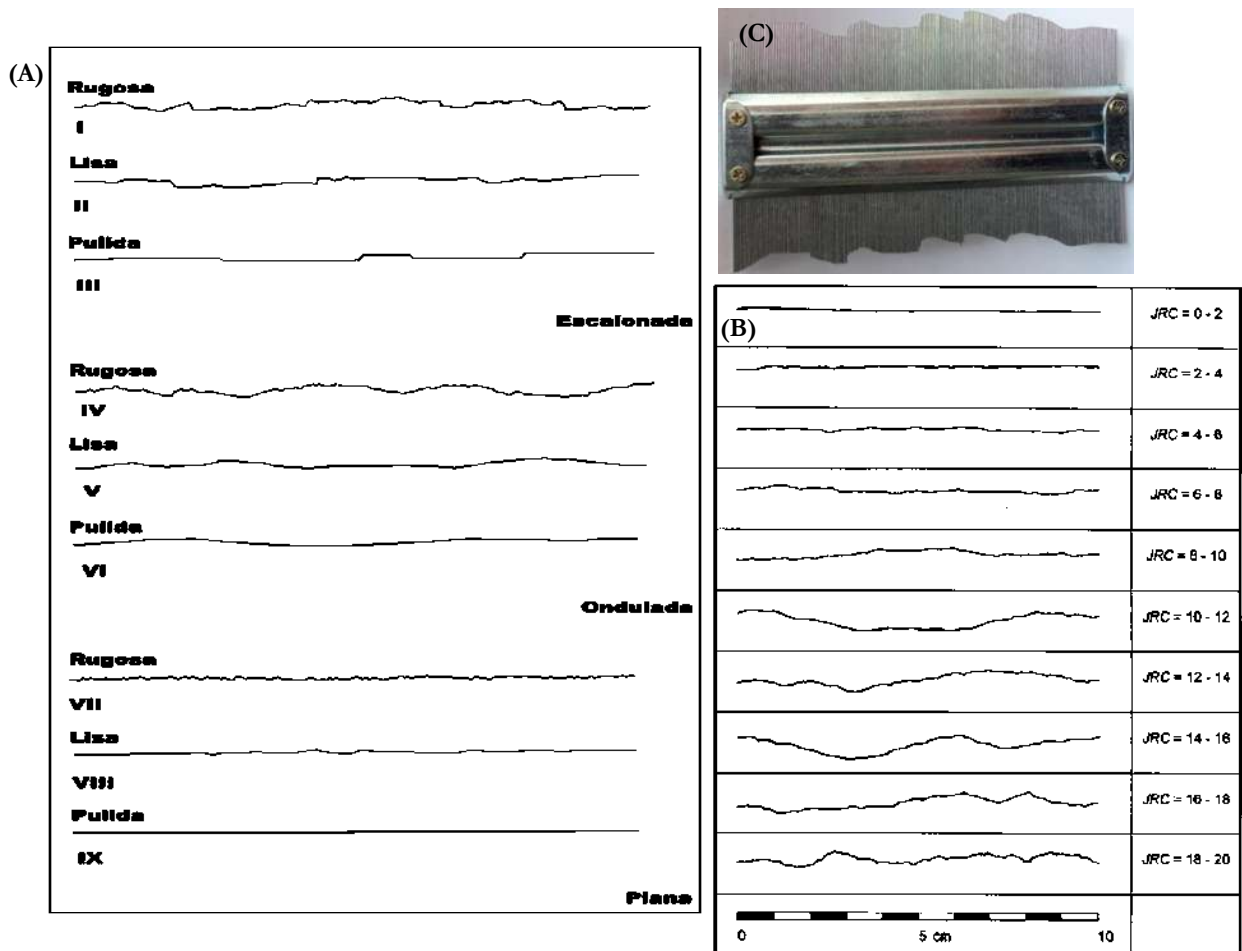


Figura 14.- A) Perfiles estándar de comparación visual para describir la rugosidad, B) peine de Barton, C) perfiles estándar para la obtención del JRC (ISRM, 1977).

- a) Perfiles estándares. Para hacer la comparación visual se utiliza el peine de Barton en superficies de hasta 10 cm (Fig. 14B). La técnica consiste en poner el peine sobre la superficie de mayor inclinación de la discontinuidad y presionarlo para que este haga una copia del perfil de la pared. Éste se dibuja en una libreta y se compara con los perfiles (Fig. 14C). Si no se sabe con certeza cual es la dirección de mayor inclinación se recomienda hacer tres mediciones en direcciones distintas.

5) Resistencia de las paredes

La resistencia de la pared de una discontinuidad tiene una importancia significativa ya que influye en su resistencia al corte y deformabilidad. Se encuentra en función del tipo de matriz rocosa, del grado de alteración de la roca y de la existencia y características del relleno. Se puede obtener a través de la prueba del martillo de Schmidt utilizando la misma norma descrita en la metodología para determinar la resistencia a la compresión simple de la matriz rocosa.

6) Apertura

Es la distancia perpendicular que separa las paredes de una discontinuidad sin relleno. La estabilidad y permeabilidad del macizo será inversamente proporcional a la apertura. Se clasifica de acuerdo a la nomenclatura de la tabla 3.

Tabla 3.- Términos propuestos por la ISRM (1977) para describir la apertura de discontinuidades.

Clase	Descripción	Abertura
I	Muy cerrada	<0.1mm
II	Cerrada	0.1-0.25 mm
III	Parcialmente cerrada	0.25-0.5 mm
IV	Abierta	0.5-2.5 mm
V	Moderadamente ancha	2.5-10 mm
VI	Ancha	>10mm
VII	Muy ancha	1-10 cm
VIII	Extremadamente ancha	10-100 cm
IX	Cavernosa	>1 m

7) Relleno

Es cualquier material presente en el interior de las paredes que forman la discontinuidad; en general pueden ser residuos de la meteorización de la roca o material orgánico; así como materiales más resistentes (cuarzo y calcita). Se deben tomar en consideración las siguientes características:

- ✓ Geometría:
 - a) Ancho. Medido con cinta métrica.
 - b) Rugosidad de pared. Obtenido de los métodos ya descritos.
 - c) Bosquejo.
- ✓ Tipo de relleno:

- a) Mineralogía.
- b) Tamaño de partícula. Se determina con la escala Udden- Wentworth
- ✓ Grado de alteración. Se debe distinguir entre dos tipos:
 - a) Roca descompuesta. La roca está tan alterada que es prácticamente suelo pero aún conserva su fábrica original, sin embargo, algunos o todos los minerales están descompuestos.
 - b) Roca desintegrada. La roca está tan alterada que es prácticamente suelo pero aún conserva su fábrica original. La roca es deleznable pero los minerales no están descompuestos.
- ✓ Contenido de agua. Se describe de acuerdo a los siguientes grados:

Tabla 4.- Índice de campo para determinar de forma cualitativa el contenido de agua del relleno de discontinuidades propuesta por la ISRM (1977).

Grado	Descripción
W1	El material de relleno se encuentra fuertemente consolidado y seco. Un flujo significativo parece poco probable debido a la permeabilidad muy baja.
W2	El material de relleno se encuentra húmedo, pero no hay evidencia del escurrimiento de agua.
W3	El relleno se encuentra mojado, con gotas de agua ocasionales.
W4	El material de relleno muestra signos de lavado y flujo continuo de agua (estimar litros/minuto).
W5	EL material de relleno se encuentra lavado localmente y un flujo considerable de agua sale de los canales lavados (estimación de litros/segundo y descripción de la presión: baja, mediana o alta)
W6	El relleno se encuentra lavado completamente y un flujo de alta presión sale de las fracturas (estimación de litros/segundo y descripción de la presión: baja, mediana o alta)

8) Filtraciones

Se considera como el agua presente en la discontinuidad que se encuentra libre o en movimiento. Se describe por el caudal y debe evaluarse si el agua brota o no con presión. En campo se hacen las siguientes descripciones visuales:

Tabla 5.- Índice de campo para determinar de forma cualitativa las filtraciones de agua en discontinuidades propuesta por la ISRM (1977).

Clase	Juntas sin relleno	Juntas con relleno
I	Junta muy plana y cerrada. Seca y no parece posible que circule agua	Relleno muy consolidado y seco. No es posible el flujo de agua
II	Junta seca sin evidencia de flujo de agua	Relleno húmedo pero sin agua libre
III	Seca con evidencia de flujo de agua ocasional	Relleno mojado con goteo ocasional
IV	Junta húmeda pero sin agua libre	Señal de relleno lavado, flujo de agua continuo
V	Junta con goteo, pero sin flujo continuo	Relleno localmente lavado
VI	Junta con flujo continuo de agua	Relleno lavado, presiones de agua elevadas

9) Número de familias de discontinuidades

Es indicativo del grado de fracturamiento del macizo y depende de la dirección y tipo de esfuerzos. Cada familia puede ser identificada a partir de los diagramas en bloque, rosetas de frecuencias o diagramas de polos obtenidos con la recolección de los datos de orientación. Una vez identificadas, puede describirse de forma más amplia si éstas presentan alguna relación directa con los parámetros antes descritos.

10) Tamaño de bloque

Cuando se han obtenido el número de familias de discontinuidades y se han descrito sus características, es posible determinar el tamaño de los bloques que se forman por su interacción de acuerdo a la siguiente manera:

- ✓ Índice de fracturas por unidad de volumen o J_v . Se define como la suma del número de fracturas por metro cúbico por cada familia de fracturas presentes en el afloramiento. Se calcula con la siguiente expresión (Palmstrom, 2005):

$$J_v = \frac{1}{s_1} + \frac{1}{s_2} + \frac{1}{s_3} + \dots + \frac{1}{s_n} + Nr/(5\sqrt{A}) \quad (\text{Eq. 1})$$

Donde s_1 , s_2 y s_3 es el promedio del espaciado por cada familia de discontinuidades. Nr es el número de fracturas al azar en la locación y A es el área en m^2 .

Una vez hecho el cálculo puede describirse el grado de fracturamiento con los siguientes términos:

Tabla 6.- Clasificación del grado de fracturamiento utilizando el valor J_v (Palmstrom, 2005)

Descripción	J_v
Muy bajo	<1
Bajo	1-3
Moderado	3-10
Alto	10-30
Muy alto	30-60
Molida	>60

- ✓ Una forma rápida y sencilla de describir el tamaño y forma del bloque es con los siguientes términos:
 - a) Masivo: pocas discontinuidades o muy espaciadas
 - b) En trozos: aproximadamente equidimensional.
 - c) Tabular: una dimensión más pequeña que las otras dos.
 - d) Columnar: una dimensión más grande que las otras dos.
 - e) Irregular: una variación muy amplia de su forma y tamaño.
 - f) Molida: discontinuidades muy juntas.

Una vez que se han descrito la matriz y las discontinuidades, es posible evaluar el comportamiento y calidad del macizo a través de las clasificaciones geomecánicas.

3.4 CLASIFICACIONES GEOMECÁNICAS DEL MACIZO ROCOSO

Las clasificaciones geomecánicas sirven para evaluar el comportamiento global del macizo rocoso a través de observaciones en el campo y de ensayos sencillos. Su principal objetivo es la de dividir el macizo en zonas con comportamiento estructural similar tomando en cuenta las características y condiciones de la matriz y discontinuidades (González de Vallejo et al, 2002; Duque- Escobar, 2003). Es importante señalar que las clasificaciones geomecánicas juegan un papel primordial en la caracterización de un macizo y no deben de ser desestimadas (Bieniawski, 2011). Sin embargo, tampoco deben de utilizarse como única herramienta para evaluar la calidad de un macizo, más bien deben utilizarse junto con métodos analíticos (como la modelación numérica) y métodos observacionales (es decir, las mediciones hechas durante las construcciones) (Bieniawski, 2011).

Si bien existen diversas clasificaciones según sea el propósito del análisis, el presente trabajo se centrará en las clasificaciones del macizo rocoso con base en el índice de calidad de las rocas (RQD) hecha por Deere et al. (1966) y la clasificación basada en los valores RMR (Rock Mass Rating) realizada por Bieniawski en 1976.

3.4. 1 ÍNDICE DE DESIGNACIÓN DE CALIDAD DE LAS ROCAS (RQD)

El RQD (Rock Quality Designation index) fue desarrollado por Deere et al. (1966), para estimar cuantitativamente la cualidad del macizo rocoso basándose en la recuperación de un testigo (ETSECCPB, 2008) y depende indirectamente del número de fracturas y del grado de alteración del macizo. Si bien se afirma que el parámetro RQD es muy difícil de obtener en macizos rocosos de muy mala calidad, por aproximarse a un valor de cero, Bieniawski en 2011 aclara que éste parámetro cuenta con la ventaja de haber sido desarrollado a partir de un gran número de casos históricos y de poder correlacionarse al espaciado de las discontinuidades para obtener su densidad. De ésta forma, se deja en claro que el RQD es un valor confiable y puede utilizarse tanto en situaciones donde se cuente con núcleos como en aquellas donde las circunstancias no permita obtenerlos (Bieniawski, 2011). A continuación se describe la forma empleada en este trabajo para calcular el RQD.

De manera general el parámetro RQD se calcula midiendo y sumando el largo de trozos de testigos mayores de 10 cm sobre una longitud del núcleo que no exceda 1.5 m (ETSECCPB, 2008). No obstante, muchas veces no se dispone de sondeos para determinar de esa forma el valor RQD, por lo que una alternativa para su cálculo es a partir de elegir una de las siguientes expresiones según sea el valor de J_v que se tenga calculado (Palmstrom, 1974):

$$RQD = 115 - 3.31J_v \text{ para } J_v > 4.5 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$RQD = 100 \text{ para } J_v \leq 4.5 \quad (\text{Eq. 3})$$

Donde J_v es el número de juntas identificadas en el macizo rocoso por m^3 o índice volumétrico de Juntas.

Sin embargo, en un trabajo más reciente, Palmstrom (2005) analizó la correlación entre el RQD y el J_v , concluyendo que las ecuaciones propuestas por él en 1974 solo daban resultados apropiados en rocas con un fracturamiento donde se formaban bloques cúbicos, mientras que para fracturamiento con bloques en forma alargada o plana propuso una nueva expresión:

$$RQD = 110 - 2.5j_v \quad (\text{Eq. 4})$$

Después de calculado, el valor se asocia a la calidad de la roca de acuerdo al grado de fracturación que presenta según la clasificación de la tabla 7.

Tabla 7.- Relación de la calidad de la roca con respecto a su valor RQD.

RQD (%)	Calidad de roca
<25	Muy mala
25-50	Mala
50-75	Regula
75-90	Buena
90-100	Excelente

3.4.2 CLASIFICACIÓN BASADA EN LOS VALORES RMR (ROCK MASS RATING)

El RMR, introducido por Bieniawski (1976), es una de las clasificaciones geomecánicas más ampliamente utilizadas y sirve para evaluar la calidad del macizo rocoso. Y aunque inicialmente fue elaborada para valorar la estabilidad de los soportes requeridos en túneles, ha resultado ser apta también para la valoración de la estabilidad en taludes. En ésta clasificación se tienen en cuenta los siguientes parámetros para evaluar el macizo rocoso:

- ✓ Resistencia del material intacto que se obtiene mediante ensayo de carga puntual o compresión simple.
- ✓ RQD.
- ✓ Espaciado de las discontinuidades, hace referencia a la longitud entre discontinuidades dentro de la zona a estudio.
- ✓ Condición de las discontinuidades, que incluye:
 - a) Longitud de la discontinuidad
 - b) Abertura
 - c) Rugosidad

- d) Relleno
- e) Alteración
- ✓ Presencia de agua subterránea

A cada uno de los parámetros anteriores se le asigna un valor preestablecido (Tabla 8) y el RMR se obtiene sumando todos ellos.

$$RMR = (1) + (2) + (3) + (4) + (5) \quad (\text{Eq. 5})$$

Tabla 8.- Parámetros y rango de valores para la clasificación geomecánica RMR89.

Parámetro		Rango de valores							
1	Resistencia de la roca	Ensayo carga puntual	>10 MPa	4-10 MPa	2-4 MPa	1-2 MPa			
		Compresión simple	>250 Mpa	100-250 Mpa	50-100 Mpa	25-50 Mpa	5-25 Mpa	1-5 Mpa	<1 Mpa
	Valor	15	12	7	4	2	1	0	
2	RQD	90-100%	75-90%	50-75%	25-50%	<25%			
	Valor	20	17	13	8	3			
3	Espaciado de las discontinuidades	>2 m	0.6-2 m	0.2-0.6 m	6-20 cm	<6 cm			
	Valor	20	15	10	8	5			
4	Longitud de la discontinuidad	<1 m	1-3 m	3-10 m	10-20 m	>20 m			
		Valor	6	4	2	1	0		
	Abertura	Nada	<0.1 mm	0.1-1.0 mm	1-5 mm	>5 mm			
		Valor	6	5	3	1	0		
	Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Ligeramente rugosa	Ondulada	Suave			
		Valor	6	5	3	1	0		
	Relleno	Ninguno	Relleno duro <5 mm	Relleno duro >5 mm	Relleno blando <5 mm	Relleno blando >5 mm			
		Valor	6	4	2	2	0		
Alteración	Inalterada	Ligeramente alterada	Moderadamente alterada	Muy alterada	Descompuesta				
	Valor	6	5	3	1	0			
5	Flujo de agua en las juntas	Relación Pagua/Pprinc	0	0-0.1	0.1-0.2	0.2-0.5	>0.5		
		Condiciones generales	Completamente secas	Ligeramente húmedas	Húmedas	Goteando	Agua fluyendo		
	Valor	15	10	7	4	0			

Una vez hecha la suma de los valores para cada parámetro se puede saber la calidad de la roca utilizando el siguiente cuadro (ETSECCPB, 2008):

Tabla 9.- Relación entre el RMR y la calidad de la roca.

Clase	Calidad de Roca	RMR
I	Muy buena	81-100
II	Buena	61-80
III	Regular	41-60
IV	Mala	21-40
V	Muy mala	0-20

También se ha establecido la relación entre el valor RMR y los parámetros resistentes del macizo. En la tabla se pueden obtener los rangos de la cohesión y el ángulo de fricción (Tabla 10) (ETSECCPB, 2008).

Tabla 10.- Relación entre el RMR y los parámetros resistentes del macizo.

Clase	Calidad	RMR	Cohesión (kPa)	Ángulo de fricción (°)
I	Muy buena	81-100	>400	>45
II	Buena	61-80	300-400	35-45
III	Regular	41-60	200-300	25-35
IV	Mala	21-40	100-200	15-25
V	Muy mala	0-20	<100	<15

Si bien existen ideas sobre que el RMR no puede utilizarse con éxito para rocas de muy mala calidad (clase V con RMR <20), Bieniawski (2011) ha hecho varias advertencias sobre el uso adecuado de ésta clasificación. Él observó que si los datos que alimentan la clasificación se obtienen de una cuidadosa caracterización geotécnica y se le da la debida atención, el RMR puede aplicarse para evaluar macizos rocosos de mala calidad.

3.5 ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE TALUDES

La constante expansión de las obras civiles desencadenó problemas geotécnicos que debieron ser resueltos a través del análisis de estabilidad de taludes. Su inicio se remonta al siglo XVIII cuando Coulomb desarrolló un método mediante cuñas enfocado a la estabilidad de muros (Cuenca-Payá, 2001). Pero no fue sino hasta la primera mitad del siglo XX cuando se empezaron a desarrollar métodos analíticos que sirvieron de base para los métodos modernos que son utilizados actualmente (Cuenca Payá, *op.cit.*).

Los métodos de cálculo de estabilidad de taludes se clasifican en dos grandes grupos: métodos de equilibrio límite y métodos de cálculo en deformaciones.

3.5.1 MÉTODOS DE EQUILIBRIO LÍMITE

Se basan exclusivamente en las leyes de la estática para determinar el estado de equilibrio de una ladera potencialmente inestable sin tener en cuenta las deformaciones del terreno (Herrera-Rodríguez, 2000). Suponen que la resistencia al corte se moviliza total y

simultáneamente a lo largo de la superficie de corte, además de no proporcionar el cálculo de deformaciones y otorgar un factor de seguridad constante en toda la superficie de rotura (Herrera-Rodríguez, *op.cit.*). Esto elimina la posibilidad de predecir movimientos en la ladera y fallas progresivas o localizadas, ya que pueden ocurrir incluso aunque el factor de seguridad sea más grande que 1.0 (Turner y Sackett, 2005). Sin embargo, su popularidad es amplia debido a su simplicidad, la facilidad de su uso y porque los parámetros necesarios para su funcionamiento se basan en mediciones comunes de suelo y roca (Turner y Sackett, *op.cit.*).

3.5.2 MÉTODOS DE CÁLCULO EN DEFORMACIONES

Consideran en el cálculo las deformaciones del terreno además de las leyes de la estática. Con este tipo de análisis se puede determinar la reacción del terreno cuando es sometido a diversas condiciones de esfuerzo, prevenir los mecanismos de rotura, obtener los esfuerzos y deformaciones en diferentes puntos a lo largo del talud, análisis de la estabilidad en función de diferentes modelos constitutivos y realizar estudios paramétricos de las propiedades elásticas y de resistencia de la roca (Nunes et al., 2000; Cuenca-Payá, 2001). Su aplicación práctica es de gran complejidad y el problema debe estudiarse aplicando el método de los elementos finitos u otros métodos numéricos (Herrera-Rodríguez, 2000).

Método de los elementos finitos

Si bien el término de método de los elementos finitos (MEF) es un nombre reciente, la idea de utilizar métodos de discretización espacio-temporal y la aproximación numérica para encontrar soluciones a problemas ingenieriles o físicos, se ha venido utilizando desde la época en que los egipcios construyeron sus pirámides (Carnicero, 2003). No fue sino hasta la década de los setentas del siglo XX que se le dio forma final al método que utilizamos hoy día. Sin embargo, realizar algunos de los cálculos necesarios para utilizar tanto los métodos analíticos iniciales como los más actuales eran considerados demasiado complejos para una aplicación práctica (Cuenca-Payá, 2001). No obstante, con la aparición de la computadora y de su mejoramiento constante, en la actualidad utilizar éste método es mucho más fácil y existe una gran variedad de programas que lo utilizan para una amplia gama de aplicaciones (Cuenca-Payá, 2001). Hoy en día, el MEF permite realizar un modelo matemático de cálculo del sistema real, más fácil y económico de modificar que si se abordara el problema a través de prototipos (Carnicero, 2003).

Conceptos generales

El método de los elementos finitos es una técnica numérica que se usa para analizar deformaciones y esfuerzos en los macizos rocosos (Turner y Sackett, 2005). Su objetivo primordial es el de dividir un medio continuo en un conjunto de pequeños

elementos interconectados por una serie de aristas o nodos (Fig. 15). Por lo tanto, las ecuaciones que rijan el comportamiento del material continuo se aplicarán a cada elemento (Díaz-Díaz y López-Alvarado, 2008).

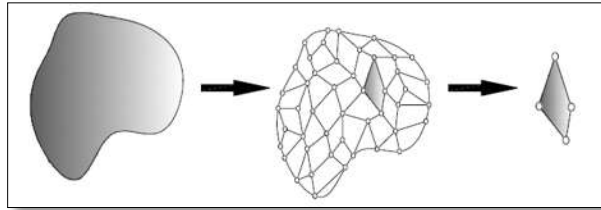


Figura 15.- Esquema del proceso de discretización.

De ésta forma es posible pasar de un sistema continuo (con infinitos grados de libertad), que es presidido por un sistema de ecuaciones diferenciales, a un sistema con un número de grados de libertad finito cuyo comportamiento puede ser modelado por un sistema de ecuaciones lineales o no (Díaz-Díaz y López-Alvarado, 2008).

Para cualquier sistema que se quiera analizar, se pueden distinguir tres componentes principales en el método de los elementos finitos (Díaz-Díaz y López-Alvarado, 2008):

- a) Dominio: es el espacio geométrico donde se analiza el sistema.
- b) Condiciones de contorno: variables conocidas y que condicionan cambios en el sistema (cargas, desplazamientos, temperaturas, etc.).
- c) Incógnitas: variables del sistema que se quieren conocer después de haber aplicado las condiciones de contorno.

El dominio se puede dividir mediante puntos en un caso lineal o superficies en un caso tridimensional (Carnicero, 2003) (Fig. 16). Para un análisis con un enfoque bidimensional o planar, se utilizan líneas para dividir el dominio y se asume cero esfuerzo o cero deformación en las superficies laterales del modelo (Cuenca-Payá, 2001).

Como ya se mencionó, los elementos en los que se divide el dominio se definen por un número discreto de puntos o nodos que los conectan entre sí. Sobre estos se calculan las incógnitas fundamentales del problema denominándolos grados de libertad que determinan el estado y/o posición del nodo (Carnicero, 2003). Para llegar a la solución del problema, generalmente se utilizan formas matriciales debido a la facilidad con que se manejan en las computadoras y una vez definido el comportamiento de los elementos a través de estas, se forma un conjunto de ecuaciones algebraicas, lineales o no, que al resolverse proporcionan los valores de los grados de libertad (Carnicero, 2003).

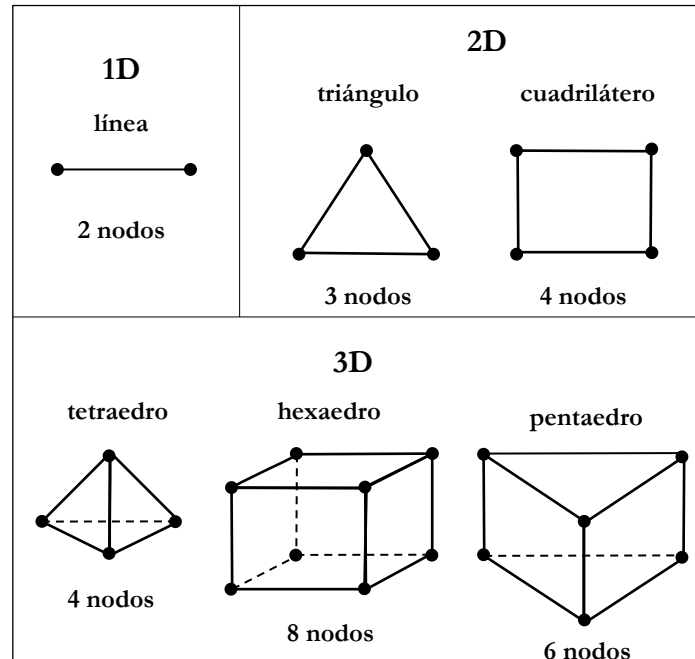


Figura 16.- Elementos básicos para 1D, 2D y 3D utilizados en el método de elementos finitos. Modificado de illustrations (s/f).

3.5.3 VENTAJAS DEL MÉTODO DE LOS ELEMENTOS FINITOS

Aunque el cálculo de la estabilidad mediante equilibrio límite se ha utilizado desde 1930, la modelización moderna a través de modelación numérica ha demostrado tener grandes ventajas sobre éste método.

Galera y Velasco en 2002 señalan que en los cálculos realizados con equilibrio límite se debe tener una superficie de ruptura previa (recta, poligonal, circular, etc.) lo que provoca que los programas calculen un elevado número de superficies para las que se deduce el factor de seguridad escogiéndose el de menor valor. Esto provoca una gran incertidumbre ya que no se puede probar que la superficie de rotura determinada sea realmente la de menor factor de seguridad. En cambio, la modelización numérica realiza un cálculo implícito de la rotura de cada elemento finito en función del estado de esfuerzos y resistencia. De ésta forma, durante el proceso de reducción de la resistencia, la superficie de rotura crítica se desencadenará por los elementos plastificados generados.

Por otro lado, los métodos de equilibrio límite no son adecuados para geometrías complejas, como la topografía real, y solo permiten un modelo plástico perfecto para el suelo o macizo rocoso (Galera y Velasco, 2002). Al contrario, la modelización numérica permite calcular modelos con una aproximación grande al terreno natural además de utilizar modelos constitutivos avanzados (Galera y Velasco, 2002).

Otra de las grandes ventajas de utilizar modelización numérica es la de incorporar elementos estructurales (construcciones, anclajes, etc.) que logran una simulación

bastante realista de su interacción con el terreno (Galera y Velasco, 2002). Con los métodos numéricos también existe la posibilidad de utilizar una red de flujo como cálculo hidromecánico completamente acoplado para establecer una distribución de poros más realista (Galera y Velasco, 2002).

Por último, la metodología empleada con los métodos de equilibrio límite para evaluar la estabilidad de taludes en caso de un sismo, consiste en introducir en el análisis un componente horizontal de la gravedad; mientras que los modelos numéricos analizan de forma completa el comportamiento del talud introduciendo una señal temporal (p. ej. aceleraciones, velocidades, fuerzas) en la base del modelo como condición de contorno (Galera y Velasco, 2002).

3.6 PLAXIS

El programa PLAXIS ha sido creado en la Universidad Técnica de Delft localizada en Holanda, a partir de una iniciativa del Departamento de Trabajos Públicos y Dirección del Agua del mismo país, en el año 1987. El objetivo inicial fue el desarrollo de un código de fácil uso basado en elementos finitos para el análisis de diques construidos sobre las capas de suelo blando que forman el subsuelo de Holanda. En los años siguientes el programa PLAXIS ha sido ampliado para cubrir la mayor parte de las áreas de la ingeniería geotécnica (López-Rayó, 2002).

Plaxis contiene un grupo de subprogramas que permiten el análisis del problema a tratar, estos son: Input (Entrada), Calculations (Cálculos) y Output (Resultados).

3.6.1 INPUT

El primero de ellos es el subprograma Input donde se introducen los insumos que se necesitan para la creación de un modelo como lo son: la elección del modelo constitutivo, la elección de los elementos finitos, la construcción de la geometría del modelo, la aplicación de cargas y condiciones de contorno, introducción de las propiedades de los materiales y la generación del mallado.

Elección del Modelo constitutivo (deformación plana o aximétrica)

Plaxis maneja dos tipos de modelos constitutivos: deformación plana o aximétrica. La selección de cualquiera de estas dos opciones resulta en un modelo de elemento finito de dos dimensiones con solo dos grados de libertad traslacionales por nodo (dirección X y Y).

El modelo de deformación plana (Fig. 17, izquierda) se utiliza para geometrías con una sección transversal más o menos uniforme, que permita suponer uniformidad en los estados de tensiones y de cargas a lo largo de una determinada longitud perpendicular a la sección transversal. Los desplazamientos y deformaciones en la dirección Z se asumen con valor cero, tomando en cuenta la tensión normal en la misma dirección. Con este tipo de modelo se pueden analizar problemas con componente sísmico. En este caso la

fuente de carga dinámica se aplica a lo largo del fondo del modelo resultando en ondas de cizalla que se propagan hacia arriba.

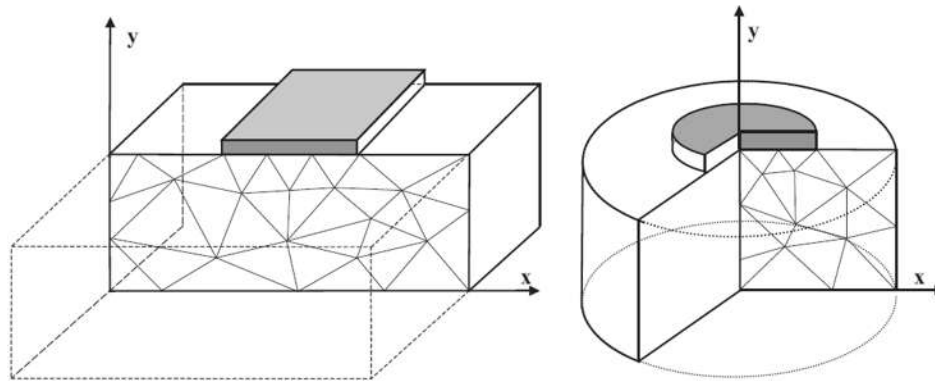


Figura 17.- Ejemplo de un problema de deformación plana (izquierda) y uno aximétrico (derecha).

Por otro lado, un modelo aximétrico (Fig. 17, derecha) se emplea en estructuras circulares de sección transversal con una aproximación radial uniforme y un esquema de carga alrededor del eje central que permita suponer estados de tensión y de deformación idénticos en cualquier dirección radial. En este tipo de problemas, la coordenada X representa el radio y el eje Y corresponde a la línea axial de la simetría. Con este modelo es posible analizar problemas con una única fuente de vibración. En este caso, el sistema aximétrico irradia las ondas de manera similar que en un sistema tridimensional.

Elección de los elementos finitos

El programa maneja elementos triangulares de 6 o 15 nodos. Los elementos de 15 nodos (Fig. 18 A y B) proporcionan una interpolación de cuarto orden para desplazamientos y la integración numérica involucra doce puntos de evaluación de tensiones (puntos de Gauss) lo que provee gran exactitud en los resultados de problemas geotécnicos complejos, por ejemplo, como en cálculos de colapso para suelos incompresibles. Sin embargo, su uso requiere de un gran consumo de memoria lo que provoca cálculos lentos y disminución en el rendimiento de las operaciones.

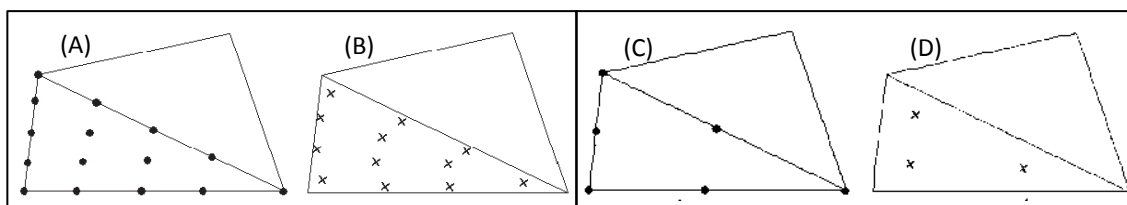


Figura 18.- A) Nodos del elemento triangular de 15 nodos y B) sus puntos de tensión. C) Nodos del elemento triangular de 6 nodos y B) sus puntos de tensión.

Los elementos de 6 nodos (Fig. 18 C y D) facilitan una interpolación de segundo orden para desplazamientos y entrega solo tres puntos de evaluación de tensiones. Este elemento también proporciona buenos resultados en análisis de deformación estándar siempre y cuando se considere un número apropiado de elementos. En casos donde se deba usar un modelo axiométrico se recomienda utilizar los elementos de 15 nodos, ya que en situaciones donde sea posible una falla, los elementos de 6 nodos sobrevaloran las cargas de falla o los factores de seguridad.

Construcción del modelo geométrico

Consiste en trazar la geometría del modelo de forma que sea una representación simplificada del problema a estudiar (Fig. 19). Ésta geometría consiste en puntos, líneas y agrupamientos. Una vez trazado el contorno de la geometría, pueden agregarse objetos estructurales o condiciones especiales como revestimientos de túneles, paredes, placas, capas de materiales, cargas e interacciones suelo-estructura. Debe tenerse en cuenta que en la geometría de modelo deben añadirse no solo la situación inicial del modelo, sino también las situaciones que ocurrirán en las distintas fases de cálculo.

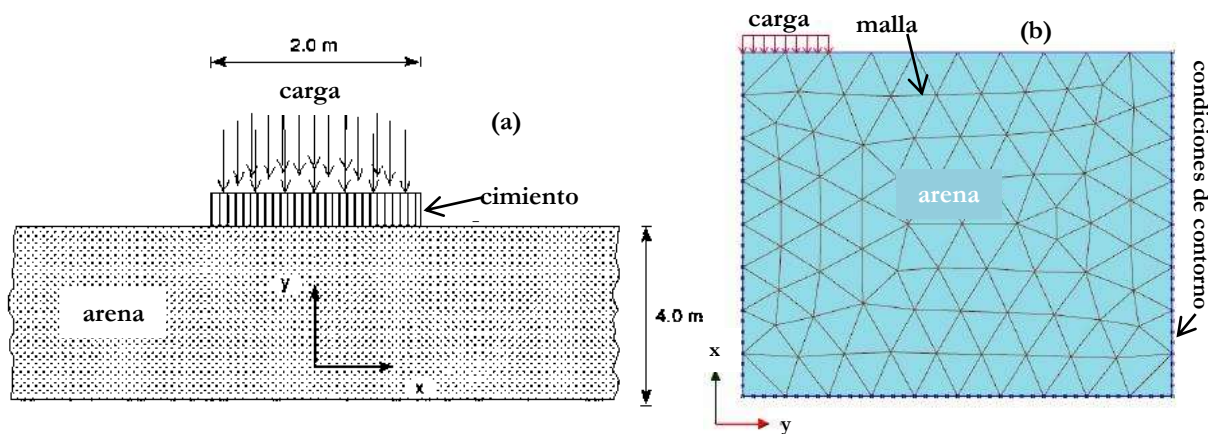


Figura 19.- Problema de un cimiento circular en una capa de arena (a) y su representación simplificada como modelo geométrico en Plaxis. Modificado del Manual de Tutoriales, Plaxis 2D, 2010.

Aplicación de cargas y condiciones de contorno

Trazada la geometría, se puede proseguir aplicando las condiciones de contorno y las cargas a través de las herramientas dedicadas a este fin. A continuación, se hace una breve descripción de las cargas y condiciones de contorno que se emplearon en éste trabajo.

- Fijaciones Estándar (Estándar Fixities). Se trata de condiciones de contorno generales que establece la regla de que los bordes del modelo geométrico tengan desplazamientos nulos ($U_x=U_y=0$).

- Condición de contorno estándar para sismos (Standard Earthquake Boundaries). Al seleccionar ésta opción Plaxis genera automáticamente límites absorbentes en el modelo geométrico. Estos se aplican en los bordes verticales izquierdo, derecho así como en el fondo del modelo. Todo con el fin de absorber el incremento de los esfuerzos que puedan verse reflejadas al interior del modelo.

Introducción de las propiedades de los materiales

En ésta etapa se asignan las propiedades de los materiales (suelo, anclajes, estructuras, etc.) que conforman el modelo geométrico. En Plaxis, las propiedades del suelo y las estructuras se almacenan en conjuntos de datos de materiales (suelo e interfaces, placas, geomallas y anclas). El aspecto más importante de ésta etapa es la elección del modelo del material que es el que hace referencia al modelo de rotura que mejor se adapte al comportamiento del material analizado cuando se somete a una carga.

En este trabajo, de los 8 tipos de modelos que maneja Plaxis se escogió el de Mohr-Coulomb por ser el que más se acerca al comportamiento esperado del material. A continuación se describen las fórmulas y parámetros básicos que utiliza PLAXIS para el desarrollo del cálculo de la deformación cuando se utiliza este modelo.

• Formulación del Modelo Mohr-Coulomb

Este modelo constitutivo es considerado como una aproximación de primer orden al comportamiento no lineal de suelo granular, suelto o fino, normalmente consolidado (Niето-Leal et al., 2009). Se define como un modelo elastoplástico perfecto (isotrópico) desarrollado de la conjunción de la ley de Hooke y la forma generalizada del criterio de falla Mohr-Coulomb. Tomando en cuenta esto, el modelo no representa un comportamiento elastoplástico progresivo (Fig. 20, izquierda) sino un modelo elástico y luego plástico perfecto (Fig. 20, derecha) (Niето-Leal et al., 2009).

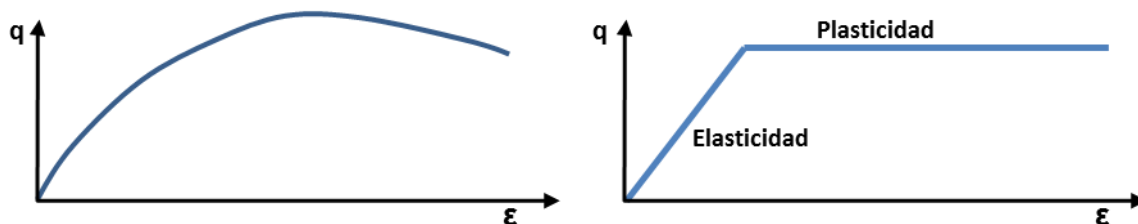


Figura 20.- Izquierda: Modelo Elasto-plástico progresivo. Derecha: Modelo elástico que pasa a plástico.

Por lo tanto, su formulación involucra dos elementos generales: la elasticidad perfecta y el desarrollo de deformaciones plásticas (Plaxis v. 2010 Material Models Manual). El comportamiento elastoplástico perfecto está formulado a partir de la relación

entre los dos tipos de deformaciones mediante la aplicación de la ley de Hooke en su fórmula clásica:

$$\dot{\varepsilon} = \dot{\varepsilon}^e + \dot{\varepsilon}^p \quad (\text{Eq. 6})$$

$$\sigma' = D^e \dot{\varepsilon}^e = D^e (\dot{\varepsilon}^e - \dot{\varepsilon}^p) \quad (\text{Eq. 7})$$

Donde D^e es la matriz de rigidez (elástica del material).

Para evaluar si la plasticidad ocurre o no en un análisis, se involucran un conjunto de funciones de fluencia f (yield functions) que definen el límite entre los comportamientos elástico y plástico del material. De ésta forma, solo cuando los estados de esfuerzos igualan o superan ésta frontera las deformaciones serán tanto elásticas como plásticas. El criterio de fluencia es una extensión de la ley de fricción de Coulomb para un estado general de esfuerzos, y se define a partir de las siguientes seis funciones formuladas en términos de esfuerzos principales (Plaxis v. 2010 Material Models Manual):

$$f_{ia} = \frac{1}{2}(\sigma'_j - \sigma'_k) + \frac{1}{2}(\sigma'_j - \sigma'_k) \sin \varphi - c \cos \varphi \leq 0 \quad (\text{Eq. 8})$$

$$f_{ib} = \frac{1}{2}(\sigma'_k - \sigma'_j) + \frac{1}{2}(\sigma'_k - \sigma'_j) \sin \varphi - c \cos \varphi \leq 0 \quad (\text{Eq. 9})$$

Para $i=1,2,3; j=2,3,1$ y $k=3,2,1$. Donde c es cohesión y φ ángulo de fricción.

Por otro lado, la teoría de plasticidad asociada a la relación básica de la ley de Hooke tiende a sobrestimar la dilatancia en el suelo. Por este motivo el modelo Mohr-Coulomb además de la función de fluencia incorpora una función de potencial plástico g con el siguiente conjunto de funciones:

$$g_{ia} = \frac{1}{2}(\sigma'_j - \sigma'_k) + \frac{1}{2}(\sigma'_j - \sigma'_k) \sin \psi \quad (\text{Eq. 10})$$

$$g_{ib} = \frac{1}{2}(\sigma'_k - \sigma'_j) + \frac{1}{2}(\sigma'_k - \sigma'_j) \sin \psi \quad (\text{Eq. 11})$$

Para $i=1,2,3; j=2,3,1$ y $k=3,2,1$. Donde ψ es el ángulo de dilatancia.

Hecha ésta consideración, las deformaciones plásticas se expresan como:

$$\dot{\varepsilon}^p = \lambda \frac{\partial g}{\partial \sigma'} \quad (\text{Eq. 12})$$

Donde λ es el multiplicador plástico y define el comportamiento del material siendo:

$$\text{Comportamiento puramente elástico } \lambda = 0 \text{ para } f < 0 \text{ o } \frac{\partial f}{\partial \sigma'} D^e \dot{\varepsilon} \leq 0 \quad (\text{Eq. 13})$$

$$\text{Comportamiento puramente plástico } \lambda > 0 \text{ para } f = 0 \text{ o } \frac{\partial f}{\partial \sigma'} D^e \dot{\varepsilon} > 0 \quad (\text{Eq. 14})$$

De ésta forma las ecuaciones anteriores conforman la relación fundamental entre esfuerzos efectivos y deformaciones elastoplásticas en el modelo Mohr-Coulomb:

$$\sigma' = D^e - \frac{\alpha}{d} D^e \left(\frac{\partial g}{\partial \sigma'} \frac{\partial f^T}{\partial \sigma'} \right) \dot{\epsilon} \quad (\text{Eq. 15})$$

- **Parámetros básicos para el modelo Mohr-Coulomb**

En la tabla 11 se muestran los cinco parámetros que requiere este modelo.

Tabla 11.- Parámetros básicos para el modelo constitutivo Mohr- Coulomb

Parámetro	Descripción	Unidades
E	Módulo de Young	kN/m ²
v	Coficiente de Poisson	-
C	Cohesión	kN/m ²
φ	Ángulo de fricción	°

La obtención de cada uno de estos parámetros para este trabajo se explica en el capítulo de materiales y métodos.

Generación del mallado

Cuando la geometría de modelo se encuentra completamente definida y las propiedades de los materiales se han asignado a todos los conjuntos y objetos estructurales, la geometría se divide en elementos finitos para realizar los cálculos. Ésta composición de elementos finitos se llama malla. La generación de la malla se basa en un procedimiento de triangulación robusto que resulta en mallas sin estructura (Fig. 21A). Éstas mallas, aunque luzcan desordenadas, permiten un análisis numérico mucho mejor que en mallas regulares (estructuradas) (Fig. 21A).

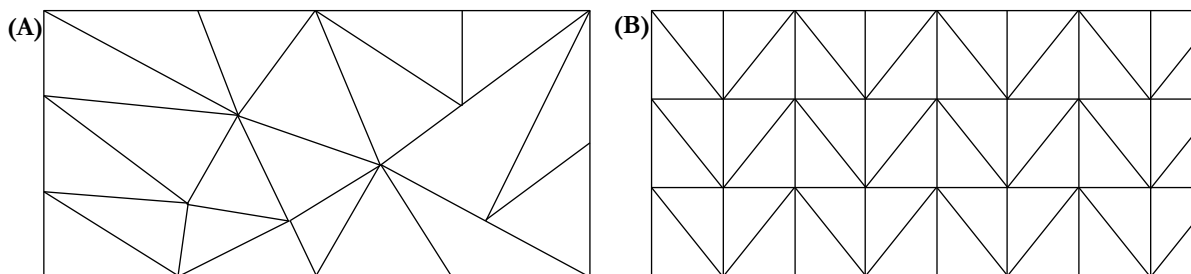


Figura 21.- Ejemplo de malla sin estructura (A) y con estructura (B).

3.6.2 CALCULATIONS Y OUTPUT

Después de la generación del modelo de elementos finitos, los cálculos necesarios pueden hacerse a través del subprograma "Calculations" donde es posible proseguir con la entrada de las etapas de construcción y tipos de cálculo que se deseen hacer (Fig. 22).

El primer tipo de análisis a escoger permitirá la determinación de las condiciones de tensión y presión de poro inicial, necesario para el planteamiento del problema geotécnico. Para lograr esto, puede escogerse entre el procedimiento K0 (coeficiente de presión lateral) o el de carga gravitacional. Posteriormente pueden añadirse otros tipos de análisis que involucren deformaciones elástico-plásticas (cálculo plástico o cálculo plástico drenado), análisis de consolidación del suelo, cálculo de factor de seguridad a través de la reducción de los parámetros resistentes, análisis dinámicos (que consideren ondas de tensión y vibraciones del suelo), y análisis de flujo subterráneo.

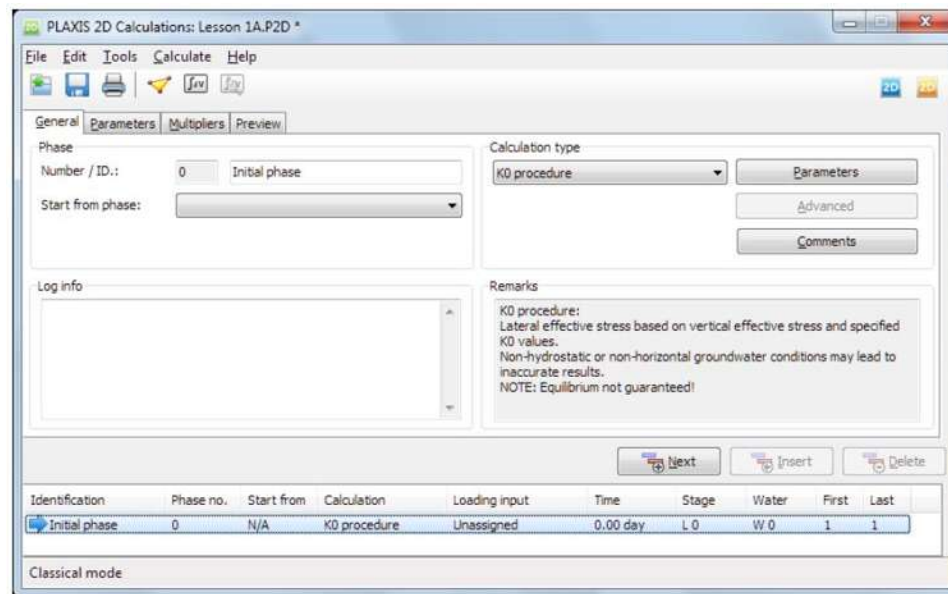


Figura 22.- Apartado general del subprograma *Calculations*. Manual de Tutoriales, Plaxis 2D, 2010.

Una vez escogido el tipo de análisis, es posible activar o desactivar las cargas, estructuras o etapas de construcción, introducidas previamente en el subprograma *Input*. Cuando se está satisfecho con los cálculos que se han implementado se inicia el proceso de análisis.

PLAXIS resuelve los problemas a través de pasos de cálculo; debido a que si en un análisis de elemento finito existe plasticidad en el suelo, las ecuaciones se vuelven no lineales. Durante cada paso de cálculo, los errores de equilibrio en la solución se reducen sucesivamente usando una serie de iteraciones hasta que son más pequeños que el máximo permitido.

Cabe mencionar que PLAXIS maneja dos tipos de errores que deben ser inferiores al máximo permitido: el global y el local. El parámetro de comprobación global que utiliza PLAXIS se relaciona con la suma de magnitudes de las fuerzas nodales no equilibradas. Estas se refieren a la diferencia entre las cargas extremas y las fuerzas que están en equilibrio con las tensiones actuales como se muestra en la siguiente expresión:

$$Error\ Global = \frac{\Sigma\|Fuerzas\ nodales\ no\ equilibradas\|}{\Sigma\|Cargas\ activas\|} \quad (Eq. 16)$$

Por su parte, los errores locales hacen referencia a las variaciones en los puntos de tensión individuales durante el proceso iterativo y se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$Error\ Local = \frac{\|\sigma^e - \sigma^c\|}{T_{max}} \quad (Eq. 17)$$

Donde el numerador es una norma de la diferencia entre el tensor de tensiones de equilibrio, σ^e , y el tensor de tensiones constitutivas, σ^c . Y T_{max} es el valor máximo de la tensión tangencial tal como se define según el criterio de rotura de Coulomb.

Cuando la etapa de cálculo finaliza, los resultados obtenidos pueden desplegarse a través del subprograma *Output*. Este subprograma ofrece diferentes menús con opciones para visualizar las deformaciones, tensiones, estructuras e interfaces. Además de generar gráficas de curvas de carga-desplazamiento, tiempo-desplazamiento, diagramas tensión-deformación y trayectorias de tensión o de deformación.

6.2.3 TRABAJOS PREVIOS

A continuación, se hace referencia a algunos trabajos que han estudiado problemas de estabilidad por deslizamientos a través del método de elementos finitos utilizando el programa Plaxis para sus análisis. Cabe mencionar que esta es una pequeña recopilación de trabajos hechos en otras partes del mundo, ya que hasta la fecha en que se redactó este trabajo no se encontraron antecedentes en el país que hicieran referencia al uso de éste programa para los objetivos planteados anteriormente.

En 2005 Turner y Sackett analizaron pruebas de campo para anclas de tierra instaladas en un deslizamiento activo en la autopista 85 a 7 millas al norte de Newcastle, Wyoming, EUA con el fin de obtener información sobre su comportamiento. El depósito del deslizamiento comprende una mezcla heterogénea de limo, limo arcilloso y arcilla además de bloques de arenisca y lutita pertenecientes a la formación Sundance.

Con el fin de obtener un diseño apropiado del anclaje y predecir los efectos de las fuerzas generadas por este en la estabilización del talud, se realizaron estudios a través equilibrio límite con el programa XSTABL y utilizando el método de elemento finito con el programa PLAXIS. Con el programa XSTABL realizaron un cálculo en el cual analizaron las variaciones que habría si cambiara la fuerza, orientación, número e inclinación de columnas y el espaciado entre anclas. Sin embargo, con el programa PLAXIS ellos observaron que puede hacerse una variación de parámetros con facilidad, lo que permite diseñar a través de una herramienta analítica y optimizar la configuración del sistema a estabilizar. También demostraron que los costos de los materiales empleados para el anclaje pueden ser significativamente reducidos ya que el programa permite

analizar el diseño de la estabilización para cada sección de terreno. Ellos concluyen que la combinación de pruebas de pre-diseño de carga y el análisis con elementos finitos, puede usarse para investigar el comportamiento de taludes con anclaje y así obtener parámetros de diseño más realistas que a través de los análisis con equilibrio límite.

Görög y Török en 2007 evaluaron terrenos en Budapest donde se tenía planeado hacer una urbanización con el fin de estudiar la estabilidad de la ladera y calcular el factor de seguridad. Estos terrenos, anteriormente canteras y minas de donde se extraía arcilla para la fabricación de ladrillo, y ahora han sido rellenados con desperdicios de las minas o con relleno mixto. Esto provocó que hoy día presenten problemas de inestabilidad; sin embargo, los autores señalan que aun antes del desarrollo de ésta industria, el talud en estado natural ya presentaba deslizamientos.

Con el fin de modelar el fallamiento del talud y su estabilidad, se utilizaron dos códigos geotécnicos: Geo4 (que utiliza cálculos convencionales para obtener superficies de deslizamientos circulares y poligonales a través de métodos por rebanadas) (Fig. 23A) y Plaxis (Fig. 23B).

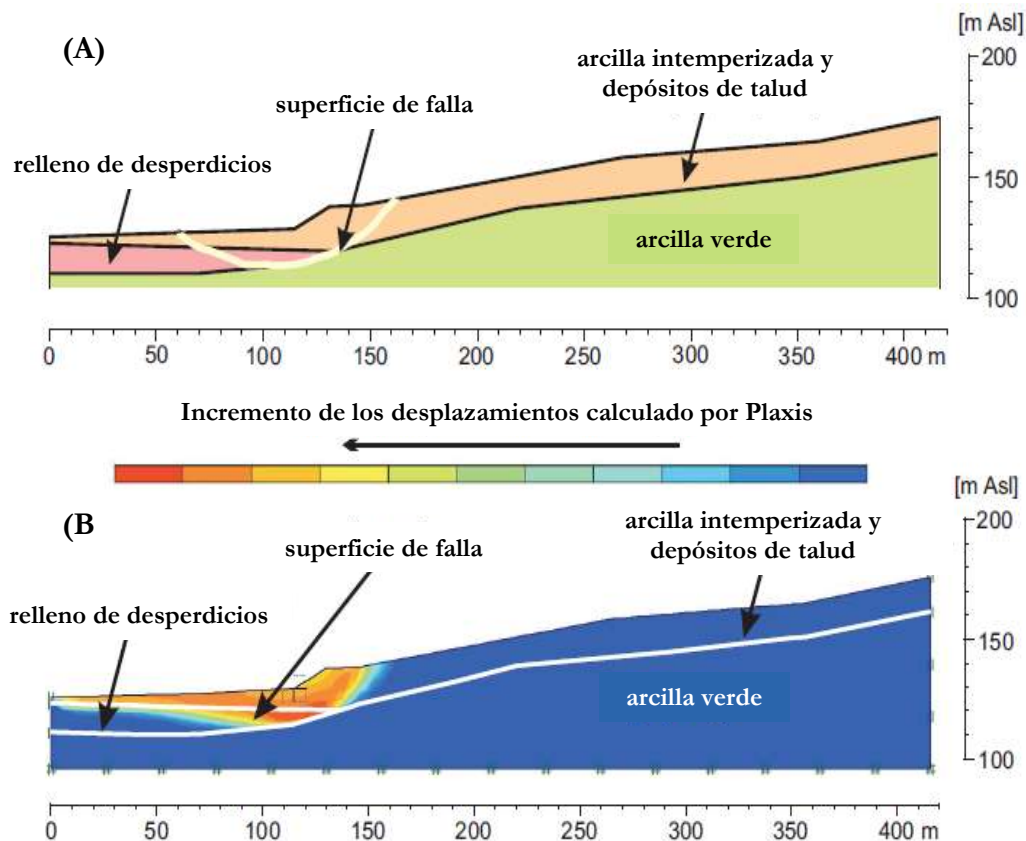


Figura 23.- A) Superficie de falla calculado con Geo4 (FS=1.7). B) Superficie de falla calculado con Geo4 (FS=1.6). Modificado de Görög y Török, 2007.

De acuerdo a los datos de campo y los resultados de la modelación que obtuvieron, establecieron que el mecanismo detonante de los deslizamientos fue una alta presión de poro debido a la infiltración de lluvia. Sobre los modelos computacionales, ellos concluyen que los resultados conseguidos fueron muy similares, aunque Plaxis proporcionó un factor de seguridad un poco más pesimista que el obtenido con Geo4, esto se debe a que los programas tienen distintas formas de aproximarse al resultado.

Kellezi y colaboradores en 2005 analizaron un deslizamiento y su relación con la fluctuación anual del nivel freático utilizando elemento finito a través del Plaxis. Ésta inestabilidad se encuentra ubicada en el río Vjosa en Albania y se desarrolló sobre areniscas y limolitas cubiertas por depósitos coluviales de 5 a 10 metros de espesor.

De sus estudios ellos observaron que la fluctuación en el nivel freático anual (de 1.5m de profundidad en verano y 2.5m en septiembre) provocaba que el deslizamiento presentara distintos mecanismos de falla. Encontraron que con un nivel freático bajo el mecanismo de falla se presentaba como rotacional (Fig. 24A), mientras que con un nivel freático alto éste reaccionaba más como deslizamientos sucesivos (Fig. 24B). El análisis que ellos realizaron dejó en claro que utilizar Plaxis facilitó la modelación de distintos escenarios (incremento y decremento del nivel freático, cambio en los parámetros resistentes del material, drenaje drenado y no drenado) para encontrar los mecanismos de falla.

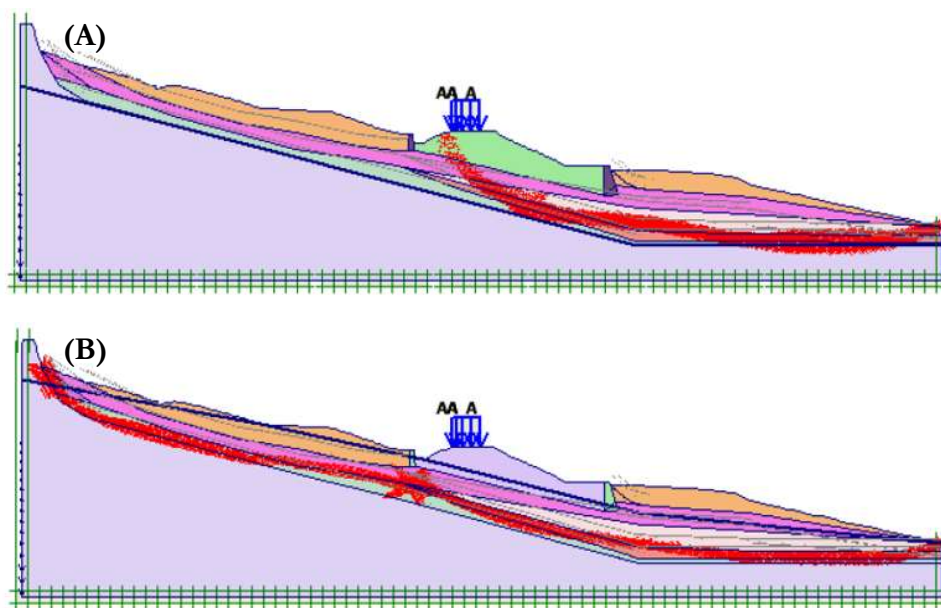


Figura 24.- Mecanismos de falla para nivel freático bajo (A) y alto (B). Modificado de Kellezi y colaboradores, 2005.

En 2008 Majidi y Choobasti examinaron la estabilidad del deslizamiento Hollar en Mazandaran, Irán; por medio de métodos económicos (modelación numérica) para tomar en cuenta el efecto del clima, la tectónica y la geología de la zona. Este deslizamiento ocurrió en enero de 2004 en un área con terreno escarpado conformado

por lutitas, suelo arcilloso y sujeto a intensas lluvias. Los autores definieron como las causas de ésta inestabilidad a las propiedades plásticas del suelo involucradas en la superficie de falla, infiltración de agua, erosión en el pie del deslizamiento e incremento del nivel freático.

Los autores concluyeron que la disminución del nivel freático volvía al deslizamiento estable, por lo que recomendaron utilizar métodos de drenaje para estabilizar la ladera (Fig. 25). Además, ellos recalcaron la relevancia de utilizar éste tipo de análisis para entender el verdadero comportamiento del suelo al momento de la ruptura.

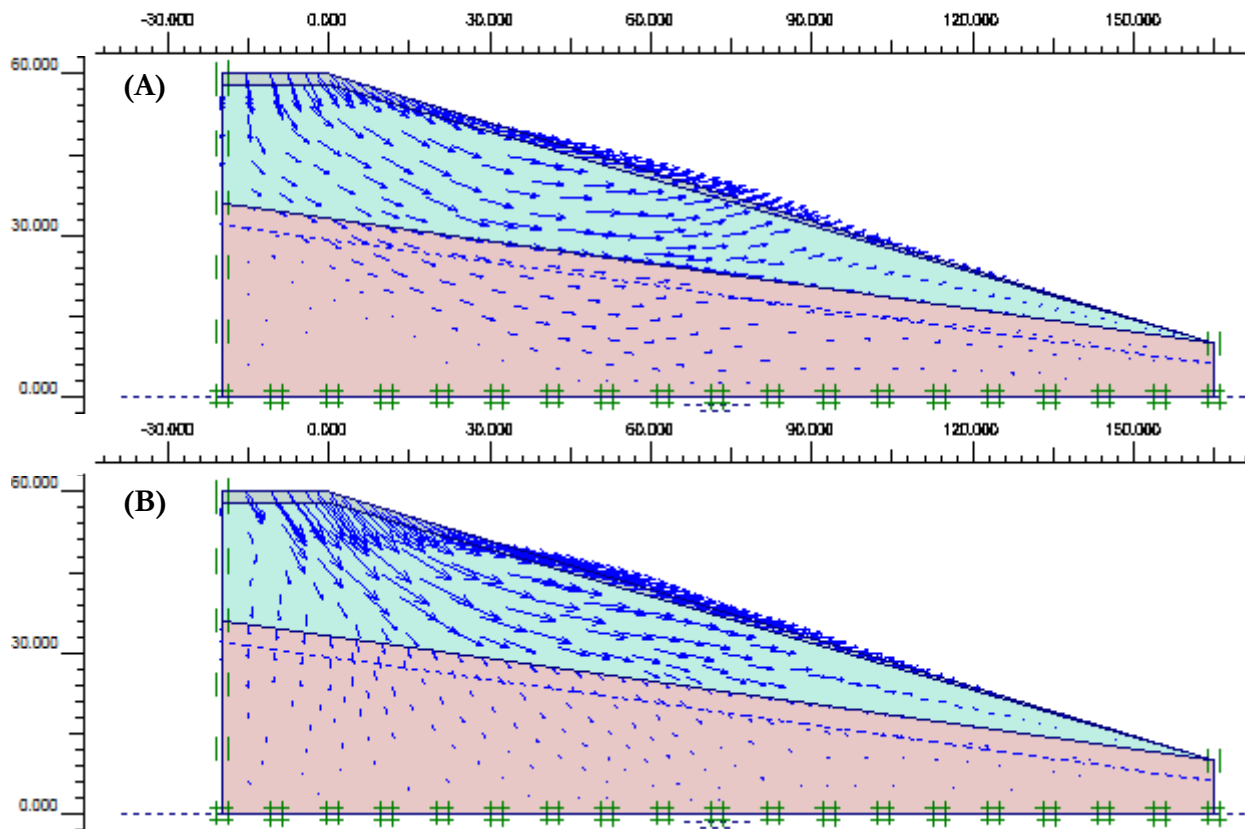


Figura 25.- A) Incremento total en los desplazamientos = 1.23 m para un nivel freático a 4m. b) Incremento total en los desplazamientos = 0.036m para un nivel freático a 8 m. Modificado de Majidi y Choobasti, 2008.

Capítulo IV.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se comenzó la búsqueda y recopilación bibliográfica, tanto impresa como en formato electrónico; que ayudara a una mejor comprensión del área de estudio y sustentara metodologías y análisis propuestos. Posteriormente se prosiguió con la etapa de trabajo de campo.

4.1 TRABAJO DE CAMPO

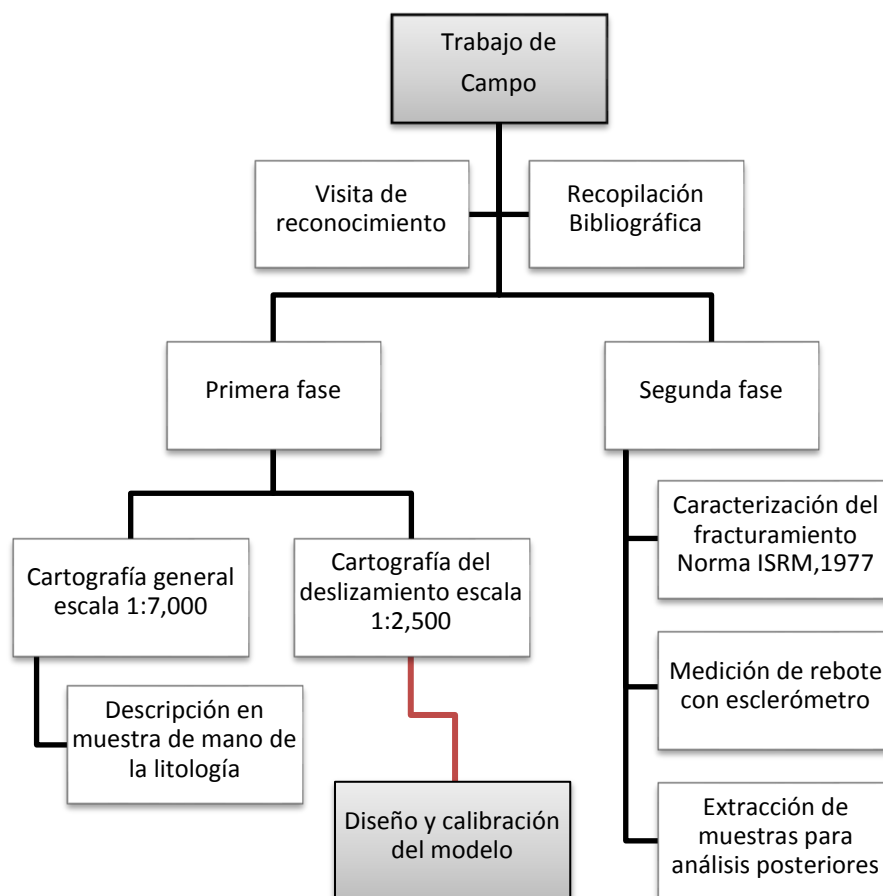


Figura 26.- Esquema de la metodología seguida para el trabajo de campo.

El trabajo de campo consistió en dos fases, la primera radicó en hacer la cartografía litológica a detalle del área de estudio con la finalidad de caracterizar la distribución y naturaleza de las unidades geológicas presentes (Fig. 26). Para ello, se realizó un recorrido parcial de la zona de estudio con el fin de reconocer las vías de acceso y distribución general de las unidades litológicas.

Posteriormente se decidió que debido al tamaño reducido de la zona de estudio, la cartografía de las unidades geológicas así como la del depósito del deslizamiento El Campestre, habría de realizarse con la menor escala posible ya que este conocimiento sería de suma importancia para el desarrollo y calibración del modelo en la última etapa. Con esto en mente se optó por realizar una cartografía general de la zona y una puntual referente al escarpe y cuerpo del deslizamiento.

Para lograr la cartografía general de la zona de estudio se contó con un mapa topográfico realizado con restitución fotogramétrica hecha por el geógrafo Ricardo Saavedra Ramírez con una escala de trabajo 1:7,000 y curvas de nivel a cada metro. Para la cartografía puntual se contó con un levantamiento topográfico hecho por el Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal en 2002 con estación total marca Leica modelo TC403L a una escala de trabajo 1:2,500 y que abarca el cuerpo del deslizamiento El Campestre así como la zona de su escarpe con curvas de nivel a cada medio metro. Con estos insumos se procedió a realizar la cartografía geológica de la zona procurando abarcar la totalidad del terreno y utilizando GPS para marcar los contactos y puntos de interés. Al mismo tiempo, se recolectaron varias muestras de mano de las distintas litologías encontradas para la descripción de la matriz rocosa. Debido al tiempo limitado y a los objetivos que se plantearon para este trabajo, se optó por hacer solo una descripción visual y no petrográfica.

Una vez terminada la cartografía y reconocidos los afloramientos más prometedores en cuanto a extensión del área expuesta, se prosiguió con la segunda fase del trabajo de campo que consistió en caracterizar las discontinuidades presentes en el macizo rocoso.

Para este fin, se utilizaron las recomendaciones de la ISRM para la descripción de los parámetros de las discontinuidades que publicó en 1977 y que se describió brevemente en el capítulo de marco teórico. Teniendo en cuenta ésta metodología se hicieron varias salidas a campo para lograr detectar y recolectar la mayor cantidad de información de las discontinuidades existentes en cada uno de los niveles litológicos encontrados. Para cumplir con la obtención de ciertos parámetros fueron necesarios un perfilómetro o peine de Barton para conseguir la rugosidad de las paredes de las discontinuidades, y un martillo de Schmidt marca Controls modelo 45-D0561 para calcular tanto la resistencia de las paredes de las discontinuidades como el de la roca en general a través de la metodología propuesta por la ISRM en 2008.

4.2 TRABAJO DE LABORATORIO

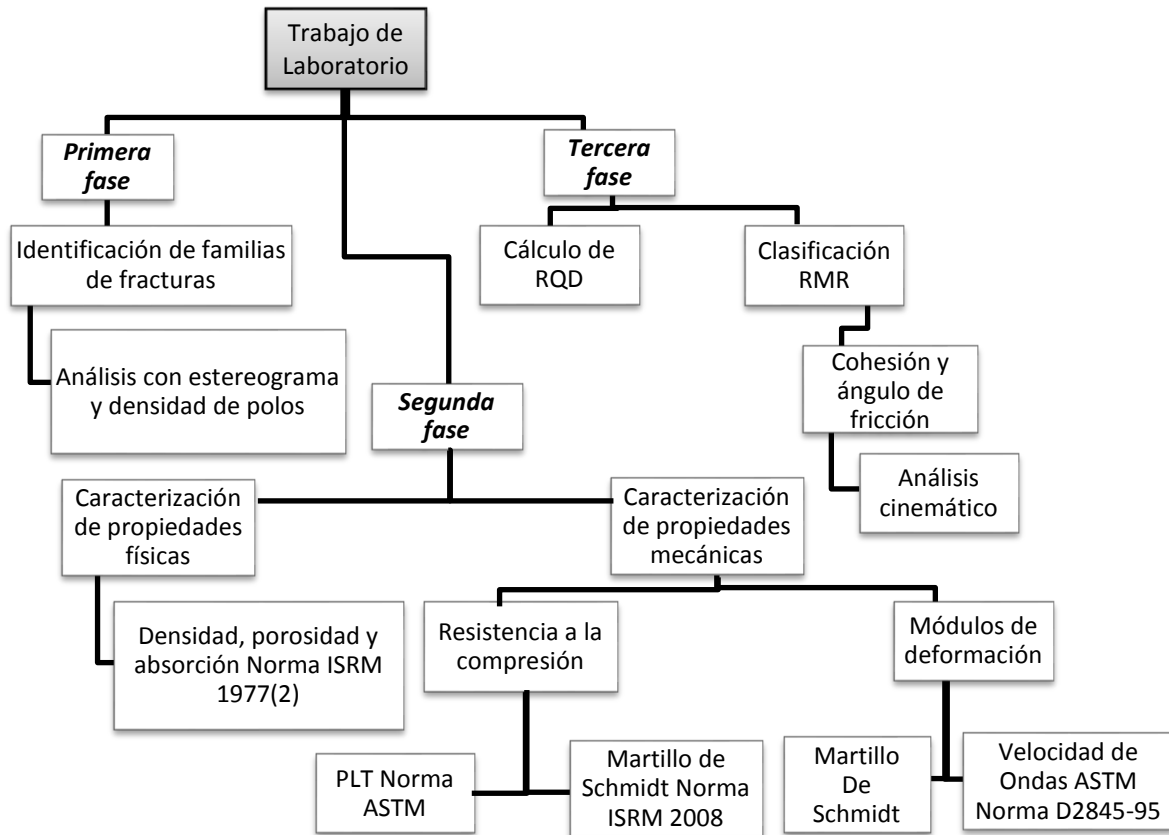


Figura 27.- Esquema de la metodología seguida para el trabajo de laboratorio.

4.2.1 PRIMERA FASE

Identificación de Familias de Fracturas

El trabajo de laboratorio se realizó en tres fases (Fig. 27). La primera consistió en procesar las mediciones hechas en campo para identificar las familias de fracturas y sus características a través de análisis con estereograma, y densidad de polos utilizando el programa de distribución libre StereoNett versión 2.46.

Para ello se utilizó la siguiente metodología (Fig.28). Una vez que se regresaba de campo, se vaciaba la información en el programa Excel versión 2010 para hacer la base de datos de cada unidad litológica. Con ésta base de datos se alimentó el programa StereoNett donde se analizaron las fracturas por estación de medición, consiguiendo agrupar familias de acuerdo a su orientación y ayudándonos de la densidad de polos. Una vez hecho esto se sacaron orientaciones promedio para facilitar el manejo de información. Después de realizar estos pasos por cada estación de medición se obtuvieron 123 familias promedio. Con ésta cantidad de datos se hizo evidente que era necesario reagrupar las familias promedio que tuvieran la misma dirección en distintos

niveles litológicos. De ésta manera se hizo una reasignación de familia obteniendo 26 familias de fracturas que afectan la ladera en estudio. Una vez identificadas las familias se prosiguió a verificar la relación entre las características del fracturamiento y la litología para averiguar si ésta última jugaba un papel importante en la manifestación de la inestabilidad en la ladera.

La segunda fase del trabajo de gabinete consistió en determinar las propiedades físicas y mecánicas del macizo rocoso que fueron utilizadas en la última etapa de éste trabajo. Para ello fue necesario extraer muestras suficientes de cada nivel litológico para utilizarlas posteriormente en cada uno de los ensayos.

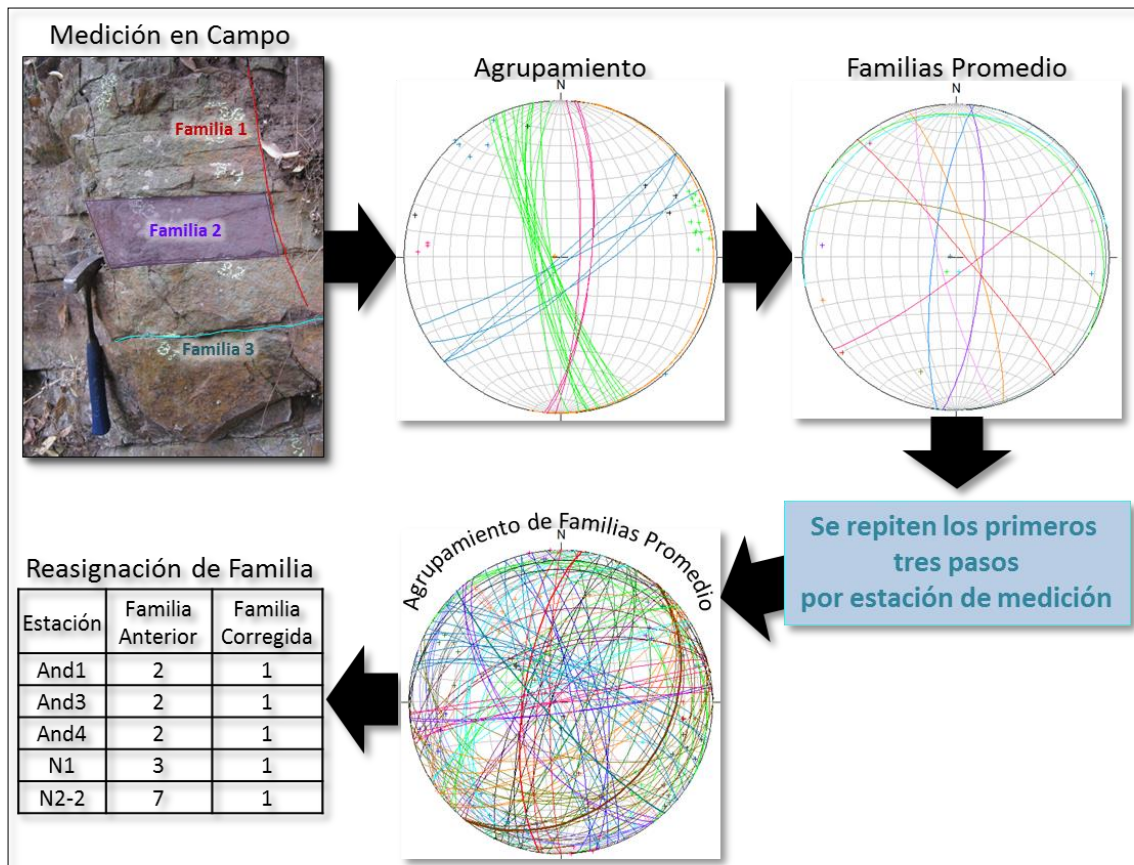


Figura 28.- Metodología empleada para la identificación de familias de fracturas.

4.2.2 SEGUNDA FASE

Caracterización de propiedades físicas

Con respecto a las propiedades físicas, para calcular la densidad, porosidad y absorción de cada uno de los niveles litológicos se utilizó la metodología recomendada por la ISRM en 1977 (2) descrita brevemente a continuación. Éste procedimiento sirve para establecer el peso específico en especímenes de roca de forma irregular y se aplica a aquellas que no presentan dilatación o desintegración apreciable al sumergirlas en agua

(ISRM, 1977(2)). Para resultados representativos, el número de muestras a ensayar deben de ser de al menos 10 fragmentos de geometría regular o irregular, con un peso mínimo de 50 gr cada uno y/o una dimensión de al menos 10 veces el tamaño de grano máximo (ISRM, 1977). Cumplidas éstas reglas, los especímenes se someten a una saturación en agua y a un pesaje posterior. Después, el espécimen se saca de la inmersión, se seca su superficie y se pesa para establecer su peso saturado y sumergido. Por último, se somete a un secado en un horno a 105° por un mínimo de 30 minutos y se pesa para obtener su peso seco.

Para llevar a cabo la prueba, fue necesario cortar las muestras obtenidas en campo con una dimensión de 7 cm de largo, 3.5 cm de altura y 1-2 cm de profundidad. Éstas probetas fueron procesadas en el Laboratorio de Edafología de la Facultad de Biología en la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, donde se contó con un horno de temperatura constante (105°±5°), balanza de precisión marca Sartorius (Fig. 29A) y vasos de precipitado para llevar a cabo la prueba.

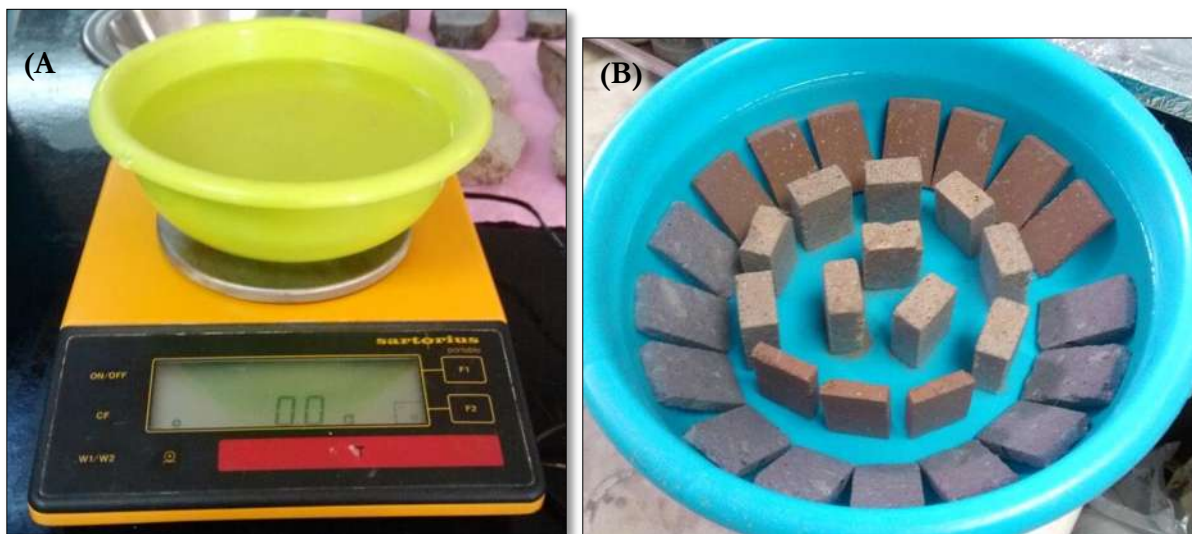


Figura 29.- A) Balanza de precisión empleada en el pesaje de muestras secas y saturadas. B) Muestras sumergidas en agua por 24 horas para lograr su saturación.

Una vez obtenidas la masa seca, saturada y sumergida de cada una de las 10 probetas por unidad litológica (Fig. 29B) se utilizaron las siguientes fórmulas para obtener las propiedades físicas:

$$\text{Volumen de Poros Abiertos} = \frac{\text{Masa saturada} - \text{Masa seca}}{\text{Densidad del agua}} \quad (\text{Ec. 18})$$

$$\text{Volumen Aparente} = \frac{\text{Masa saturada} - \text{Masa sumergida}}{\text{Densidad del agua}} \quad (\text{Ec. 19})$$

$$\text{Densidad Aparente} = \frac{\text{Masa seca}}{\text{Volumen aparente}} \quad (\text{Ec. 20})$$

$$\text{Porosidad Abierta} = \frac{\text{Volumen de poros abiertos}}{\text{Volumen aparente}} \times 100 \quad (\text{Ec. 21})$$

$$\text{Absorción} = \frac{\text{Masa saturada} - \text{Masa seca}}{\text{Masa seca}} \times 100 \quad (\text{Ec. 22})$$

Caracterización de propiedades mecánicas

Las propiedades mecánicas que se calcularon fueron la resistencia a la compresión simple, los módulos de deformación y los parámetros resistentes (cohesión y ángulo de fricción). Como ya se mencionó, la resistencia a compresión simple puede obtenerse utilizando el martillo de Schmidt y haciendo la prueba de Carga Puntual utilizando las metodologías propuestas por la ISRM (Aydin, 2008) y la ASTM en 1995 para cada método respectivamente.

Para fines de este trabajo se utilizó el martillo de Schmidt debido a la facilidad de obtención de datos en campo (Fig. 30A) y cuando fue necesario, debido a la calidad de la roca, se empleó la prueba de carga puntual. Como ya se mencionó, mientras se hizo la medición de fracturas también se llevó a cabo el registro del rebote en los materiales rocosos con el esclerómetro.



Figura 30.- A) Utilización del martillo de Schmidt en campo. B) Prueba de carga Puntual en las unidades seleccionadas.

A continuación se describe brevemente los pasos a seguir para la utilización del martillo de Schmidt:

- Se aplica el martillo en 20 posiciones separadas al menos el diámetro de la punta del martillo. La metodología empleada para la determinación de la resistencia a compresión por medio de ésta herramienta requiere de una corrección a la medición del rebote con respecto a la posición del esclerómetro y la cara de la roca. Para lograr ésta corrección se emplearon los valores propuestos en el manual de usuario proporcionado junto con el martillo (Tabla 12).
- Se eliminan las 2 medidas más bajas y altas y se calcula la media de las restantes.
- Por último se utiliza la gráfica del manual de usuario del esclerómetro para obtener la estimación de la resistencia a compresión de la roca en MPa (Anexo I).

Tabla 12.- Corrección del valor de rebote con respecto a su posición. Tomado del manual de instrucciones del martillo de clasificación de rocas 45-D0561, 2007.

Rebote	Hacia abajo		Hacia arriba		Horizontal
	$z=-90^\circ$	$z=-45^\circ$	$z=+90^\circ$	$z=+45^\circ$	$z=0^\circ$
10	0	-0.8	-	-	-3.2
20	0	-0.9	-8.8	-6.9	-3.4
30	0	-0.8	-7.8	-6.2	-3.1
40	0	-0.7	-6.6	-5.3	-2.7
50	0	-0.6	-5.3	-4.3	-2.2
60	0	-0.4	-4	-3.3	-1.7

De manera general, el ensayo de carga puntual consiste en someter un espécimen de roca a una carga concentrada que se incrementa con un gato hidráulico y se transmite a través de placas cónicas hasta que el material falla. Una vez alcanzada la ruptura, se hace una serie de correcciones al valor obtenido de acuerdo a la forma del espécimen y se calcula la resistencia a la compresión simple (ASTM, 1995). Sin embargo, llevar a cabo la prueba de carga puntual requiere de una cantidad considerable de muestras para llegar a obtener las mediciones validas que requiere la norma. Por ésta razón y debido a la dificultad de obtener muestras suficientes en las unidades más resistentes, se optó por realizar la prueba en aquellas unidades donde tomar la medición del rebote fuera imposible o en las que la extracción de material fuera factible. El aparato que se utilizó en la prueba por Carga Puntual es marca Controls modelo D550 (Fig. 30B) y se siguió la metodología propuesta para muestras irregulares. De ésta manera fue posible llevar a cabo una comparación de los resultados obtenido con ambos métodos.

La deformabilidad de un macizo rocoso está en función de la relación entre los esfuerzos aplicados y las deformaciones producidas, quedando definida por sus módulos de deformación, que relacionan el esfuerzo con la deformación correspondiente (González- Vallejo, 2002) y pueden evaluarse de forma directa o indirecta.

Dada la falta de equipo para emplear otro método, se decidió calcular los módulos de deformación a través de métodos indirectos. Para ello se realizó un análisis de velocidad de ondas ultrasónicas llevado a cabo en las instalaciones el Instituto de Investigaciones Metalúrgicas con el apoyo y supervisión del Dr. Guillermo Carreón Garcidueñas. Este análisis se basó en la técnica de pulso-eco donde un transductor hace las veces de emisor y receptor de las ondas que atraviesan el material.

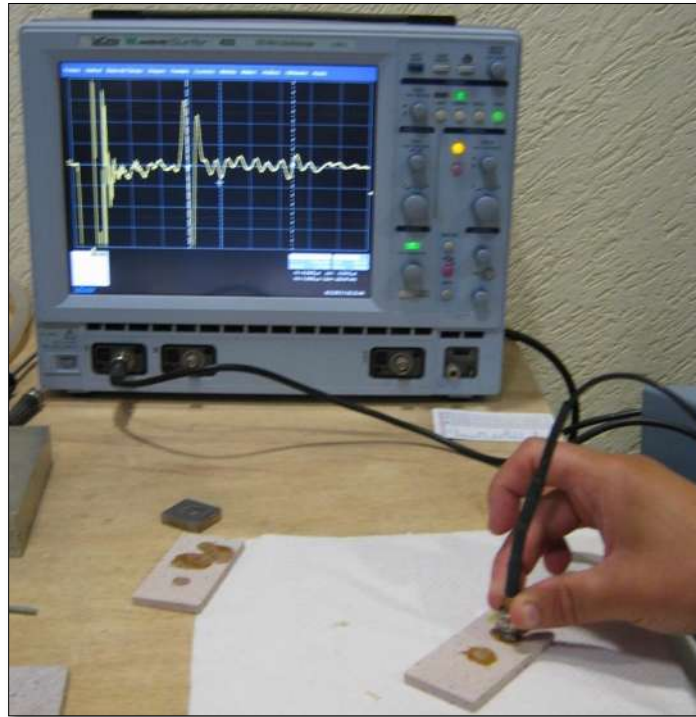


Figura 31.- Prueba pulso-eco. Aparato receptor marca Panametrics Modelo 5072 PR y transductor de 2.25 MHz y 0.25 pulgadas de diámetro.

El aparato receptor fue marca Panametrics Modelo 5072 PR y el transductor empleado fue de 2.25 MHz y 0.25 pulgadas de diámetro (Fig. 31). El acoplante que mejor trabajó para nuestros materiales fue la miel y se realizaron dos probetas por unidad litológica. Sin embargo, debido a la naturaleza y textura de los materiales solo fue posible realizar la prueba en 4 de los 6 niveles, ya que el transductor con el que se contó no fue de una frecuencia lo suficientemente alta para penetrarlos. Primero se midió el espesor de las probetas con un vernier digital para mayor precisión, y después se registró el tiempo de llegada de la onda al transductor. Con estos datos fue posible calcular la velocidad de las ondas longitudinales a través de la siguiente expresión:

$$V = \frac{2E}{T} \quad (\text{Ec. 23})$$

Donde V es la velocidad, $2E$ es dos veces el espesor debido a que en la técnica pulso-eco la onda viaja de ida y vuelta a un solo transductor, y T el tiempo que tardó la onda en atravesar esa distancia.

Cabe mencionar que el transductor que se usó solo registra ondas longitudinales por lo que fue necesario utilizar una fórmula de correlación para calcular la velocidad de las ondas transversales. Para el cálculo de las ondas V_s (velocidad de ondas transversales) en la andesita se utilizó la ecuación llamada línea mágica que es empleada cuando estas rocas presentan velocidades V_p (velocidad de ondas de compresión) mayores a 4.11 Km/s (Brocher, 2005) (Ec. 24). Mientras que para las ignimbritas se utilizó una ecuación derivada de la regresión de Brocher para tobas miocénicas de la montaña Yucca en Nevada, Estados Unidos (Ec. 25).

$$V_s \left(\frac{km}{s} \right) = 2.88 + 0.52(V_p - 5.25) \quad (\text{Ec. 24})$$

$$V_s \left(\frac{km}{s} \right) = 0.7858 - 1.2344V_p + 0.7949V_p^2 - 0.1238V_p^3 + 0.0064V_p^4 \quad (\text{Ec. 25})$$

Una vez obtenidas las velocidades fue necesario utilizar las siguientes fórmulas propuestas por la ASTM en su norma D2845-95 para el cálculo del módulo de Young (E) y el coeficiente de Poisson (ν).

$$E(GPa) = [\rho V_s^2(3V_p^2 - 4V_s^2)]/(V_p^2 - V_s^2) \quad (\text{Ec. 26})$$

$$\nu = \rho(V_p^2 - V_s^2) \quad (\text{Ec. 27})$$

4.2.3 TERCERA FASE

Cálculo de RQD

Se realizó con la información del espaciado de las familias de fracturas ya identificadas en las fases anteriores para cada estación de medición, utilizando el índice de fracturas por unidad de volumen (J_v) y aplicando las siguientes expresiones.

$$RQD = 115 - 3.31J_v; \text{ para } J_v > 4.5 \quad (\text{Ec. 28})$$

$$RQD = 100; \text{ para } J_v \leq 4.5 \quad (\text{Ec. 29})$$

Clasificación RMR

La clasificación se llevó a cabo para cada estación de medición por unidad litológica, utilizando los valores de RQD calculados así como la resistencia a la compresión simple obtenida a través del martillo de Schmidt o la prueba por carga puntual.

En rocas anisótropas, la resistencia se encuentra en función, entre otros aspectos, de la cohesión y el ángulo de fricción interna, conocidos como parámetros resistentes, de

ahí la importancia de su cálculo. Por lo que se optó por obtenerlos a través de la correlación con el valor de RMR:

$$c = 5RMR \text{ (KPa)} \quad (\text{Ec. 30})$$

$$\phi = 5 + \frac{RMR}{2} \text{ (Grados)} \quad (\text{Ec. 31})$$

Como último paso antes de la modelación, se realizó un análisis de los movimientos cinemáticos posibles en la ladera debido a que es importante considerarlos en la evaluación global del macizo. Para ello se utilizaron las familias promedio y la orientación del talud local que se registró durante la medición de las fracturas. Los movimientos analizados fueron falla plana, falla en cuña y falla por volteo.

Las condiciones estructurales para que un deslizamiento o falla plana ocurra son las siguientes (Armas-Zagoya, 2004) (Fig. 32, arriba):

1. El rumbo de la discontinuidad (α_p) debe estar 20° dentro del rumbo de la cara del talud (α_f) en ambas direcciones ($\alpha_p = \alpha_f \pm 20^\circ$)
2. El echado de la discontinuidad (ψ_p) debe ser menor que el echado de la cara del talud (ψ_f) y buzarse hacia dicha cara ($\psi_p < \psi_f$)
3. El echado de la discontinuidad debe ser mayor que el ángulo de fricción (ϕ_p) de la superficie de deslizamiento ($\psi_p > \phi_p$).

Por su parte el deslizamiento o falla en cuña requiere que se cumplan las siguientes condiciones estructurales (Armas-Zagoya, 2004) (Fig. 32, en medio):

1. El rumbo de la línea de intersección (α_i) debe ser aproximadamente igual a la dirección del echado de la cara del talud ($\alpha_i = \pm \alpha_f$).
2. La inmersión de la línea de intersección (ψ_i) debe ser menor que el echado de la cara del talud ($\psi_i < \psi_f$).
3. La inmersión de la línea de intersección debe ser mayor que el ángulo de fricción de los planos de deslizamiento ($\phi < \psi_i$).

El deslizamiento o falla por volteo requiere de dos condiciones para que sea viable el movimiento (Armas-Zagoya, 2004) (Fig. 32, abajo):

1. El rumbo de la discontinuidad debe de ser entre 160° y 200° del rumbo del talud ($\alpha_p = \alpha_f \pm 180^\circ \pm 20^\circ$).
2. El polo de la discontinuidad a volcarse debe tener una inmersión menor que la diferencia entre la inclinación de la cara del talud y el ángulo de fricción ($90 - \psi_p \leq (\psi_f - \phi)$).

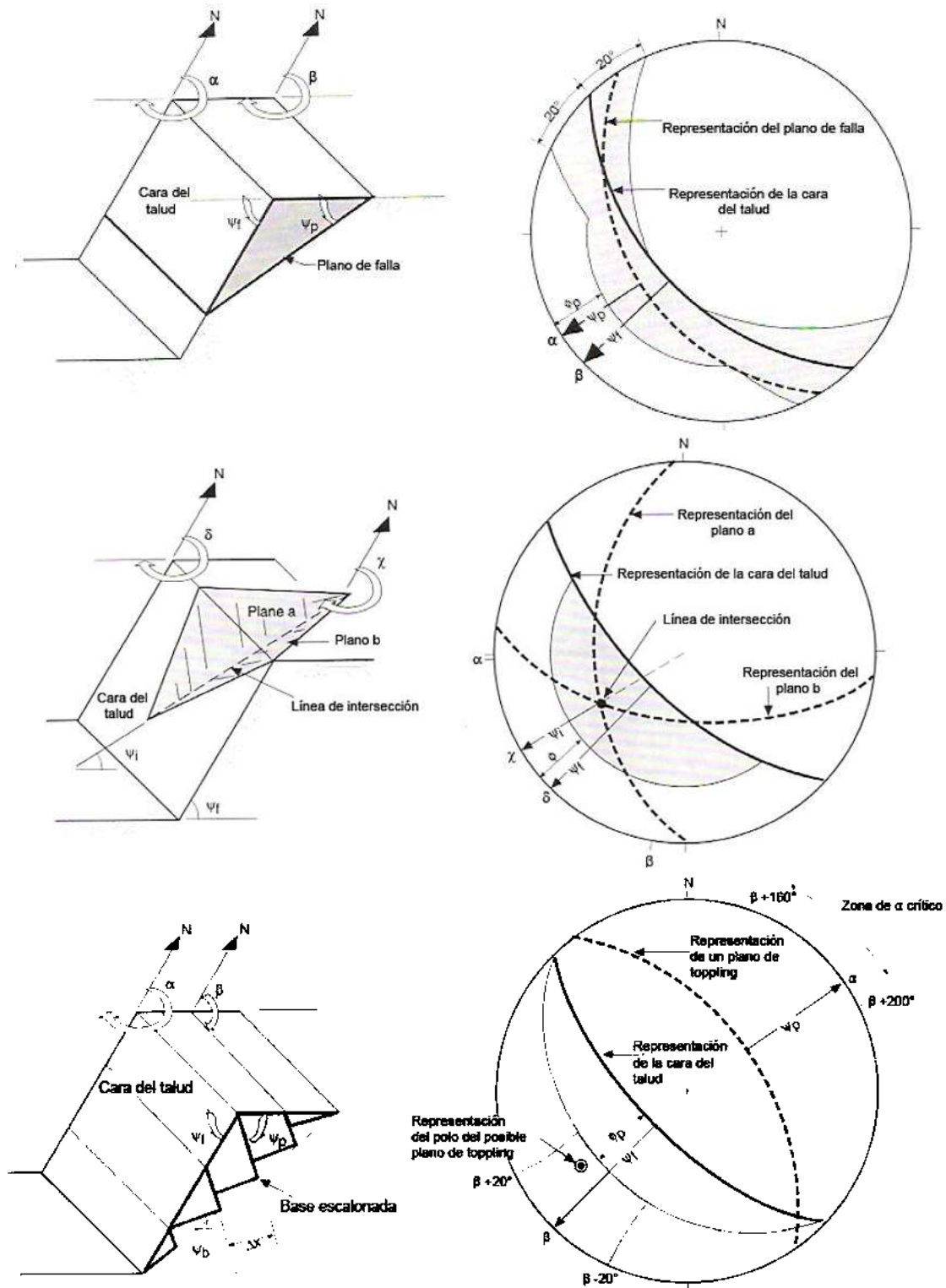


Figura 32.-Diagrama de las condiciones estructurales y representación estereográfica para que ocurra una falla plana (arriba), falla en cuña (en medio) y falla por volteo (abajo). Modificado de Lara, 2007.

4.3 MODELIZACIÓN

Una vez terminada ésta etapa se prosiguió con el análisis de la estabilidad de la ladera por métodos numéricos, utilizando el programa PLAXIS versión 2010. El procedimiento general que se utiliza cuando un talud falla durante un sismo, es el propuesto por Seed (1979) y Marcuson et al (1990) que involucra un análisis detallado de su comportamiento como a continuación se describe brevemente:

1. Se determina la sección transversal del talud de estudio.
2. Se determina la historia aceleración-tiempo anticipada para el suelo debajo del talud.
3. Se calculan las propiedades estáticas y dinámicas esfuerzo-deformación de los suelos naturales y de los rellenos.
4. Se estiman los esfuerzos estáticos iniciales en el talud antes del sismo. Esto puede requerir de un estudio de elementos finitos teniendo en cuenta la secuencia de construcción.
5. Se desarrolla un análisis dinámico de elementos finitos para calcular esfuerzos y deformaciones inducidos sobre el talud por la historia aceleración-tiempo del sismo.
6. Se estima la reducción de la resistencia al cortante y el aumento en presión de poro resultado del sismo. El análisis más sofisticado incluye el cálculo de la reducción de resistencia como una parte integral del análisis dinámico en el paso 5.
7. Se calcula la estabilidad del talud utilizando métodos convencionales de equilibrio límite con las resistencias reducidas obtenidas en el paso 6. Este puede requerir análisis utilizando tanto condiciones no drenadas como drenadas para determinar cuál de las resistencias es más crítica.

Capítulo V.

RESULTADOS

5.1 CARTOGRAFÍA GENERAL Y DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA

Dentro del área de estudio se encontraron en su mayoría unidades ignimbríticas que fueron separadas de acuerdo a los porcentajes visuales de sus componentes y por el color inalterado que presentaron. El flujo de escombros, la andesita y brecha andesítica y los depósitos cuaternarios fueron igualmente descritos de forma visual en campo y en muestra de mano.

De los recorridos realizados en campo se lograron cartografiar todas las unidades litológicas (Figs. 33 y 34). Encontrando que estas se disponen en capas subhorizontales y que en su mayoría presentan un espesor constante a lo largo de la ladera.

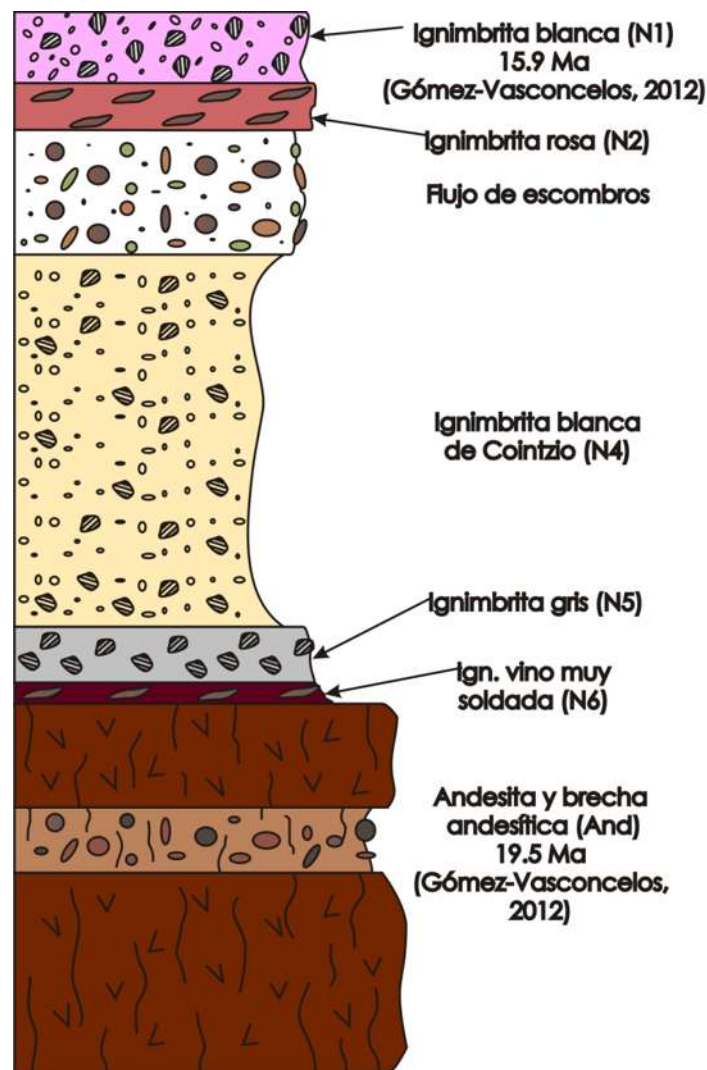


Figura 33.- Columna estratigráfica de la zona de estudio.

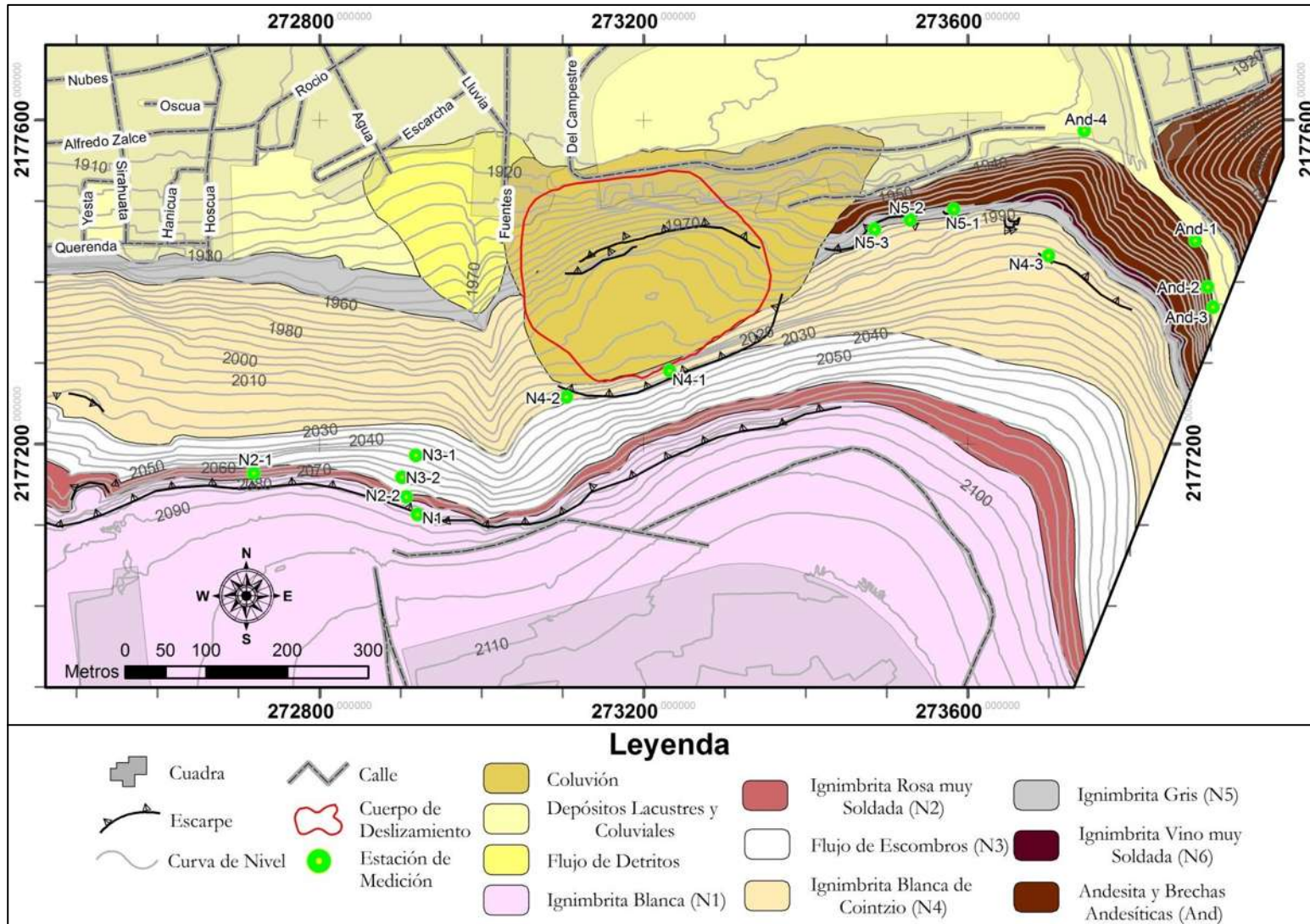


Figura 34.- Mapa litológico de la zona de estudio.

Con estos datos fue posible generar la columna estratigráfica del lugar (Fig. 39), donde puede apreciarse que a la base tenemos un nivel de alternancias de andesitas y brechas andesíticas altamente fracturadas, seguida de una secuencia ignimbrítica que se ve interrumpida hacia la cima por un flujo de escombros. Esta litología fue la misma descrita por Gómez-Vasconcelos (2012) por lo que se respetaron los nombres de las unidades propuestas. Todos los niveles se encuentran moderadamente alterados y con fuerte presencia de afectación por vegetación. Cubriendo estas unidades se encuentra un depósito de flujo de detritos, coluviones y depósitos lacustres con bajo grado de consolidación. A continuación se describen con mayor detalle, de la base a la cima, las unidades localizadas:

Andesita y Brecha Andesítica (And)

Aflorando hacia la parte más oriental del área, se encuentra una brecha andesítica bien cementada con colores de intemperismo beige a negro y una alta afectación por musgo y vegetación. La matriz está compuesta por partículas del tamaño de arenas medias de color beige y en ocasiones se observan pequeños fragmentos de pómez subredondeados de hasta 1 cm (Fig. 35A). Los clastos embebidos en la matriz son de composición andesítica con tamaños que van de unos cuantos milímetros a más de 40 cm (Fig. 35C). Presentan formas irregulares y subangulosas llegando a tener, en algunos casos, una textura vesicular (Fig. 35B).



Figura 35.- A) Detalle de la matriz de la brecha y los fragmentos de pómez encontrados. B) Detalle de la textura vesicular hallados en algunos fragmentos de andesita. C) Vista panorámica del aspecto de la brecha.

Por su parte, en muestra de mano la andesita presenta un color negro y una textura completamente afanítica, llegando a observarse ocasionalmente algunos cristales euhedrales de plagioclasa menores a 1 mm.

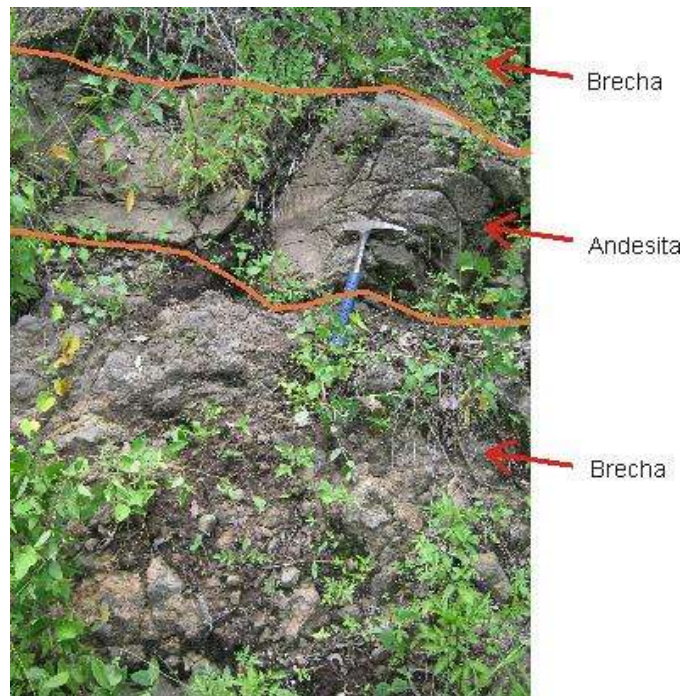


Figura 36.- Alternancia de brecha con paquetes de lava andesítica.

Dentro de éste mismo nivel es posible observar en algunos afloramientos una alternancia de niveles de brecha y andesita masiva (Fig. 36). En general esta unidad presenta una oxidación bastante fuerte llegándose a observar a simple vista. Con respecto al fracturamiento, los niveles de brecha parecen estar un poco menos afectados mientras que los niveles de andesita presentan un fracturamiento intenso. Esta unidad se correlaciona con las lavas andesítico-basálticas de 19.5 Ma reportadas por Gómez-Vasconcelos (2012) perteneciente a los productos volcánicos de la caldera de Atécuaro.

Ignimbrita vino muy soldada (N6)

Esta ignimbrita se encuentra sobreyaciendo a la andesita y brechas andesíticas. Presenta un aspecto masivo, un espesor de no más de 5 metros y se encuentra aflorando de igual manera en la parte oriental de la zona. Se caracteriza por estar completamente soldada y presentar un color característico rojo intenso. Tiene una gran cantidad de fiammes de pómez roja con tamaños mayores a medio centímetro (Fig. 37A). En menor medida, también tiene cristales de cuarzo y líticos oscuros menores a 2 milímetros. Cabe mencionar que esta unidad parece acuñarse antes de llegar al depósito de coluvión y no vuelve a parecer en la zona de estudio. Por ésta razón este nivel no fue tomado en cuenta para analizar sus propiedades mecánicas ni en el modelo con PLAXIS ya que no estuvo involucrado en la inestabilidad que generó el deslizamiento Campestre.

Ignimbrita gris (N5)

De aspecto masivo, presenta colores de intemperismo verde y naranja. Si bien en la parte central de la zona adquiere espesores importantes, en general se mantiene constante en unos 10 metros. Su color en muestra fresca es gris muy claro y sus principales constituyentes son lapilli de pómez alargadas en un 40%, cristales de cuarzo anhedral <2mm en un 15% y óxidos <1mm en un 10% (Fig. 37B).

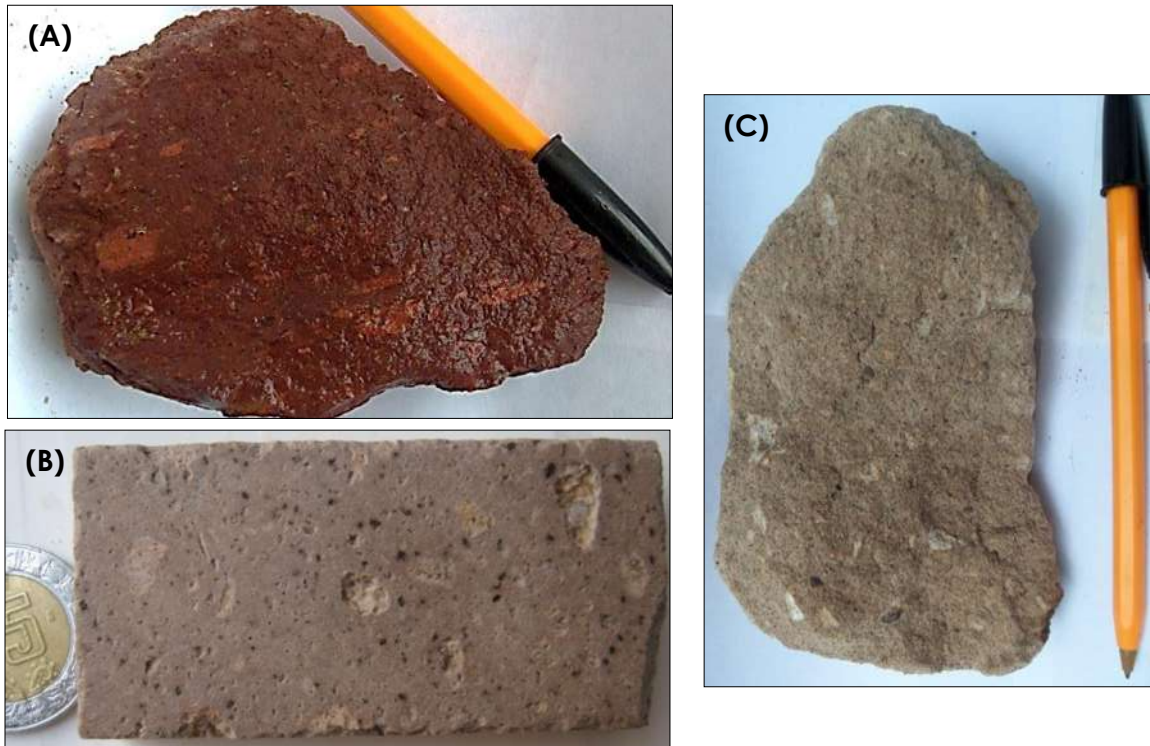


Figura 37.- A) Muestra de mano de la ignimbrita vino muy soldada (N6), en color ocre más claro se pueden observar los fiammes de hasta un centímetro. B) Muestra de la ignimbrita gris, en color crema claro se pueden observar la pómez. C) Muestra de mano de la ignimbrita blanca de Cointzio (N4), en color crema claro se puede observar la pómez.

Ignimbrita blanca de Cointzio (N4)

Sobreyaciendo a la ignimbrita gris se encuentra un nivel de ignimbrita masiva muy deleznable, color beige, que tiene un espesor aproximado de más de 50 metros a lo largo de todo el escarpe. La matriz tiene tamaño de arena fina y podría estar constituida por vidrio o pómez ocupando un 50% del total de la muestra (Fig. 37C). Los fragmentos principales son lapilli de pómez en un 30%, cuarzo menor a 1 mm en un 10% y líticos oscuros menores a 5 mm en un 5%. A pesar de ser un material poco consolidado llega a formar escarpes pronunciados hacia el oriente de la zona, sin embargo, de manera general, forma pendientes suaves de 10 a 30°.

Flujo de Escombros (N3)

Encima de la ignimbrita blanca de Cointzio se encuentra un flujo de escombros con un grado de consolidación bajo y llegando a alcanzar un espesor de hasta 30 metros (Fig. 38A).

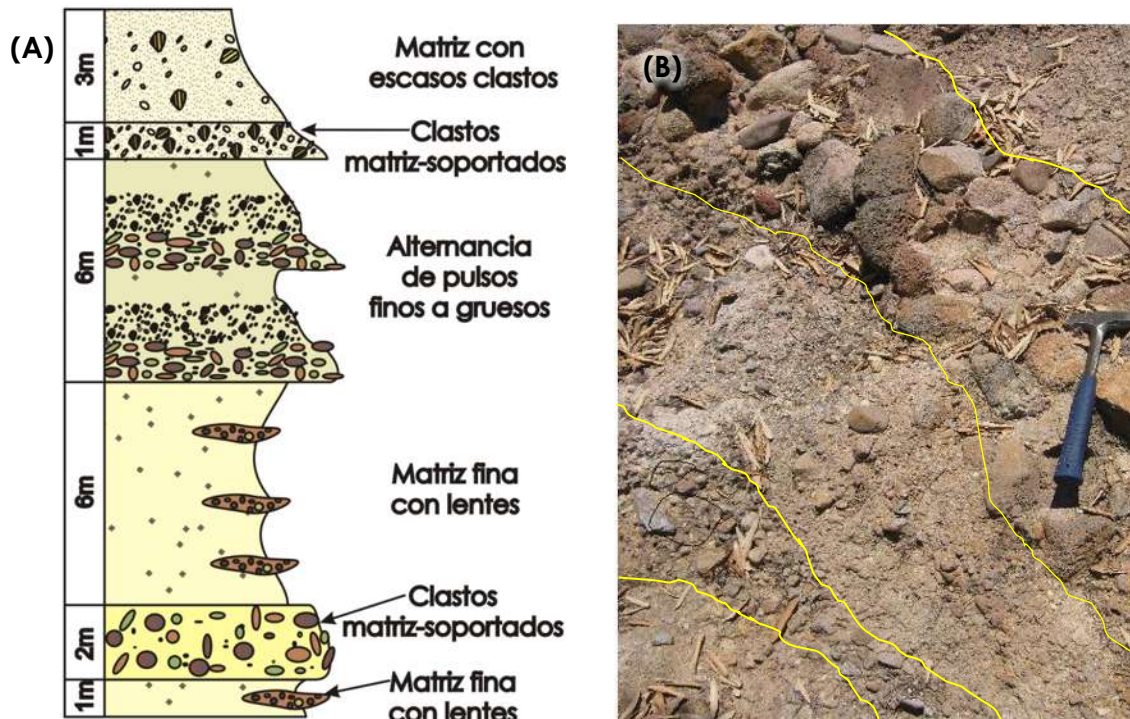


Figura 38.- A) Detalle de la columna estratigráfica de la Secuencia Conglomerática. B) Alternancia de pulsos finos y gruesos dentro de la secuencia conglomerática.

De la base a la cima se encontró un horizonte de matriz fina con lentes de clastos grano-soportados de aproximadamente 20 cm de ancho por 50 cm de largo. Sobreyaciendo este nivel hay un paquete de clastos matriz-soportados seguido de nuevo por un nivel de aproximadamente 6 metros de matriz fina con lentes de clastos grano-soportados. Encima de esta unidad hay una alternancia entre pulsos finos a gruesos donde los pulsos gruesos tienden a hacerse grano-soportados (Fig. 38B). Por último, coronando la secuencia se encuentra un horizonte de clastos matriz-soportados sobreyacida por otro nivel con menos porcentaje de clastos.

De forma general, la matriz presente en la secuencia es fina, del tamaño de arena (Fig. 39A). Mientras que los clastos, en su mayoría, tienen formas redondeadas a subredondeadas con mala clasificación. La composición de los clastos heterolitológica: 1) Fragmentos de basaltos vesiculares con tamaños menores a los 10 cm y en poca abundancia; 2) Clastos de andesita café-rojizo mayores de 20 cm, presentando textura afánítica siendo observables con lupa cristales de anfíbol de 2 mm y plagioclasa <1 mm; 3) Fragmentos bien redondeados de niveles ignimbríticos y 4) Vidrio volcánico verde y rojo en poca abundancia.

Ignimbrita rosa muy soldada (N2)

De aspecto masivo, ésta unidad tiene color de intemperismo verde y un color inalterado café rojizo. Se encuentra totalmente soldada y hacia el centro de la zona tiene un espesor de unos cuantos metros que se amplía a aproximadamente 15 metros hacia el oriente de la zona. Sus componentes principales son el cuarzo mayor a 4 mm en un 30%, líticos oscuros en un 10%, y escasa pómez. Cabe mencionar que el cuarzo y los líticos tienden a formar fiammes (Fig. 39B).

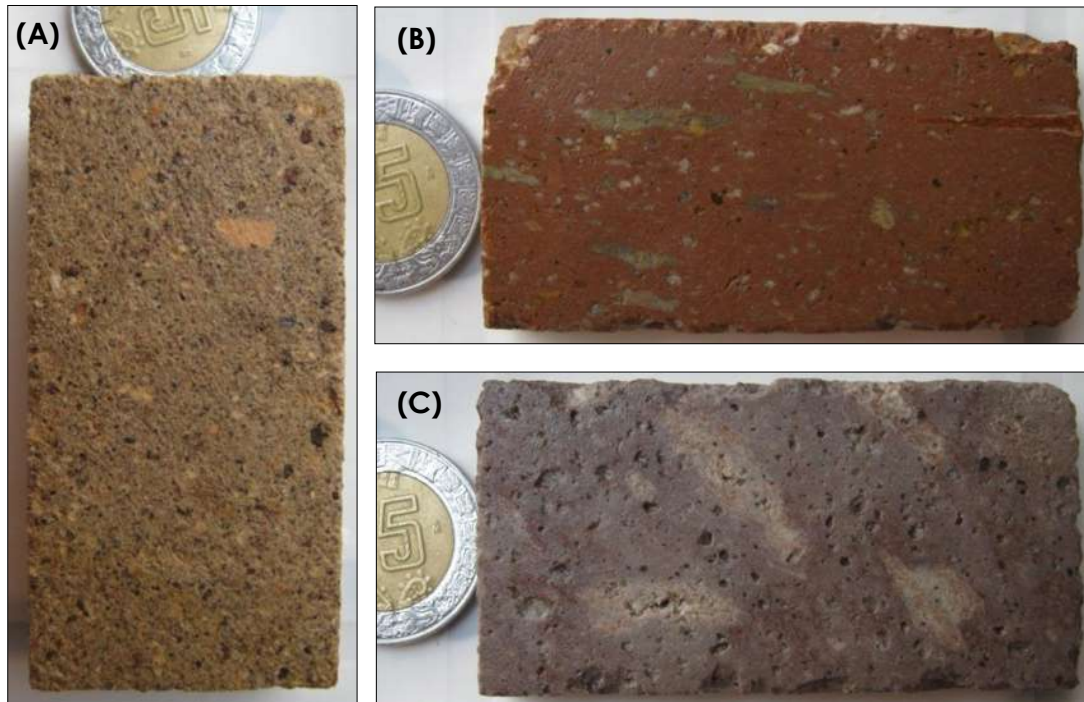


Figura 39.- A) Muestra de la matriz del flujo de escombros (N3). B) Muestra de la ignimbrita rosa muy soldada (N2), en color claro se observan los fiammes de cuarzo mientras que los líticos presentan color rojizo y negro. C) Muestra de la ignimbrita blanca (N1), en color claro se observan los fiammes de pómez.

Ignimbrita blanca (N1)

Sobreyaciendo a la ignimbrita rosa muy soldada, éste paquete ignimbrítico aflora en la parte alta de la loma de Santa María y presenta colores de intemperismo beige. En roca sana tiene un color grisáceo y está bien soldada. Sus componentes principales son cristales de cuarzo <4mm en un 60% y pómez en un 10%. Como característica principal se observa que el cuarzo y la pómez tienden a formar fiammes de hasta 2 cm de largo (Figura 39C).

Coluvión sobreyacente a los Depósitos Lacustres

Ésta unidad se halla presente en toda la parte norte del área y al ser reciente se encuentra sobreyaciendo a las ignimbritas y andesitas de esa zona. Clasificado como un depósito de ladera, tiene una matriz de color beige que se encuentra medianamente

cementada (Fig. 40A). Una de sus características es la de presentar pequeños orificios probablemente producto de la actividad biológica o falta de compactación (Figura 40B). También es posible observar clastos de las unidades que se encuentran en el escarpe con formas subredondeadas a subangulosas y presentan tamaños de unos cuantos milímetros hasta tamaño de bloques.

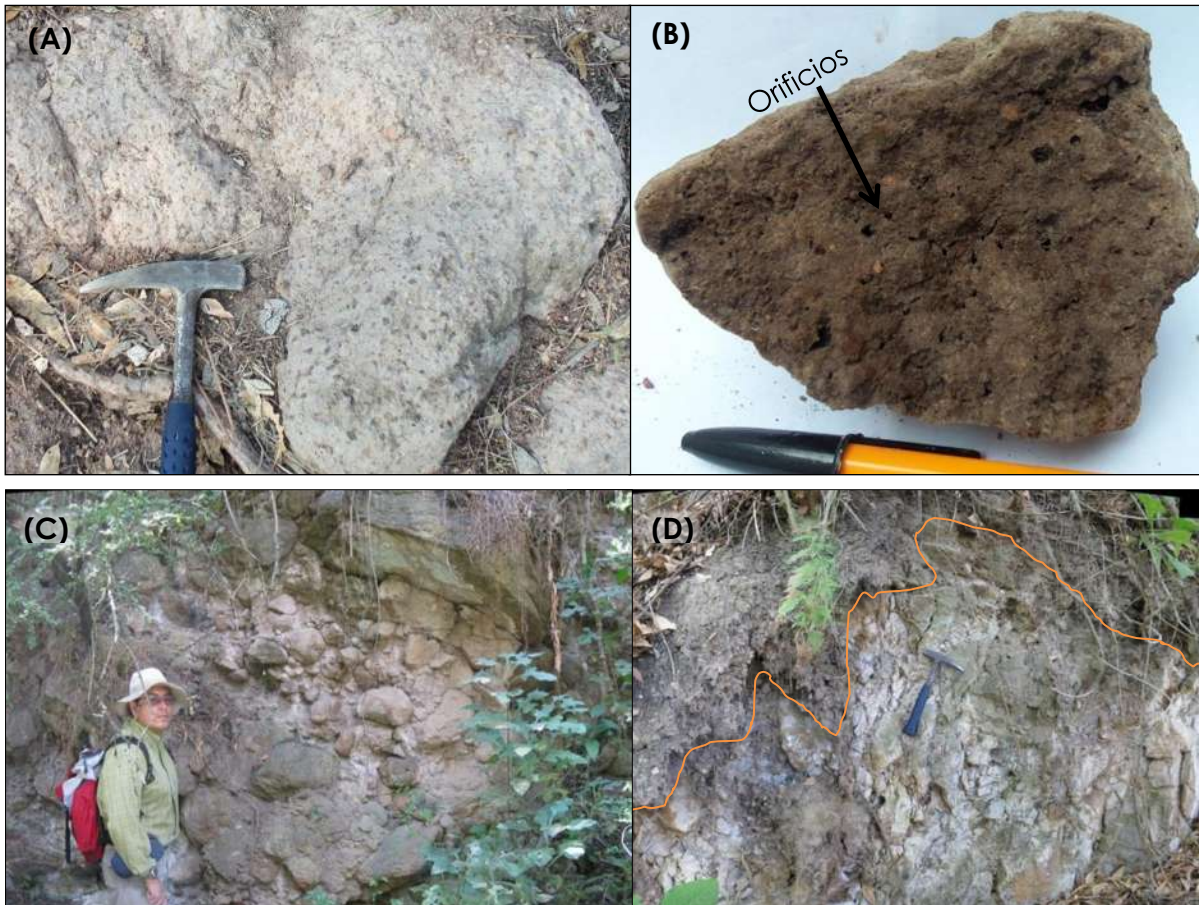


Figura 40.- A) Coluvión en afloramiento y B) muestra de mano respectivamente. C) Detalle del depósito del flujo de detritos, se observan los clastos de dimensiones considerables y de forma caótica. D) Encima de la línea naranja se observa el coluvión que cubre parte del nivel N4 en el cuerpo del deslizamiento.

Flujo de Detritos

Este flujo de detritos se localiza en la parte norte-centro de la zona a un lado del depósito del deslizamiento el Campestre, directamente en la salida de una cañada muy pronunciada. Presenta una forma característica en lengua y tiene un ancho de 190 m por 200 m de largo aproximadamente. El depósito es caótico con matriz y clastos de tamaños muy variados (Fig. 40C).

Coluvión sobreyacente al deslizamiento

Este depósito de ladera se encuentra cubriendo el depósito del deslizamiento el Campestre. Una de sus principales características es la presencia de obsidiana y cerámica

relacionada con la cultura de los Pirindas. En general tiene poco espesor, pero llega a medir unos cuantos metros hacia el flanco derecho del deslizamiento (Fig. 40D).

5.2 CARTOGRAFÍA DEL DEPÓSITO DEL DESLIZAMIENTO

Cuando se comenzó la cartografía de las unidades litológicas en la zona del depósito del deslizamiento, fue evidente que el coluvión se encontraba cubriendo casi en su totalidad la zona de interés. Sin embargo, hace algunos años se realizaron excavaciones en la parte superior del cuerpo del deslizamiento como parte de una iniciativa para hacer un fraccionamiento en ese lugar. Aunque la idea fue desechada, estos lugares sirvieron significativamente para cartografiar algunas de las unidades involucradas. De esta forma se observó que las unidades que afloraban en estos escarpes artificiales eran la ignimbrita rosa muy soldada, el flujo de escombros y la ignimbrita blanca de Cointzio, correspondiendo a la distribución vertical que se encontró en la ladera (Fig. 41).

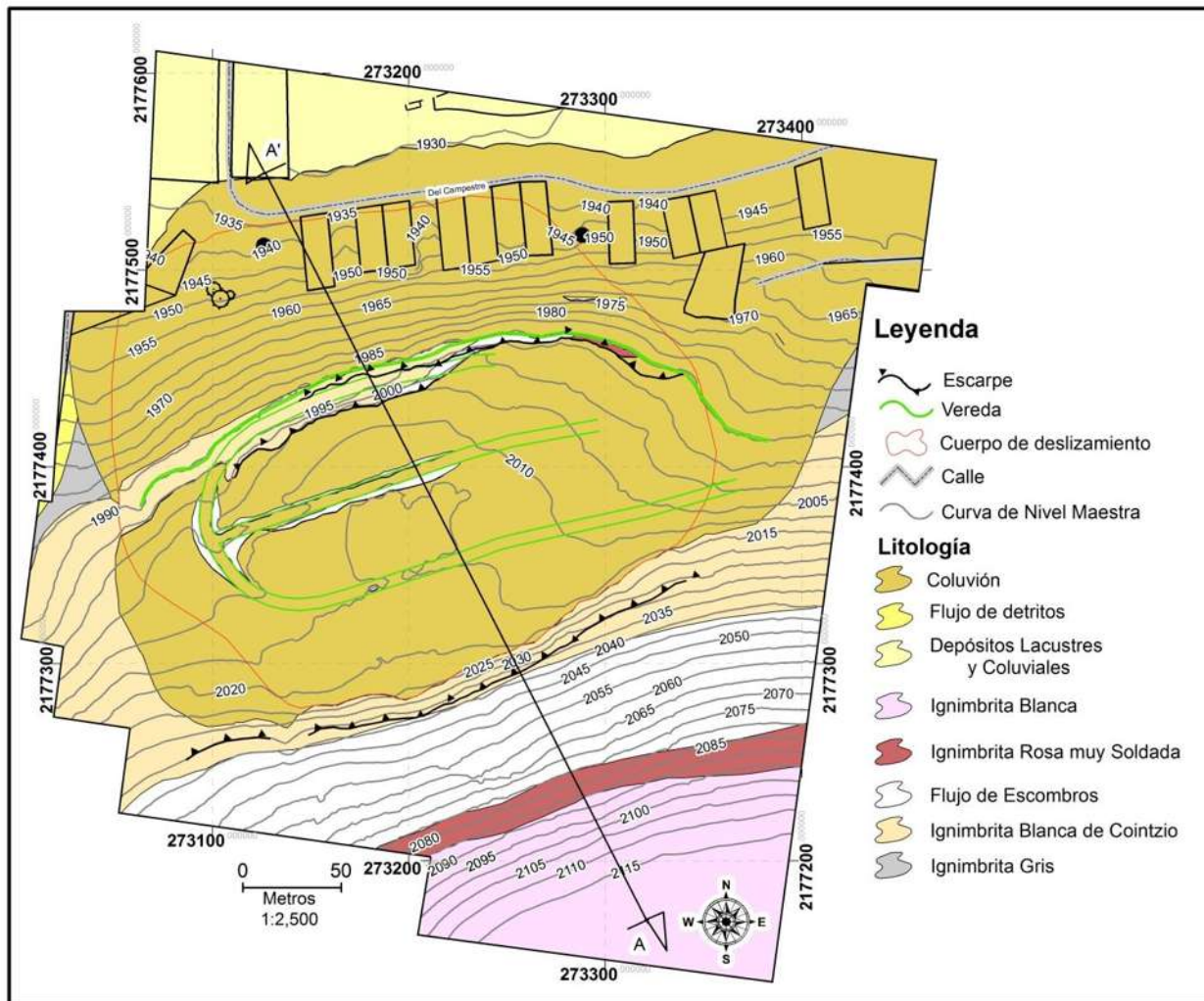


Figura 41.- Mapa litológico del cuerpo del deslizamiento.

La disposición de las capas expuestas en las excavaciones se encontró aproximadamente a un mismo nivel de altura, lo que nos dice que la exposición de estas unidades solo sería posible si su posición no fuera sub-horizontal como se aprecia en la ladera, sino que hubieran sufrido una fuerte inclinación como habría de esperarse en un deslizamiento rotacional.

De estas, la más importante para la reconstrucción de la disposición de las capas en el cuerpo del deslizamiento fue el flujo de escombros, debido a que se encontró el contacto superior e inferior con las otras unidades dándonos un espesor aparente confiable. Con esta evidencia, y sabiendo de la cartografía general los espesores que alcanzaba cada una de las unidades, se realizó el ejercicio de hacer una reconstrucción de la disposición de las distintas capas sin la cobertura del coluvión. Para ello fue necesario calcular el buzamiento, por lo que se utilizó la siguiente expresión:

$$\sin(\text{Buzamiento}) = \frac{\text{Espesor Real}}{\text{Espesor Aparente}} \quad (\text{Ec. 32})$$

Sabiendo que el flujo de escombros tiene un espesor real de 35 metros y que en el cuerpo del deslizamiento presenta un espesor aparente de 50 metros, tenemos que:

$$\text{Buzamiento} = \sin^{-1} \frac{35}{50} = 44.4^\circ$$

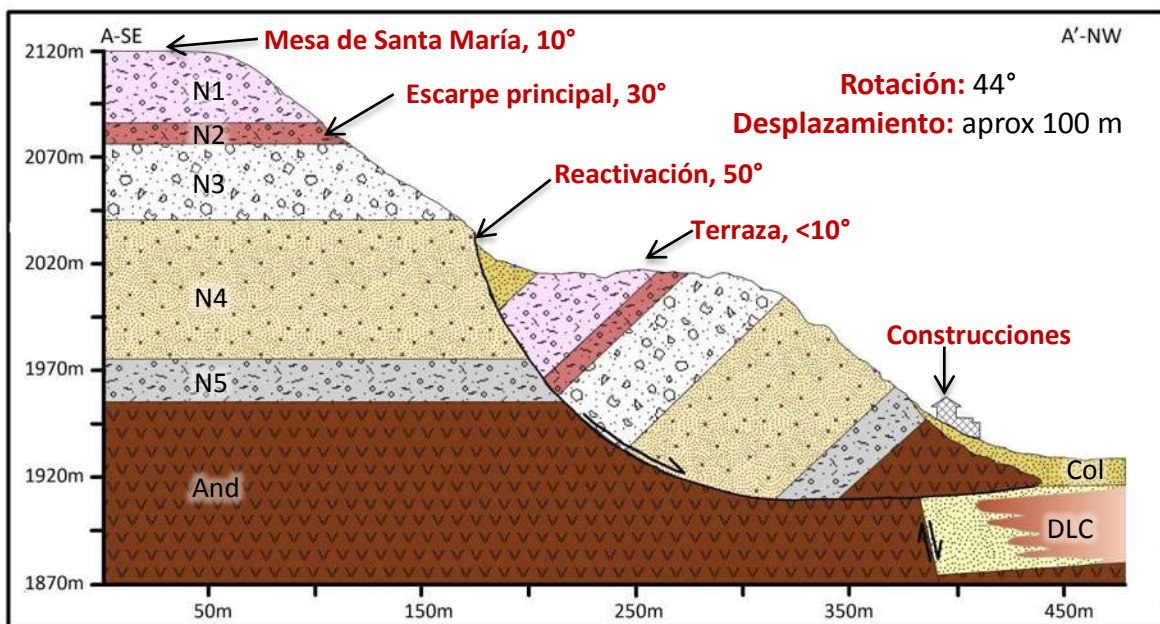


Figura 42.- Perfil A- A' que muestra la sección del deslizamiento El Campestre y el ángulo aproximado en el que descansan las unidades litológicas. Col: coluvión, DLC: depósitos lacustres y coluviales.

Con ésta información y con la cartografía a detalle del mapa topográfico del cuerpo del deslizamiento, se realizó un perfil A-A' que pasara por el escarpe y depósito del deslizamiento (Fig. 42). De ésta forma y basándonos en el buzamiento calculado para el flujo de escombros, se procedió a trazar la disposición aproximada que tendrían las unidades sin la cobertura del coluvión. Por último, se proyectaron los espesores aparentes que se obtuvieron del perfil al mapa topográfico (Fig. 43).

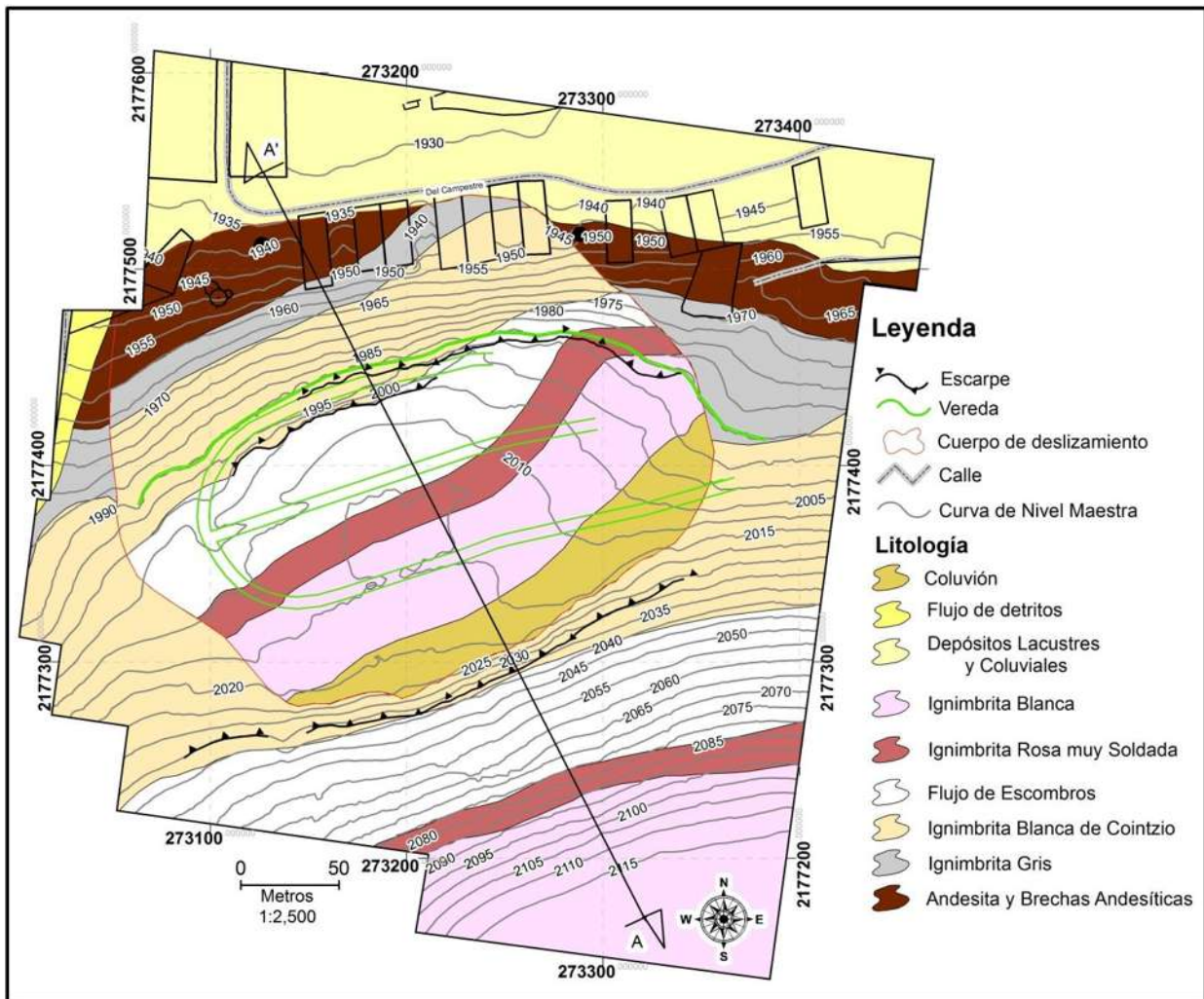


Figura 43.- Mapa litológico sin la cobertura del coluvión.

Este resultado evidenció que las unidades no se encuentran paralelas a sus similares en la ladera, es decir, que el deslizamiento tuvo una trayectoria oblicua hacia el flanco izquierdo. Si se observa la cartografía general, puede apreciarse que el depósito del flujo de detritos se encuentra muy cerca del depósito del deslizamiento El Campestre. Si se hace el mismo ejercicio de trazar aproximadamente la geometría del flujo de detritos que se encuentra cubierta por el coluvión, se observa que muy posiblemente este cuerpo funcionó como una barrera al producirse el deslizamiento lo que provocó que no solo

tuviera una rotación en el eje vertical, sino también en el horizontal al ver impedido su avance.

Si bien en la actualidad las capas presentan un buzamiento cercano al calculado, fue evidente en campo que existe un escarpe de reactivación de aproximadamente 15 metros de altura que muestra una fuerte pendiente ($\sim 50^\circ$) muy distinta a la que presenta el escarpe principal ya erosionado ($\sim 30^\circ$). Esto es importante ya que la calibración del modelo en PLAXIS radica en la disposición de las unidades del cuerpo del deslizamiento, por lo que se debe de tener en cuenta la inclinación que tenían antes de que el cuerpo sufriera éste segundo avance. Haciendo el cálculo del ángulo que debieron de haber tenido las capas en ese momento se obtuvo un aproximado de 30° de inclinación y de 90 m de desplazamiento vertical (Fig. 44).

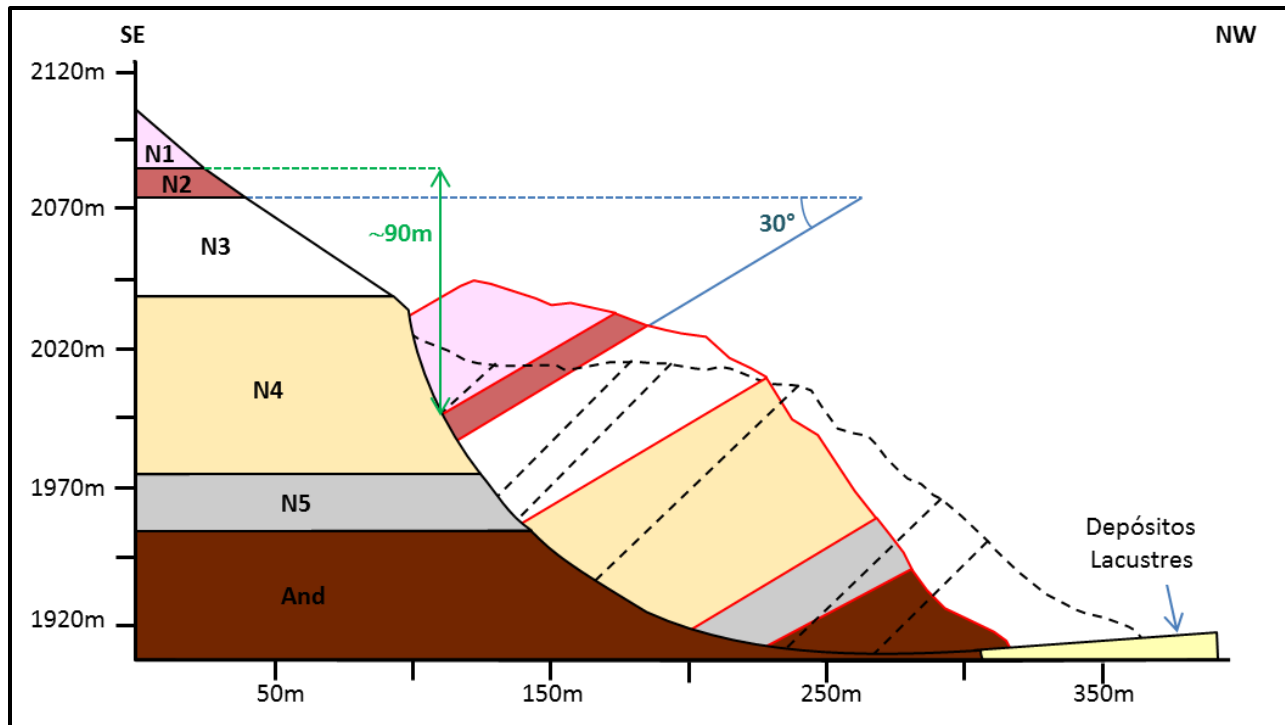


Figura 44.- Se muestra la posición que habrían tenido las capas antes de la reactivación (línea roja), así como el ángulo (línea azul) y el desplazamiento vertical (línea verde). En línea punteada negra se observa la disposición que presentan actualmente.

5.3 Caracterización de las Familias de Discontinuidades

Como se mencionó anteriormente, la descripción de discontinuidades en campo se realizó con base en las recomendaciones hechas por la ISRM en 1977. En total se hicieron 15 estaciones de medición (Fig. 34) en donde se procuró obtener un total de 80 datos de fracturas por unidad litológica (Tabla 13). Para la andesita y la unidad N4 fue posible tomar 120 y 82 datos, respectivamente, debido en gran medida a que existen buenos afloramientos de estas unidades. Sin embargo, para el flujo de escombros solo se recabaron 44 mediciones, por su exposición tan limitada, mientras que en las unidades restantes se logró la cantidad planteada.

Tabla 13.- Estaciones realizadas por unidad litológica y las mediciones de fracturas que se lograron en cada una.

Litología	Estación	Mediciones
And	1	31
	2	23
	3	26
	4	40
N5	1	30
	2	38
	3	12
N4	1	26
	2	24
	3	32
N3	1	19
	2	25
N2	1	45
	2	35
N1	1	80
Total		486

Se lograron un total de 486 mediciones de fracturas. Estas fueron analizadas por unidad litológica para identificar las familias utilizando densidad de polos y diagrama rosa. Como era de esperarse, hay familias que se presentan en varias unidades, por lo tanto, para lograr un entendimiento sobre cuáles eran las que tenían mayor incidencia en la litología se optó por hacer un análisis de las familias promedio. Estas se agruparon y se les dio un número ascendente comenzando con las presentes en la andesita y siguiendo con las familias de las unidades sobreyacentes. De esta manera se lograron identificar un total de 26 familias de fracturas que afectan la totalidad de las unidades litológicas expuestas en la ladera (Tablas 14 y 15). De las cuales, 19 afectan a la andesita, presentándose la familia 8 solamente en ésta unidad, probablemente una de las primeras en afectarla. Las familias 4, 5, 14 y 17 afectan solamente a la andesita y a la ignimbrita gris (N5) posiblemente en un segundo evento de fracturación. Y las familias 2, 3, 9 y 10 se encuentran presentes en todas las unidades como posibles participantes de un último evento de fracturación.

Tabla 14.- Familias promedio numero 1 a 13 localizadas en las unidades litológicas.

		Familia de Fractura												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Orientación Promedio		N319°/NE/21°	N296°/NE/74°	N347°/NE/74°	N226°/NW/24°	N197°/NW/41°	N258°/NW/87°	N184°/NW/75°	N84°/SE/84°	N32°/SE/12°	N20°/SE/71°	N137°/SW/16°	N200°/NW/78°	N58°/SE/63°
Litología	N1	*	*	*				*		*	*			*
	N2	*	*	*			*	*		*	*	*	*	
	N3		*								*	*		*
	N4		*	*						*	*		*	*
	N5		*	*	*	*				*	*			
	And	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*

Tabla 15.- Familias promedio numero 14 a 26 localizadas en las unidades litológicas.

		Familia de Fractura													
		14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
Orientación Promedio		N81°/SE/32°	N321°/NE/88°	N221°/NW/83°	N40°/SE/33°	N232°/NW/71°	N237°/NW/46°	N142°/SW/62°	253°/NW/55°	N107°/SW/44°	N160°/SW/83°	N133°/SW/70°	N191°/NW/20°	N264°/NW/11°	
Litología	N1		*								*			*	
	N2			*		*					*	*	*		
	N3					*	*		*					*	
	N4			*		*		*		*		*	*		
	N5	*			*	*		*	*	*	*				
	And	*	*	*	*	*	*								

A continuación se describen las características generales del fracturamiento presente en cada unidad litológica de la base a la cima:

Andesita (And)

Se lograron un total de 4 estaciones para ésta unidad, todas ubicadas en la parte oriente de la zona donde la andesita y brechas andesíticas afloran. Las mediciones se realizaron en los niveles de andesita ya que la brecha, aunque de mayor presencia, tienen afloramientos de menor calidad y extensión.

Como ya se mencionó anteriormente, se encontraron un total de 19 familias de fracturas afectando la andesita (Familia 1-19). De los 120 datos de fracturas se lograron 51 mediciones de espaciado para 14 de las 19 familias. De estos datos se observó que las fracturas presentan un espaciado de muy cerrado a moderado y cerca de la mitad (24 datos) tienen un espaciado cerrado (Tabla 16).

Tabla 16. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Andesita siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Espaciado (cm)					Amplio 61-200
	Muy Cerrado 2-6	Cerrado 7-20	Moderado 21-30 31-40 41-50		Amplio 61-200	
1		2		2		1
2	1			1		
4		2				
6		2		1		
8		1	1	1		1
10		2	1			
11		1				
12		2				
13	1	1		1		
14	1					
15		1	1	1		
16		1				1
17	7	7				
18	1	2	2	1		
Total	11	24	5	8	1	2

Con respecto a su persistencia, el 75% de los 111 datos recabados para longitud caen en la categoría de menores a 1 metro que la ISRM clasifica como de muy baja persistencia; sin embargo, en campo pudo observarse que la longitud reducida es característico del fracturamiento en esta unidad (Tabla 17). Por este motivo y debido a que los afloramientos fueron menores a 10 m² se optó por analizar este parámetro con las terminaciones de las fracturas.

Tabla 17. Valores de longitud de las familias de fracturas registradas en la Andesita siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Longitud (m)				
	<0.25	0.25-0.50	0.51-0.75	0.76-1	1-3
1	2	1			6
2	1	6	1	1	
3	1	1			
4	1	1	1	1	
5	2	1	2	1	
6	1	2	1	1	1
7	1		1		
8	4	2			1
9	1				
10	3	2	1	2	
11	4	2			
12	2	1		1	
13	5	1	1		1
14	2		2		
15	2	3		1	
16		2			
17		1			17
18		4	2	1	1
19		1			
Total	32	31	12	9	27

Tabla 18. Terminaciones de las fracturas y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) registrados en las familias de la Andesita. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.

Familia	Terminación						JRC
	X-X	X-D	X-R	D-D	D-R	R-R	
1	4	2		3			2-10
2	4	4		1			2-6
3				2			6-8
4		2		2	1		-
5	1	3		2			4-8
6		2		4			4-6
7		2					6-8
8		3		4			8-10
9				1			2-4
10		7		1			2-4
11		4		3			2-8
12		1		3			8-12
13			1	6			6-10
14				3		1	-
15	1	1		4			4-8
16		3					6-8
17	1	14		2	1		2-6
18	2	1	2	1		2	4-12
19						1	-
Total	13	49	3	42	2	4	

De ésta forma fue evidente que el fracturamiento en la andesita tiende a ser subsistemático por la gran cantidad de terminaciones en discontinuidades (Familias 3 a 17) (Tabla 18). Se clasificó a las familias 1 y 2 como persistentes por tener más terminaciones "X"; sin embargo, podrían llegar a ser sub-persistentes debido al tamaño limitado del afloramiento. Por otra parte, las familias 18 y 19 se catalogan como no persistentes por tener la mayor cantidad de terminaciones en roca.

Por tratarse de un fracturamiento de longitud limitada, la rugosidad se clasificó con los perfiles obtenidos con el peine de Barton (Tabla 18). Se observó de manera general que la rugosidad a escala de 10 cm tiende a ser de moderada a lisa. Siendo las familias 2, 6, 9, 10, 15, 17 las de menor coeficiente de rugosidad.

La apertura de las fracturas en el 73% de los casos fue menor a 2 mm, es decir, presentan una apertura media-abierta mientras que el 27% restante se encuentra en el rango de 2.5 a 10 mm (apertura media-moderadamente amplia). Con respecto al relleno, la mayoría de las fracturas no lo presenta, solo el 39% lo tiene parcialmente. Este tiene tamaños de partículas menores a 2 mm y se atribuye a material de arrastre y de descomposición de la vegetación. De acuerdo a los grados de cohesividad, se puede clasificar con un grado S3. Solo en el 12% de las fracturas se encontró una evidencia pobre de filtraciones en la forma de musgo presente sobre ellas y en todos los casos en fracturas con relleno.

Ignimbrita Gris (N5)

En esta unidad se hicieron 3 estaciones de medición ubicadas hacia el flanco derecho del cuerpo del deslizamiento. De los 80 datos obtenidos 5 no pertenecieron a alguna familia, mientras que en las 75 restantes se encontraron 13 familias de fracturas (2-5, 9-10, 14, 17-18 y 20-23). De las familias registradas, se obtuvieron 47 mediciones de espaciado para 11 de las 13 familias de fracturas (Tabla 19). Este demostró ser cerrado a amplio, con la mayor incidencia de fracturas en un espaciado moderado (20 datos).

Con respecto a la persistencia, la ignimbrita gris presenta longitudes de fracturamiento menor a 1 m en el 76% de los casos (Tabla 20). Siendo las longitudes menores a medio metro las de mayor presencia. Cabe mencionar que los afloramientos en los que se trabajaron no pasaron de nueva cuenta de los 10 m², sin embargo, debido a su longitud, fue espacio suficiente para observar las terminaciones de las fracturas.

Estas se registraron en un 41% (30 casos) con ambas terminaciones en discontinuidades y un 49 % (36 casos) con una terminación X-D (Tabla 20). Esto nos indica que el fracturamiento tiende a ser subsistemático en casi todos los casos, excepto en la familia 20 que se catalogaría como sistemática por tener ambas terminaciones fuera del afloramiento. Lo que coincide con la longitud de ésta familia que cae en los rangos de mayor amplitud registrados para esta unidad.

Tabla 19. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Gris siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Espaciado (cm)							
	Muy Cerrado	Cerrado	Moderado				Amplio	Muy Amplio
	2-6	6-20	21-30	31-40	41-50	51-60	60-200	200-600
2		1	1			1	2	
3				2			2	
4			1					
9				1				
10		4			1	1	3	1
14		1			1			
17		3	2					
18		2	1	1				
21	1	1	1	2				
22	1	1	2	1			1	
23			1				3	
Total	2	13	9	7	2	2	11	1

Tabla 20. Longitud, tipo de terminaciones y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las familias de fracturas registradas en la Ignimbrita Gris siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.

Familia	Longitud (m)				Terminación			JRC
	<0.25	0.25-0.50	0.51-0.75	1-3	X-X	X-D	D-D	
2	2	2	2	1		3	4	4-6
3	1	1	1	3	1	2	2	4-12
4	1	1				1	1	6-8
5		1	1			1	1	-
9	1			1		2		6-8
10	4	5	1	3	2	8	3	6-8
14		2		2	1	3		4-8
17	2	2	2			5	1	4-12
18	4	3					7	4-8
20			1	1	2			6-8
21	1	1	1	3		2	5	6-8
22	6	4	1			9	2	4-8
23		1	1	4	2		4	4-12
Total	22	23	11	18	8	36	30	

Sobre la rugosidad se encontró que la mayoría de las familias presentan un JRC de 4-8, siendo las familias 3, 17 y 23 las únicas que tienen una rugosidad un poco mayor (Tabla 20). Con esto se puede decir que a pequeña escala, la ignimbrita gris presenta una rugosidad relativamente lisa con pequeñas ondulaciones. Se recabaron un total de 49 mediciones de apertura de los que el 69% (34 casos), cae en el rango de media-moderadamente amplia (Tabla 21).

Tabla 21. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Gris de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Apertura (mm)	
	Media	
	Abierta 0.5-2.5	Moderadamente Amplia 2.5-10
2	1	3
3	2	2
5		2
9		2
10	2	7
14	1	2
17	2	4
18	1	
20		2
21		1
22	5	4
23	1	5
Total	15	34

Se encontró relleno en 39 de las fracturas, de las cuales 14 de ellas lo presentaron escasamente. En general el material es suelto y con tamaños menores a 2mm, clasificándolo con un grado S2. No se registraron filtraciones importantes en ésta unidad, solamente evidencia de que tal vez exista en cierto grado por la presencia de musgo sobre las fracturas.

Ignimbrita Blanca de Cointzio (N4)

En ésta unidad se realizaron tres estaciones de medición, las dos primeras en el escarpe de reactivación del deslizamiento y la ultima en la zona oriente de la zona.

De los 82 datos registrados 4 no formaron parte de alguna familia. Dentro de éste nivel se encontraron 12 familias de fracturas (2-3, 9-10, 12-13, 16, 18, 20, 22, 24-25). Para 10 de las 12 familias se registraron 45 datos de espaciado mostrando que, en general, se tiene un rango de moderado a amplio (Tabla 22). Sin embargo, las familias 3 y 12 tienden a tener un espaciado cerrado mientras que la familia 25 se describe como muy amplio.

Con respecto a la longitud, las familias 3, 12, 13, 22 y 24 tienen un rango menor al metro, las familias 2, 9, 16, 18, 20 y 25 de entre 1 y 3 metros, mientras que la familia 10 de 3 a 10 metros (Tabla 22). Los afloramientos en los que se trabajaron fueron de alrededor de 25 metros cuadrados, sin embargo, la roca expuesta estuvo cubierta en algunas partes por coluvión por lo que las terminaciones de las fracturas fueron en la mitad de los casos X-X (Tabla 23).

Tabla 22. Valores del espaciado y longitud de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Blanca de Cointzio siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Espaciado (cm)	Cerrado	Moderado	Amplio	Muy Amplio	Longitud (m)			
					Familia	6-20	20-60	60-200
2		2	6	1		1	8	5
3	2	1				4	2	
9		1	2				5	
10		2	3			1	4	6
12	2					4		
13		1				2		
16						3	8	4
18	3	8				1	1	1
20		1				1		
24		5	3			9	3	
25				2			3	
Total	7	21	14	3		26	35	17

Tabla 23. Terminaciones de las fracturas y valores de coeficiente de rugosidad (perfiles y JRC) registrados por cada familia en la Ignimbrita Blanca de Cointzio. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.

Familia	Terminación					Rugosidad	
	X-X	X-D	X-R	D-D	R-R	Perfil	JRC
2	8	6				IV-VII	6-14
3	2		3			IV-V	6-14
9		4		1		IV	8-12
10	10	1				IV-VIII	6-14
12			4			IV	6-10
13			2			IV	12-14
16	1	1				-	6-12
18	7	5		3		II-V	6-14
20	3					V	8-12
22	1					-	14-16
24	7		4		1	IV-V	4-14
25				3		-	10-14
Total	39	17	13	7	1		

No obstante ésta limitación, se puede decir que las familias 2, 10, 16, 18, 20 y 22 son sistemáticas por presentar la mayoría o ambas terminaciones fuera del afloramiento y coincidiendo con longitudes grandes. Por otro lado, las familias 9 y 25 tienden a ser subsistemáticas con mayoría de terminaciones en otras discontinuidades, y las familias 3, 12 y 13 como no sistemáticas por coincidir longitudes pequeñas y la mitad de sus terminaciones en roca.

La rugosidad en ésta unidad tuvo variaciones muy marcadas a pequeña escala con valores de JRC de 6 a 14 para todas las familias (Tabla 23). A escala de 1-10 metros también se encontraron perfiles de IV a VIII. La apertura registrada es la más grande en las seis unidades descritas, para las familias 2, 9, 10, 16, 18, 20 y 25 el rango principal es abierto-muy amplio, mientras que las familias 12, 13, 22 y 24 se caracterizan por una apertura media-moderadamente amplia (Tabla 24).

El relleno se presentó en 46 casos y cambió de acuerdo a la ubicación. En la estación N4-1 se registró un relleno conformado de suelo y vegetación en 11 de las 26 fracturas, mientras que hubo 14 casos de evidencia de filtraciones donde la mitad se presentaron en fracturas sin relleno. Para la estación N4-2 10 de las 24 fracturas mostraron un relleno compuesto de musgo, raíces, hojarasca y suelo húmedo sin evidencia de escurrimiento. En la estación N4-3 se encontró en todos los casos presencia de musgo sobre las fracturas lo que podría indicar algún nivel de filtración.

Tabla 24. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Blanca de Cointzio de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Apertura		
	Media (mm)		Abierta (cm)
	Abierta	Moderadamente Amplia	Muy Amplia
	0.5-2.5	2.5-10	1-10
2		1	3
3	5	1	
9	1		4
10		2	6
12	2	2	
13	1	1	
16			2
18			15
20			3
22		1	
24	4	8	
25			3
Total	13	16	36

Flujo de Escombros (N3)

Como ya se había mencionado, debido a la mala calidad de los afloramientos y su exposición limitada, para la unidad N3 solo se lograron 44 mediciones en dos estaciones ubicadas al suroeste de la zona, muy cerca de la cima de la ladera. Con estos datos se identificaron 8 familias (2, 10-11, 13, 18-19, 21, 26), sin embargo 18 casos no tuvieron clasificación.

Tabla 25. Valores del espaciado y longitud de las familias de fracturas pertenecientes al Flujo de Escombros siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Espaciado (cm)		Longitud (m)	
	Cerrado	Moderado	<1	1-3
	6-20	20-60		
2		1	2	1
10	1		2	
11		2	3	
13	1	3		6
18	1		1	3
19		2		2
21	1	1	3	1
26		1	2	
Total	4	10	13	13

Se registraron 14 datos de espaciado, los cuales mostraron que en las familias 2, 11, 13, 19 y 26 se clasifica como moderado mientras que las familias 10 y 18 como cerradas (Tabla 25). Por otro lado, las longitudes para la mayoría de las familias (2, 10, 11, 21 y 26) fueron menores de un metro, siendo las familias 13, 18 y 19 las que entraron en un rango de 1 a 3 metros (Tabla 25).

Para la estación N3-1 el área del afloramiento no fue mayor a 4 m² mientras que para la estación N3-2 la extensión fue un poco mayor, aproximadamente 15 m². La persistencia fue sistemática en las familias 13, 18, 19 y 26 por sus terminaciones en X, mientras que las demás familias tienden a ser subsistemáticas al tener una o dos de sus terminaciones en otra discontinuidad, concordando con longitudes menores a 1 metro (Tabla 26).

Tabla 26. Tipo de terminaciones y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las fracturas registradas por cada familia del Flujo de Escombros. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.

Familia	Terminación					JRC
	X-X	X-D	X-R	D-D	D-R	
2	1	2				-
10				2		6-8
11		2				8-12
13	5	1				6-8
18	3				1	6-18
19	1		1			-
21	1	3				4-6
26	2					6-8
Total	13	8	1	2	1	

Aunque solo se registraron datos de rugosidad para 6 familias, pudo observarse que tiende a mantenerse ligeramente rugosa en un rango de JRC de 6-8 (Tabla 26).

La apertura por otro lado se mantuvo en una categoría media, siendo abierta para las familias 2 y 26, mientras que las familias 11, 13 y 21 como moderadamente amplia (Tabla 27).

El relleno se presentó en el 89% de los casos como suelo con pequeños fragmentos no mayores a 1 cm de las unidades ignimbríticas sobreyacentes. No hubo evidencia contundente de filtraciones, sin embargo dado la alta porosidad del material es muy posible que puedan existir.

Como dato extra, se hizo un recorrido por el Parque Lázaro Cárdenas que se encuentra al oeste de la zona de estudio, y a la altura donde aflora la secuencia conglomerática se encontraron escorrentías que brotaban de la roca.

Tabla 27. Valores de apertura para las familias encontradas en el Flujo de Escombros de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Apertura	
	Media (mm)	
	Abierta	Moderadamente Amplia
	0.5-2.5	2.5-10
2	2	
11	1	2
13	1	4
18	2	2
19	1	1
21	1	3
26	2	
Total	10	12

Ignimbrita Rosa muy Soldada

En ésta unidad se registraron un total de 80 mediciones en dos estaciones localizadas al suroeste de la zona de estudio y se identificaron 14 familias de fracturas. Solo se logró obtener datos de espaciado para la estación N2-2 que mostró un rango variado de cerrado a muy amplio (Tabla 28).

Las longitudes para las familias presentes en ésta unidad fueron en su mayoría menores a un metro, siendo las familias 6, 9, 10, 16 y 23 las que contaron con mayor presencia de datos en el rango de uno a tres metros (Tabla 29). La persistencia de las familias en ésta unidad tiende a ser subsistemática y no sistemática por la gran presencia de terminaciones en D y R (Tabla 29).

Con respecto a la rugosidad a pequeña escala puede observarse que existe un grupo de familias (1, 2, 7, 16, 23, 24 y 25) que presentan valores de JRC de 0-4, es decir, prácticamente lisa (Tabla 29). Mientras que las demás familias tienen rangos un poco más variados y altos llegando hasta valores de JRC de 20. Sobre la apertura, la mayoría de las fracturas presenta un rango medio de abierto a moderadamente amplio, siendo la familia 10 la única que se puede clasificar con una apertura abierta muy amplia (Tabla 30).

Tabla 28. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Rosa muy Soldada de la estación N2-2 siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Espaciado (cm)			
	Cerrado	Moderado	Amplio	Muy Amplio
	6-20	20-60	60-200	200-600
1	1			
2	1	3	1	1
7	1		1	
11	1			
12		2		
18			2	
Total	4	5	4	1

Tabla 29. Longitud, tipo de terminación y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las familias de fracturas registradas en la Ignimbrita Rosa muy Soldada siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.

Familia	Longitud (m)		Terminación						JRC
	<1	1-3	X-X	X-D	X-R	D-D	D-R	R-R	
1	2			1		1			0-4
2	6			2	1	2	1		0-2
3	1	1	1					1	10-12
6	1	2	1	1			1		4-14
7	4	2	1	3		2			2-4
9		4		3					6-20
10	1	3	1	2	1				4-8
11	8	1	2	2	2	2	1		6-14
12	4	2		2	1	3			2-8
16		2	1	1					2-4
18	2			1		1			6-8
23		2		2					2-4
24	2	2	1	3					2-4
25	2					2			2-6
Total	33	21	8	23	5	13	3	1	

El relleno se registró en 23 casos estando conformado por vegetación, raíces ocasionales y suelo con pequeños fragmentos de roca que mostraron estar húmedos y con evidencia de goteo ocasional. Por otro lado, la mitad de los datos no presentaron relleno y estuvieron secos o ligeramente húmedos.

Tabla 30. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Rosa muy Soldada de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Apertura		
	Media (mm)		Abierta (cm)
	Abierta 0.5-2.5	Moderadamente Amplia 2.5-10	Muy Amplia 1-10
1	2		
2	1	1	
6	1	1	1
7	1	3	
9		2	1
10		1	2
11	5	3	
12	2	1	
16	1	1	
18		1	
23		1	
24	2		
25	1		
Total	16	15	4

Ignimbrita Blanca

Se logró la recolección de 80 datos en una estación de medición, localizada hacia la parte suroeste de la zona.

El espaciado en ésta unidad litológica se cataloga como cerrado (67%) para 20 casos registrados en 8 de las 10 familias presentes (Tabla 31). Por otro lado, el 92% (55 casos) de las fracturas tiene longitudes menores a 1 metro siendo los rangos entre 0.25 a 0.75 centímetros los de mayor incidencia (Tabla 32).

El área sobre la que se trabajó la medición de las fracturas fue de aproximadamente 15 m², por lo que pudieron observarse basta bien las terminaciones de las familias. Estos datos dejaron en claro que todas las familias en ésta unidad son subsistemáticas al contar con mayoría de terminaciones en otra discontinuidad (Tabla 32).

La rugosidad en las familias 1, 3, 10, 13, 15 y 23 estuvieron en un rango de JRC de 2-8, es decir que a pequeña escala presentan pequeñas ondulaciones (Tabla 32). Mientras que las demás familias tienen un rango más variado y de mayor rugosidad. La apertura en

las fracturas es en la mayoría de los casos media-abierta, siendo las familias 3, 10 y 23 las que presentan una apertura moderadamente amplia (Tabla 33).

Tabla 31. Valores del espaciado de las familias de fracturas pertenecientes a la Ignimbrita Blanca de la estación N2-2 siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Espaciado (cm)		
	Cerrado	Moderado	Amplio
	6-20	20-60	60-200
1	7	2	
2	1		
3	2	2	
7		1	
13	3		
15	1		1
23	4	2	2
26	2		
Total	20	7	3

Tabla 32. Longitud, tipo de terminación y valores de coeficiente de rugosidad (JRC) de las familias de fracturas registradas en la Ignimbrita Blanca siguiendo la clasificación propuesta por la ISRM en 1977. “X” se extiende fuera del afloramiento, “D” termina en otra discontinuidad y “R” termina en la roca expuesta.

Familia	Longitud (m)					Terminación				JRC
	<0.25	0.25-0.50	0.51-0.75	0.76-1	1-3	X-X	X-D	D-D	D-R	
1	2	4	5	4	3	2	18	1	1	4-10
2	1	1	1				3			6-12
3	3	2	5			2	8			4-6
7		1		1	1		4			-
9		1					1	1		-
10		1	2				2	1		6-8
13		2	1	1	1		1	3	1	2-4
15	2							2		4-6
23	1	6	5	1		3	8	2		4-8
26		2					1	4		14-16
Total	9	20	19	7	5	7	46	14	2	

Con respecto al relleno, solo se identificó en 25 de las 80 fracturas registradas y estuvo compuesto por suelo y poca vegetación con presencia de musgo indicando posibles filtraciones.

Tabla 33. Valores de apertura para las familias encontradas en la Ignimbrita Blanca de acuerdo a la clasificación propuesta por la ISRM en 1977.

Familia	Apertura	
	Media (mm)	
	Abierta	Moderadamente Amplia
	0.5-2.5	2.5-10
1	6	2
2	1	1
3	1	2
7	4	
9	1	
10		1
13	2	1
23	4	7
26	2	
Total	21	14

Con estos datos podemos concluir que si bien las familias de fracturas con la misma orientación están presentes en distintos niveles litológicos, es evidente que las características de cada una no corresponde a la familia en si sino a la litología en la que se presenten. Es decir, según las características físicas y mecánicas de la roca es como se comportara una familia u otra en distintos niveles.



Figura 45.- Detalle del fracturamiento en la Andesita (Estación And-4).

Por ejemplo, la andesita tiende a formar bloques de dimensiones pequeñas y que al ser familias persistentes a subpersistentes con un bajo grado en el coeficiente de rugosidad, aunado a la casi nula presencia de relleno, convierte a esta unidad en vulnerable a la inestabilidad (Fig. 45). Además, en época de lluvias se ha observado en la estación And-4 que existen filtraciones de clase V a VI en fracturas sin relleno lo que puede contribuir a la pérdida de resistencia del material.

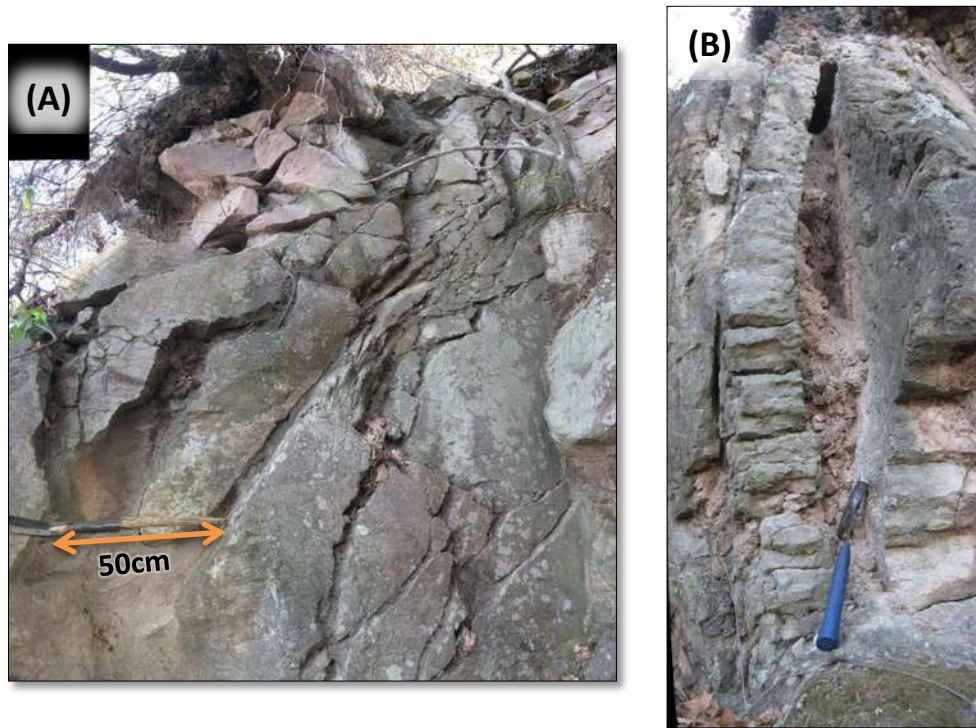


Figura 46.- A) Detalle del fracturamiento en la Ignimbrita Blanca de Cointzio. B) Intemperismo mecánico en la estación N4-3.

Por su parte, la Ignimbrita Gris forma bloques más irregulares y grandes al tener espaciados que van desde muy cerrados a muy amplios, además de que las longitudes alcanzan los 3 metros (Fig. 46A). Sin embargo, al tener un comportamiento sub-sistemático en ésta unidad las familias de fracturas no forman bloques bien separados. No obstante, la rugosidad a pequeña escala es moderada, con aperturas de hasta un centímetro y sin relleno en la mayoría de las fracturas. Esto nos indica que de existir una falla potencial, las características del fracturamiento en la unidad contribuirían a incrementar la inestabilidad.

En campo, la Ignimbrita Blanca de Cointzio demostró ser la segunda unidad litológica con menor resistencia y alta porosidad. Estas características se ven reflejadas en el fracturamiento, por ejemplo, aunque el espaciado se mantuvo de moderado a amplio, las longitudes predominantes fueron entre 1 a 10 metros. Aunado a esto, más de la mitad de las familias de fracturas demostraron ser sistemáticas a sub-sistemáticas, por lo que se

puede decir que hay una buena formación de bloques de tamaño considerable. Por otro lado, también se pudo constatar un aumento importante en la rugosidad de las paredes de las fracturas. Asimismo se registró en más de la mitad de los casos una apertura mayor al centímetro que junto a la baja resistencia del material de relleno presente hace que ésta unidad sea susceptible a presentar inestabilidad (Fig. 46B).

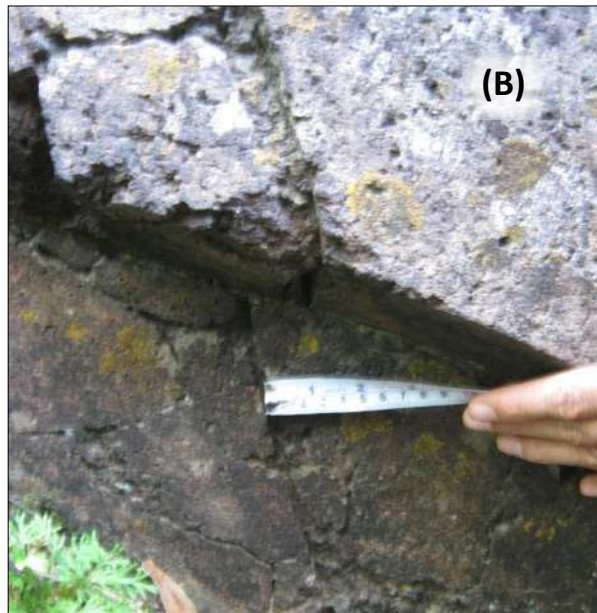
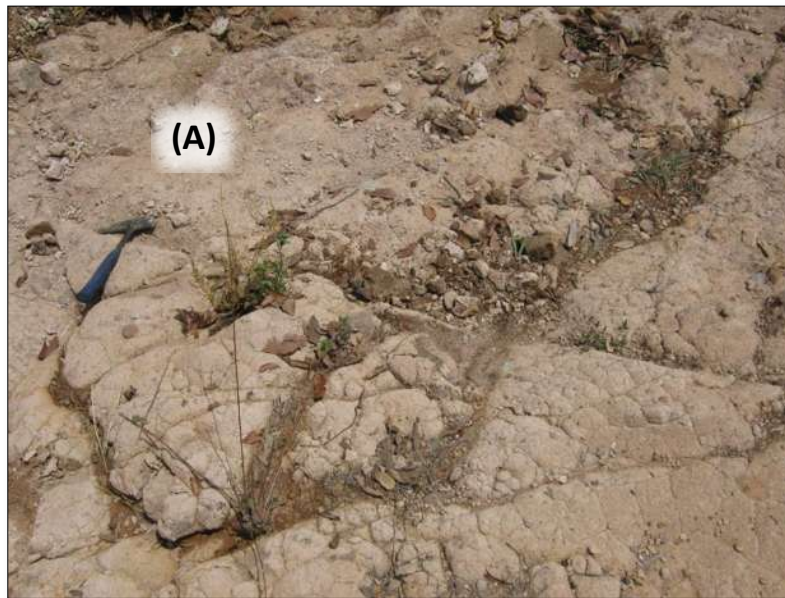


Figura 47.- A) Fracturamiento en el Flujo de Escombros. B) Detalle de un bloque desplazado cerca de 4 cm y C) fracturamiento con aristas a 90° en la Ignimbrita Rosa muy Soldada.

Otro caso similar a la unidad anterior es el Flujo de Escombros, considerada en campo como la de menor resistencia y porosidad más alta. Presenta espaciados de

cerrado a moderado y longitudes de hasta tres metros (Fig. 47A). Al clasificar las familias como sistemáticas a subsistemáticas se puede decir que los bloques formados son moderadamente grandes y bien formados. Si a esto se le suma una rugosidad media y una apertura de hasta 1 centímetro con un relleno de baja resistencia, podemos decir que con las condiciones adecuadas puede ser vulnerable.

Las familias en la Ignimbrita Rosa muy Soldada tienen un comportamiento similar al de la Andesita y la Ignimbrita Gris, ya que tiende a formar bloques definidos de pequeños a medianos debido a sus longitudes menores a tres metros y la persistencia sistemática a subsistemática (Fig. 47B y C). Además, la rugosidad vuelve a disminuir y si bien la apertura también lo hace fue posible documentar desplazamientos entre bloques de hasta 4 cm.

De igual forma, la Ignimbrita Blanca, forma bloques pequeños y medianamente bien formados al contar con una persistencia subsistemática y longitudes menores al metro. Asimismo la rugosidad se mantiene de moderada a baja con aperturas muy pequeñas.

5.4 Caracterización de las Propiedades Físico-Mecánicas de la Matriz Rocosa

La matriz rocosa, a pesar de considerarse continua, presenta un comportamiento heterogéneo y anisótropo ligado a su fábrica y a su microestructura mineral. Puede caracterizarse de acuerdo a sus propiedades físicas y mecánicas. Las propiedades físicas son la consecuencia directa de la composición mineralógica, fábrica e historia deformacional y ambiental de las rocas, incluyendo los procesos de alteración y meteorización (González-Vallejo, 2002). A su vez, ésta gran variabilidad determina el comportamiento o propiedades mecánicas de las rocas ante las fuerzas que actúen sobre ellas, quedando definidas por su resistencia a la compresión, cohesión, ángulo de fricción y módulos de deformación (González-Vallejo, 2002).

Igualmente, la caracterización físico-mecánica de la matriz rocosa es de suma importancia en la modelización numérica de deformaciones a través de elemento finito. En este trabajo se determinaron propiedades físicas y mecánicas por cada nivel litológico reconocido en campo utilizando la metodología antes propuesta.

5.4.1 Propiedades Físicas

Las propiedades físicas de un macizo rocoso sirven para hacer una descripción cuantitativa e identificación de sus propiedades básicas y en su mayoría se determinan por medio de técnicas en laboratorio. Estas a su vez, ayudan a establecer una primera clasificación geotécnica. De estas propiedades, las que afectan de manera considerable el comportamiento mecánico de la matriz son la porosidad, el peso específico, la permeabilidad y la alterabilidad.

Con el muestreo realizado por unidad litológica fue posible determinar propiedades físicas como la densidad, porosidad y absorción siguiendo la metodología propuesta por la ISRM (1977).

Densidad, Porosidad y Absorción

Para calcular éstas propiedades fue necesario cortar las muestras en probetas con una longitud de 7 centímetros, altura de 3.5 centímetros y profundidad de 2 a 1 centímetros, siempre cumpliendo con el requerimiento de 50 gramos de peso mínimo que pide la norma. Una vez hecho esto se prosiguió a llevar a cabo la prueba como dicta la norma.

En la tabla 34 se resume el resultado de los análisis hechos en laboratorio donde se obtuvo la densidad aparente, volumen de poros abiertos, porcentaje de poros abiertos y absorción de las rocas del área de estudio.

Tabla 34.- Densidad aparente, porcentaje de poros abiertos y absorción calculada para cada unidad litológica.

Roca	ρ Aparente (gr/cm ³)	Vol Poros Abiertos	Poros Abiertos (%)	Absorción (%)
N1	2.05	3.2	12.7	6.2
N2	2.12	2.7	10.9	5.1
N3	1.24	17.9	35.3	28.7
N5	1.82	14.7	30.5	17.9
N6	1.89	9.1	24.4	15.2
And	2.81	0.7	1.7	0.6

Con estos datos fue posible comprobar lo que se vio en campo, que la unidad más porosa es el flujo de escombros (N3) con un 35% de poros abiertos. Por consiguiente es la de menor densidad (1.24 gr/cm³) y la de mayor absorción (28.7%). Esto quiere decir que, cuando llueve, es la unidad que aporta mayor peso y filtración de agua en la ladera. La ignimbrita gris y la ignimbrita blanca de Coitzio (N6 y N5, respectivamente) tienen densidades y porcentajes de absorción similares. Sin embargo, como era de esperarse, N4 conserva un nivel de volumen y porcentaje de poros abiertos mayores que la unidad N6. Los niveles ignimbríticos N1 y N2 mantienen valores muy similares mientras que la andesita es la unidad con la mayor densidad y menor porcentaje de poros abiertos y absorción.

Estos datos nos dan una buena idea de lo que puede estar pasando en la ladera en términos de infiltración. Las características físicas en las unidades ignimbríticas N1 y N2 nos dicen que no tienen una porosidad ni absorción tan elevadas; sin embargo, el hecho de tener un fracturamiento sistemático a subsistemático con la formación de bloques pequeños a medianos pudiera llegar a permitir una mayor infiltración. Es decir, la persistencia no solo rige si los bloques están bien formados o no, también influye en la capacidad de filtración del agua en el material, a mayor persistencia mayor probabilidad de que el agua fluya a través de las discontinuidades. Si seguimos bajando por la

columna estratigráfica nos encontraremos con las unidades N3, N4 y N5 que por sí solas presentan una capacidad de retención de agua muy grande. Si a eso le sumamos el hecho de aperturas de un centímetro o más y persistencia subsistemática, es muy probable que toda el agua que se llegue a infiltrar pueda llegar a la andesita. Que de igual forma es un material sumamente fracturado, que sin ser poroso, permitiría el paso del agua y al mismo tiempo la alteración y pérdida de resistencia.

5.4.2 Propiedades Mecánicas

Las propiedades mecánicas de un macizo permiten predecir su comportamiento mecánico y son indispensables para el diseño de construcciones civiles. Las más importantes son la resistencia a la compresión, resistencia a la tracción, cohesión, ángulo de fricción y los módulos de deformación.

Las propiedades mecánicas calculadas para este trabajo se centraron en la obtención de la resistencia a la compresión y cálculo de módulos de deformación.

Resistencia a la Compresión Simple

Las estaciones realizadas para obtener este parámetro corresponden a las hechas para la medición de fracturamiento por unidad litológica (Fig. 40). Se utilizó preferencialmente el esclerómetro debido a que la mayoría de estos lugares presentaron planos uniformes y limpios para la medición del rebote (Anexo II).

Tabla 35.-Resistencia a la compresión simple calculada a través de esclerómetro.

Roca	Superficies	Mediciones Validas	Compresión Simple
And	16	256	140.3 Mpa
N6	16	256	30.39 Mpa
N5	16	256	22.98 Mpa
N3	Demasiado débil para registrar rebote		
N2	11	165	88.5 Mpa
N1	11	176	33.7 MPa

En la tabla 35 se puede observar la cantidad de superficies medidas por unidad litológica así como la cantidad de rebotes válidos con los que se hizo el cálculo de la resistencia a la compresión simple. Los resultados mostraron que la andesita es la roca más resistente a la compresión simple (140.3 MPa) junto con la ignimbrita rosa muy soldada (N2) (88.5 MPa), mientras que las demás ignimbritas se mantienen en un rango menor a los 34 MPa.

Cabe mencionar que estas mediciones se realizaron en planos formados por fracturas ya que en general no existen superficies en los afloramientos y escarpes generadas por otro tipo de condiciones. Con respecto al flujo de escombros, se intentó hacer mediciones en los niveles en los que la matriz fina era la predominante, evitando las

zonas donde la concentración de clastos grandes era significativa. Sin embargo, no se pudo registrar rebote con el esclerómetro, probablemente por la resistencia tan baja y gran porosidad del material (35%) que absorbió el movimiento sin permitir mediciones.

Tabla 36.- Resistencia a la compresión simple calculada a través de la prueba por carga puntual.

Estación	Tipo	Mediciones Validas	Is ₅₀ (MPa)	δ _{uc} (MPa)
N5-2	Bloques Irregulares	16	0.46	10.33
N4-1		13	0.43	10.02
N4-3		16	0.41	9.09
N3-1		16	0.21	4.59
N3-2		16	0.36	7.93

Con el fin de obtener la resistencia a la compresión simple de esta unidad y de hacer una comparación de los valores obtenidos con el esclerómetro, se optó por utilizar la prueba por carga puntual. No obstante, debido a la resistencia muy alta de la andesita y algunas de las ignimbritas, solo se pudo realizar la prueba en las unidades en las que se logró obtener el material para la prueba, de forma accesible y que pudieran labrarse de forma fácil (Anexo III). Se utilizó la metodología propuesta para formas irregulares y se desecharon los dos valores más altos y bajos (Tabla 36).

Tabla 37.-Comparación de valores obtenidos para la resistencia a la compresión simple con esclerómetro y prueba de carga puntual.

Roca	Esclerómetro (MPa)	PLT (MPa)
And	140.3	Inaccesible
N6	30.39	10.33
N5	22.98	9.56
N3	Sin registro	4.59-7.93
N2	88.5	Inaccesible
N1	33.7	

De esta forma se pudieron comparar los valores obtenidos con esclerómetro y con el ensayo por carga puntual (Tabla 37). Con estos resultados se obtuvo un valor de resistencia a la compresión de 4.59-7.93 MPa para el flujo de escombros. Sin embargo, también se observó que los valores de la resistencia para las unidades N6 y N5 fueron menores, en más del 50 %, que las calculadas con el martillo de Schmidt. Esto puede deberse principalmente a que el método para la prueba de carga puntual no se recomienda para el uso de rocas con resistencia menor a $Is_{50} = 1$ MPa (25 MPa con otros métodos).

No obstante, estos valores nos dan una idea de que las rocas analizadas presentan una resistencia a la compresión menor a ese rango por lo que si bien los valores obtenidos deben de ser considerados con el debido cuidado, proporcionan un valor de referencia para la clasificación geomecánica.

Módulos de deformación

El cálculo de los módulos de deformación se hizo a través de la técnica de ultrasonido que ya se explicó en apartados anteriores.

Como solo se contó con un transductor de 2.5 MHz, se tuvo que desbastar las probetas hasta un espesor aproximado de 6 mm. Esto permitió que el pulso pasara a través del material y fuera posible la lectura en el osciloscopio. Sin embargo, solamente la andesita y los niveles N5, N2 y N1 fueron adecuados para su ensayo (Tabla 38). Para las unidades N4 y N3 fue imposible tomar lecturas principalmente por su alta porosidad y tamaño de grano grande.

Tabla 38.- Velocidad de ondas ultrasónicas y cálculo de Módulo de Young y Coeficiente de Poisson dinámicos.

Probeta	Δt (μs)	Espesor (mm)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	E (GPa)	ν
And(1)	2.1215	6.3	5939.2	3238.4	76.0	0.24
	2.139		5890.6	3213.1	74.8	0.24
And(2)	2.243	6.65	5929.6	3233.4	75.8	0.24
	2.2715		5855.2	3194.7	74.0	0.24
N5	3.5215	5.9	3350.8	1723.8	14.8	0.27
	3.4838		3387.1	1755.9	15.3	0.27
N2(1)	4.1865	5.95	2842.5	1274.1	9.5	0.33
	4.23		2813.2	1248.7	9.1	0.34
N2(2)	3.5855	5.85	3263.1	1646.0	15.3	0.28
	3.6155		3236.1	1622.0	14.9	0.28
	3.635		3218.7	1606.5	14.6	0.29
N1	3.2995	6	3636.9	1974.9	20.7	0.24

Debido a que el módulo de Young es un parámetro importante para la modelización con elemento finito, se decidió utilizar otro tipo de acercamiento para obtener este dato y que sirviera de referencia para comparar resultados. Para lograrlo se empleó una de las gráficas que proporciona el manual de usuario del martillo de Schmidt (Anexo I). Ésta se emplea de forma similar a las que calculan la resistencia a la compresión y se utilizan los mismos datos de rebote y corrección de posición.

Tabla 39.- Comparación del módulo de Young obtenido a través de la prueba de ultrasonido y el esclerómetro.

Roca	Ultrasonido (GPa)	Esclerómetro (GPa)
And	75.1	60.7
N5	15.0	10.0
N4	No registrado	6.49
N3		Sin rebote
N2	12.7	34.73
N1	20.7	34.6

A pesar de haber utilizado esta aproximación no se pudo obtener un valor de módulo de Young para la secuencia conglomerática debido a que, como pasó con la

resistencia a la compresión, no se registró rebote en el esclerómetro (Tabla 39). No obstante, el resultado de 6.40 GPa para la unidad N4 puede servir de referencia para este nivel ya que siendo la menos resistente es de esperarse valores menores o similares a los registrados para la toba de lapilli de pómez.

Al comparar los resultados con ambos métodos podemos observar que los valores del módulo de Young calculados con ultrasonido para la andesita y la ignimbrita gris son mayores que los obtenidos con el esclerómetro. Esto es normal ya que los módulos dinámicos (técnicas sísmicas y acústicas) varían con respecto a los estáticos (ensayos uniaxiales y esclerómetro) debido a las condiciones bajo las que han sido realizados los ensayos (tensiones y deformaciones aplicadas) (Mockovčiaková y Pandula, 2003). Otros aspectos a tener en cuenta con respecto a las discrepancias en los resultados entre ambos métodos, es que a diferencia de los ensayos uniaxiales en los que la carga aplicada puede cerrar microfracturas incrementando la deformación y disminuyendo el módulo de Young, los métodos no destructivos para obtener módulos dinámicos no modifican la estructura del material (Mockovčiaková y Pandula, 2003). Por otra parte tenemos métodos estáticos como el esclerómetro que tampoco modifican la estructura del material, pero que solo cuantifican las propiedades elásticas del material en su superficie.

Sin embargo, aunque podemos decir que el aumento del valor de los módulos dinámicos contra los estáticos es normal, no lo es así el caso contrario como lo demuestran los resultados obtenidos para las unidades N1 y N2. Esto se puede deber a dos situaciones, la primera tiene que ver con el transductor empleado. La norma de la ASTM para emplear ésta técnica recomienda utilizar especímenes con una longitud de por lo menos tres veces la dimensión del grano promedio. Sin embargo, al tratarse de rocas tan heterogéneas en ese aspecto y por no poder contar con un transductor de menor frecuencia, fue imposible hacer el ensayo en probetas más anchas porque simplemente la onda no pasaría a través del material. El segundo aspecto importante es la anisotropía de las rocas. A simple vista podemos observar que las mediciones hechas en la unidad N2 difieren de una probeta a otra. Mientras que la probeta 1 tiene un módulo de Young aproximadamente de 9 GPa, la segunda alcanza un rango de hasta 15 GPa. A diferencia de la andesita en la que también se analizaron dos probetas y los resultados solo variaron en 2 GPa, la lógica indica que las ignimbritas al ser un material sumamente anisotrópico tendrían respuesta diferente según sea la dirección analizada del espécimen examinado. Además, hay que tener en cuenta que las probetas que se escogieron para el ensayo fueron aquellas que se observaron más uniformes, es decir, sin pómez grandes, con clastos pequeños y matriz lo más uniforme posible debido a la limitación del transductor. Por lo que se puede concluir que ésta variación en resultados puede ser aún mayor dado que solo se pudo analizar una probeta para los demás niveles ignimbríficos de la prueba. No obstante, teniendo en cuenta estas situaciones, los valores obtenidos para los niveles N1 y N2 son demasiado bajos a los que se reportan con el martillo de Schmidt por lo que deben de ser tratados con precaución.

Por otra parte, los resultados del esclerómetro concuerdan con los valores que se esperarían de los materiales teniendo en cuenta su resistencia a la compresión, porosidad y densidad. Es decir, un módulo de Young alto para la andesita, valores intermedios para los niveles N1 y N2, mientras que los niveles N5, N4 y N3 (este si hubiera registro) tendrían la deformabilidad más alta.

El coeficiente de Poisson de igual forma mostró un comportamiento similar al módulo de Young. Mientras la andesita y el nivel N1 tuvieron un valor más bajo que el nivel N6, como era de esperarse, la unidad N2 fue la de mayor coeficiente. Esto discrepa con el comportamiento que debería tener la roca. Es decir, una unidad resistente, poco porosa, densa y bien soldada como la ignimbrita rosa muy soldada debería de presentar menor deformación transversal que la ignimbrita gris que es más porosa y menos resistente. Sin embargo, el coeficiente de Poisson parece estar más relacionado con las características propias de cada material rocoso que a una regla de comportamiento general. Si comparamos resultados de análisis hechos para un mismo tipo de roca por diferentes autores (Tabla 40), podemos observar que los resultados discrepan. Por ello es importante calcular, en la medida de lo posible, los módulos de deformación de los materiales y no confiarse en un rango propio de cada tipo de roca. Además de tener siempre presente que el tipo de ensayo y la escala a la que se hagan influirán en los resultados.

Tabla 40.- Coeficiente de Poisson reportado para otros tipos de roca de acuerdo a Llambías (2001) y Kulhawy (1978).

Autor	Llambías (2001)	Kulhawy (1978)
Granito	0.25	0.39-0.09
Gabro	0.31	0.20-0.18

5.5 DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE DE DESIGNACIÓN DE CALIDAD DE LA ROCA (RQD)

Como ya se describió anteriormente, para determinar el RQD es necesario contar con núcleos de la litología de interés. Sin embargo, por la carencia de la maquinaria para extracción de núcleos se optó por determinar éste parámetro a través del índice de fracturas por unidad de volumen o J_v . Una vez calculado se determinó el valor de RQD y la calidad de la roca a través de las expresiones antes mencionadas. Éste análisis se realizó por cada estación y se compararon los resultados de las estaciones con la misma litología que a continuación se presentan.

Andesita

El valor de RQD para la estación And-1 se calculó a partir de 7 mediciones, todas cumpliendo con el requerimiento de ser mayores a 10 centímetros y menores de 1.5 metros (Tabla 41). Además se obtuvo el valor N_r para las cuatro fracturas que no pertenecieron a ninguna familia. Para la estación And-2 se tuvieron 5 datos de espaciado

y Nr para una fractura sin familia (Tabla 41). En la estación And-3 se obtuvieron 6 valores de espaciado sin ninguna fractura al azar (Tabla 42). Mientras que la estación And-4 fue la de mayor cantidad de datos con un total de 14 y un Nr para una fractura (Tabla 42).

Tabla 41.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones And-1 y And-2.

Estación					
And-1			And-2		
Familia	Espaciado Promedio	Frecuencia promedio	Familia	Espaciado Promedio	Frecuencia promedio
2	0.38	2.63	6	0.28	3.57
4	0.2	5.00	11	0.2	5.00
6	0.15	6.67	12	0.1	10.00
8	0.12	8.33	13	0.4	2.50
10	0.21	4.76			
	Nr	0.25		Nr	0.10
	Jv	27.65		Jv	21.17
	RQD	23.77		RQD	45.13
	Calidad	Muy Mala		Calidad	Mala

Estos valores permitieron calcular valores de Jv de 27.65 para la estación And-1, de 21.17 en And-2 y 13.39 en And-4 que indica una roca con un grado de fracturamiento alto. Por su parte, la estación And-3 (Jv = 8.15) obtuvo un grado de fracturamiento moderado.

Tabla 42.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones And-3 y And-4.

Estación					
And-3			And-4		
Familia	Espaciado Promedio	Frecuencia promedio	Familia	Espaciado Promedio	Frecuencia promedio
8	0.35	2.86	2	0.31	3.23
15	0.28	3.57	7	0.26	3.85
16	0.58	1.72	12	0.16	6.25
	Nr	-		Nr	0.07
	Jv	8.15		Jv	13.39
	RQD	88.10		RQD	70.82
	Calidad	Buena		Calidad	Regular

Con respecto al valor de RQD, este varió según la cantidad de familias de fracturas que se valoraron. Por ejemplo, en la estación And-1 se obtuvieron 5 datos de espaciado (0.15 a 0.38 m) para 5 familias y una calidad de la roca muy mala (RQD=23.77%) mientras que en la estación And-4 se lograron 14 mediciones (0.28-0.58 m) para 3 familias y una calidad de la roca regular (RQD=70.82). Además, los datos de espaciado en And-1 fueron un poco menores que en And-4 por lo que los valores de Jv en la primera fueron más grandes reflejando el alto fracturamiento de la roca. Esto quiere

decir que si bien el valor de J_v y RQD está ligado totalmente a los datos recolectados, no es posible descartar una estación u otra debido a que reflejan en cierta medida lo que pasa con el macizo en esa zona al evaluar familias distintas.

Ignimbrita Gris

Para la estación N5-1 se obtuvieron 11 datos de espaciado que cumplieron con los requerimientos de longitud y un valor N_r para cuatro familias. En la estación N5-2 se recabaron 20 datos y en la estación N5-3 cuatro datos con N_r para una fractura. El grado de fracturamiento se clasificó como alto en N5-1 y N5-2 mientras que la estación N5-3 cayó en el rango moderado. El valor de RQD calculado mostró una calidad de regular a muy mala en las dos primeras estaciones (Tabla 43). Sin embargo, en la estación N5-3 se tiene una situación similar a lo que pasó en las estaciones de la andesita. Se registraron pocos valores para pocas familias de fracturas dando como resultado un valor que probablemente sobrevalore la calidad de la roca (RQD=91.96%).

Tabla 43.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (J_v) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones de la Ignimbrita Gris.

Estación								
N5-1			N5-2			N5-3		
Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio	Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio	Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio
3	0.8	1.25	2	0.37	2.70	18	0.35	2.86
10	0.43	2.33	3	0.35	2.86	22	0.64	1.56
17	0.23	4.35	10	0.56	1.79	23	0.4	2.50
18	0.25	4.00	14	0.12	8.33		Nr	0.06
21	0.4	2.50	17	0.2	5.00		Jv	6.98
22	0.35	2.86	21	0.26	3.85		RQD	91.96
	Nr	0.25	22	0.35	2.86		Calidad	Excelente
	Jv	17.53		Jv	27.38			
	RQD	57.14		RQD	24.64			
	Calidad	Regular		Calidad	Muy mala			

Ignimbrita Blanca de Cointzio

La ignimbrita blanca de Cointzio presentó un grado de fracturamiento que va de regular en las estaciones N4-1 y N4-2 a moderado para la estación N4-3 (Tabla 44). El valor de RQD demostró de nuevo ser variado; sin embargo, esto se debió principalmente al valor del espaciado ya que se evaluó una cantidad similar de datos para cuatro familias en las tres estaciones. En N4-1 se tuvieron 14 mediciones, para N4-2 se analizaron 13 datos y en N4-3 se contó con 12 valores. Si bien la cantidad de información era casi la misma y algunas familias fueron medidas en dos estaciones distintas, los datos reflejan que el comportamiento de las fracturas según sea el lugar donde se hagan las mediciones modifica la calidad de la roca. Esto quiere decir que para evaluar unidades tan

fracturadas como las que se encuentran en la zona de estudio es necesario hacer varias estaciones de medición.

Tabla 44.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones de la Ignimbrita Blanca de Coitzio.

Estación								
N4-1			N4-2			N4-3		
Familia	Espaciado promedio	Frecuencia máxima	Familia	Espaciado promedio	Frecuencia máxima	Familia	Espaciado promedio	Frecuencia máxima
2	0.4	2.50	3	0.18	5.56	2	0.9	1.11
10	0.55	1.82	12	0.12	8.33	3	0.8	1.25
18	0.31	3.23	13	0.4	2.50	10	0.4	2.50
20	0.4	2.50	24	0.596	1.68	25	0.75	1.33
	Nr	-		Nr	-		Nr	0.09
	Jv	10.04		Jv	18.07		Jv	6.29
	RQD	81.85		RQD	55.38		RQD	94.25
	Calidad	Buena		Calidad	Regular		Calidad	Excelente

Flujo de Escombros

El valor de RQD para el flujo de escombros se calculó con 7 valores de espaciado para la estación N3-1 y Nr de 7 fracturas, mientras que en la estación N3-2 se contó con 4 datos de espaciado y un Nr para 11 fracturas (Tabla 45).

Tabla 45.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (Jv) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para las estaciones del flujo de escombros.

Estación					
N3-1			N3-2		
Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio	Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio
10	0.15	6.67	2	0.5	2.00
11	0.28	3.57	13	0.48	2.08
13	0.28	3.57	26	0.5	2.00
18	0.13	7.69		Nr	0.44
21	0.4	2.50		Jv	6.52
	Nr	0.28		RQD	93.47
	Jv	24.28		Calidad	Excelente
	RQD	34.87			
	Calidad	Mala			

Con ésta información se obtuvo un grado de fracturamiento de moderado a alto y un valor de RQD para N3-1 de un rango malo, mientras que N3-2 presentó una calidad excelente. Si bien la cantidad de mediciones fue mayor en la primera estación, la variación de RQD se debió principalmente a que en la segunda estación se tienen espaciados más amplios y por lo tanto se incrementa la calidad de la roca.

Ignimbrita Rosa muy Soldada

Para la Ignimbrita masiva con fiammes de cuarzo y líficos solo se obtuvieron datos de espaciado para la segunda estación. El grado de fracturamiento calculado con 9 datos y un Nr de 11 fracturas, es clasificado como alto mientras que la calidad de la roca según el valor RQD es regular (Tabla 46).

Tabla 46.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (J_v) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para la estación N2-2.

Estación		
N2-2		
Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio
2	0.39	2.56
11	0.1	10.00
12	0.33	3.03
18	0.95	1.05
	Nr	0.44
	J_v	17.09
	RQD	58.61
	Calidad	Regular

Ignimbrita Blanca

El valor de J_v para ésta unidad indica un grado de fracturación muy alto calculado a partir de 21 mediciones y un Nr de 11 fracturas (Tabla 47). Mientras que la calidad de la roca entra en el rango de malo (RQD=28.86).

Tabla 47.- Cálculo del índice de fracturas por unidad de volumen (J_v) y el índice de designación de calidad de la roca (RQD) para la estación N1-1.

Estación		
N1-1		
Familia	Espaciado promedio	Frecuencia promedio
1	0.17	5.88
3	0.24	4.17
7	0.21	4.76
13	0.15	6.90
15	0.61	1.64
23	0.30	3.33
26	0.18	5.56
	Nr	0.22
	J_v	32.46
	RQD	28.86
	Calidad	Mala

5.6 CLASIFICACIÓN DEL MACIZO ROCOSO CON BASE EN LOS VALORES RMR (ROCK MASS RATING)

Como ya se explicó en capítulos anteriores la clasificación RMR se basa en la suma de 5 valores que se obtienen de la descripción de las propiedades del fracturamiento, las filtraciones y la resistencia a compresión simple de la roca. En éste apartado se presentan los valores de los parámetros requeridos para la clasificación RMR por cada estación realizada en el área de estudio. De igual forma se hace la comparación del RMR obtenido entre localidades con la misma litología y se hace el cálculo de la cohesión y ángulo de fricción a través de las relaciones descritas con anterioridad.

Andesita

Ésta unidad obtuvo una clasificación regular para las estaciones And-1, And-2 y And-4, siendo And-3 la única en alcanzar una clase II o de calidad buena (Tabla 48). La diferencia es proporcional al cambio en el valor de RQD que se calculó en cada estación. Mientras que los demás lugares tuvieron una calidad menor con respecto al fracturamiento, en la estación And-3 fue mayor. Los demás valores fueron similares en las cuatro estaciones por lo que no influyeron en el valor de RMR.

Tabla 48.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Andesita.

Parámetro	Estación And-1		Estación And-2		Estación And-3		Estación And-4		
	Rango	Valor	Rango	Valor	Rango	Valor	Rango	Valor	
1-Compresión Simple	140.3 MPa	12	140.3 MPa	12	140.3 MPa	12	140.3 MPa	12	
2. RQD	23.77	3	45.13	8	88.10	17	70.82	13	
3. Espaciado de las Fracturas	0.5-0.05 m	9	0.4-0.05 m	9	0.4-0.06 m	9	0.38-0.03 m	6	
4. Estado de las Fracturas	Longitud	<1m	6	<1m	6	<1m	6	1-3m	4
	Abertura	0.1 - 1mm	3	0.1 - 1cm	1	0.1 - 5mm	2	0.1 - 5mm	1
	Rugosidad	Ondulada	1	Ligeramente rugosa-ondulada	2	Ligeramente rugosa-ondulada	2	Ondulada	1
	Relleno	Ninguno-Escaso	5	Ninguno-Escaso	5	Blando	1	Ninguno-Arcilla rígida	5
	Alteración	Moderada	3	Moderada	3	Moderada	3	Moderada	3
5. Flujo de Agua en las Fracturas	Ligeramente Húmedas	10	Ligeramente Húmedas	10	Ligeramente Húmedas	10	Ligeramente Húmedas	10	
Total		52	Total	56	Total	62	Total	55	

Ignimbrita Gris

Las estaciones 1 y 3 obtuvieron una clase III con una calidad de roca regular, mientras que la segunda estación sumó una categoría IV o mala (Tabla 49). Esto se debió a los valores RQD tan diferentes en las tres estaciones. Además de que el rango de la

resistencia a la compresión simple, obtenida a través del ensayo por carga puntual, fue menor y la abertura obtuvo un valor menor por ser más amplio que en los otros casos.

Tabla 49.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Gris.

Parámetro	Estación N5-1		Estación N5-2		Estación N5-3		
	Rango	Valor	Rango	Valor	Rango	Valor	
1-Compresión Simple	30.4 MPa	4	10.33 MPa	2	30.4 MPa	4	
2. RQD	57.14	13	24.64	3	91.96	20	
3. Espaciado de las Fracturas	1.2 - >0.04 m	10	2.5 - >0.06 m	10	0.4-0.06 m	9	
4. Estado de las Fracturas	Longitud	<1m	6	<1m	6	<1m	6
	Abertura	1 - 5mm	1	0.1 - >5 mm	0	0.1 - 5mm	2
	Rugosidad	Ligeramente rugosa-ondulada	2	Ligeramente rugosa-ondulada	2	Ligeramente rugosa-ondulada	2
	Relleno	Blando <5mm	2	Blando <5mm	2	Blando	1
	Alteración	Moderada	3	Moderada	3	Moderada	3
5. Flujo de Agua en las Fracturas	Completamente secas	15	Ligeramente Húmedas	10	Ligeramente Húmedas	10	
	Total	56	Total	38	Total	57	

Ignimbrita Blanca de Cointzio

Como ya se explicó anteriormente, se obtuvo un valor de la resistencia a compresión simple a través del ensayo por carga puntual de 9.81 MPa para la estación N4-2 y de 22.98 MPa para la estación N4-3 a través del martillo de Schmidt, que según la tabla 13 caen dentro del rango de 5-25 MPa y representan un puntaje de 2. El valor para el RQD de 55.38% en la primera estación corresponde a un valor de 13; sin embargo, éstos puntajes son valores medios, por lo que se optó por dar un valor de 10 a éste parámetro considerando que el dato escogido se encuentra más cerca del límite del siguiente rango. Mientras que para la segunda estación con RQD de 94.25% se le otorgó el máximo valor. Con respecto al espaciado de las discontinuidades se tomó un valor de 13 en las dos estaciones debido a que los valores caen dentro de los rangos de 2 a 0.2 m.

Dentro del apartado del estado de las fracturas la longitud para la estación N4-2 fue menor a 1 m (19 de las 24 mediciones), pero, dado que hubo datos de hasta 2.4 m y se pretende tomar en cuenta el efecto de estas, se optó por un valor de 5. Por otro lado, la estación N4-3 presentó longitudes de 1 a 6 metros por lo que se escogió un valor de 3. La apertura tuvo valores entre 0.1 a 0.5 cm en la primera estación por lo que se le otorgó un valor de 1 y en la segunda estación todas las aperturas fueron mayores a 1 cm otorgándole un valor de 0. La rugosidad que fue evaluada como rugosa a ligeramente rugosa en las dos estaciones, por ello se escogió un valor de 4.

A pesar de que 14 de las 24 mediciones en la estación N4-2 no presentaron relleno, las restantes 10 si tuvieron presencia de suelo, hojarasca y musgo, por lo que se optó por

escoger un valor de 2 que corresponde a un relleno blando con un espesor menor a 5 mm para no dejar de lado la influencia de éste en la clasificación. Lo mismo pasó con la estación N4-3 donde todas las fracturas presentaron un relleno de musgo. La alteración se clasificó como moderada con un valor de 3 en ambos casos. El último apartado a evaluar son las filtraciones, y si bien no hubo evidencia de escurrimiento o goteo en las dos estaciones, la presencia constante de musgo y suelo húmedo reveló la presencia de filtraciones en la zona por lo que se escogió un valor de 10 que corresponde a un material ligeramente húmedo. Al sumar todos los valores anteriores se obtuvo una clasificación RMR de 50 para N4-2 y de 57 para N4-3, que pertenece a una clase III o una roca de calidad regular (Tabla 50).

Tabla 50.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Blanca de Coitzio.

Parámetro		Estación N4-2		Estación N4-3	
		Rango	Valor	Rango	Valor
1-Resistencia a la Compresión		9.81 MPa	2	22.98 MPa	2
2. RQD		55.38	10	94.25	20
3. Espaciado de las Fracturas		0.1-1.3 m	13	0.35-2 m	13
4. Estado de las Fracturas	Longitud	<3m	5	1-6 m	3
	Abertura	1-5 mm	1	1->5 mm	0
	Rugosidad	Ligeramente rugosa-rugosa	4	Ligeramente rugosa-rugosa	4
	Relleno	Blando >5mm	2	Blando >5mm	2
	Alteración	Moderada	3	Moderada	3
5. Flujo de Agua en las Fracturas		Ligeramente Húmedas	10	Ligeramente Húmedas	10
		Total	50	Total	57

Flujo de Escombros

La resistencia a la compresión simple calculada a través del ensayo de carga puntual para ambas estaciones fue menor a 25 MPa por lo que se aplicó un valor de 2. El valor de RQD que se asignó a la primera estación al tener un porcentaje de 34.87 fue de 8 mientras que la segunda obtuvo el valor más alto de 20 (93.47%). El espaciado en la estación N3-1 cayó dentro de los rangos de 0.06 a 0.6 m por lo se escogió un valor medio de 9, mientras que la estación N3-2 obtuvo un puntaje de 10 por caer en el rango de 0.2 a 0.6 m. Para los demás parámetros ambas estaciones tuvieron valores similares por lo que se les otorgó la misma puntuación. Al sumar los valores se obtuvo una clase III o una roca de calidad regular en ambas estaciones (Tabla 51).

Tabla 51.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en el Flujo de Escombros.

Parámetro	Estación N3-1		Estación N3-2	
	Rango	Valor	Rango	Valor
1-Resistencia a la Compresión	7.93 MPa	2	4.59 MPa	2
2. RQD	34.87	8	93.47	20
3. Espaciado de las Fracturas	0.13 - 0.4 m	9	0.25 - 0.7 m	10
4. Estado de las fracturas	Longitud	0.1 - >2 m	0.5 - >2 m	5
	Abertura	<1 - 3mm	<1 - 3mm	1
	Rugosidad	Rugosa-Ligeramente Rugosa	Rugosa-Ligeramente Rugosa	4
	Relleno	Blando <5mm	Blando <5mm	2
	Alteración	Moderada-Muy Alterada	Moderada-Muy Alterada	2
5. Flujo de Agua en las Fracturas	Ligeramente Húmedas	10	Ligeramente Húmedas	10
Total		43	Total	56

Ignimbrita Rosa muy Soldada

La resistencia a la compresión simple en la estación N2-2 cae dentro del rango de 50 a 100 MPa por lo que se colocó un valor de 7. El RQD calculado fue de 58.61% que corresponde a un valor de 13 (50-75 %). Todas las longitudes fueron menores a un metro otorgándole un valor de 6 y las aberturas llegaron hasta los 3 mm confiriéndole un valor de 1. La rugosidad al ser apenas ondulado obtuvo un valor de 1 mientras que el relleno, cuando lo hubo, fue blando y de poco espesor que cae en un puntaje de 2. Se clasificó la estación como ligeramente húmeda al presentar un poco de evidencia en los musgos que se encontraron sobre las fracturas. Al sumar los valores de los distintos parámetros se obtuvo una clase III o una roca de calidad regular (Tabla 52).

Tabla 52.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Rosa muy Soldada.

Parámetro	Estación N2-2		
	Rango	Valor	
1-Compresión Simple	88.5 MPa	7	
2. RQD	58.61	13	
3. Espaciado de las Fracturas	1-0.2 m	13	
4. Estado de las Fracturas	Longitud	<1m	6
	Abertura	<1-3mm	1
	Rugosidad	Ondulada	1
	Relleno	Blando <5mm	2
	Alteración	Moderada	3
5. Flujo de Agua en las Fracturas	Ligeramente Húmedas	10	
Total		56	

Ignimbrita Blanca

Para ésta unidad la resistencia a la compresión de 33.7 MPa cae en un rango de 25 a 50 MPa ocupando un valor de 4, mientras que al RQD de 28.86% se le otorga un valor de 8. El espaciado de las fracturas tiene un rango amplio, sin embargo, a excepción de una, todas las demás caen dentro de las categorías de 0.06 a 0.6 m por lo que se dio un valor medio de 9. La longitud alcanzó hasta los 1.7 m cayendo en un rango medio de 5 mientras que la abertura fue de 1 a 5 mm con un valor de 1. La rugosidad fue ligeramente más fuerte que en la unidad anterior por lo que se le dio un valor de 2 y no hubo relleno significativo otorgándole un valor de 5. Por último, hubo muy poca evidencia de humedad, solo pocas fracturas presentaron musgo, por lo que se dio un valor medio de 13 entre una categoría completamente seca a una ligeramente húmeda. Al sumar los valores de las distintas categorías ésta unidad pertenece a una clase III o una roca de calidad regular (Tabla 53).

Tabla 53.- Cálculo de la calidad de roca a través del valor de RMR para las estaciones en la Ignimbrita Blanca.

Parámetro		Estación N1-1	
		Rango	Valor
1-Compresión Simple		33.7 MPa	4
2. RQD		28.86	8
3. Espaciado de las Fracturas		0.1-1.6 m	9
4. Estado de las Fracturas	Longitud	0.1-1.7m	5
	Abertura	1 - 5mm	1
	Rugosidad	Ligeramente rugosa-Ondulada	2
	Relleno	Ninguno- Escaso	5
	Alteración	Moderada	3
5. Flujo de Agua en las Fracturas		Poca evidencia	13
		Total	50

Una vez hechas las sumatorias y asignado una calidad para cada estación por unida litológica se calcularon los parámetros resistentes como se muestra en las tablas 54 y 55 utilizando las ecuaciones 30 y 31 descritas en la metodología.

Tabla 54.- Resumen del valor RQD, la resistencia a la compresión simple, la clasificación RMR y los parámetros resistentes (cohesión y ángulo de fricción) calculados en las estaciones N1-1 a N4-3.

Estación	N1-1	N2-2	N3-1	N3-2	N4-2	N4-3
RQD (%)	28.86	58.61	34.87	93.47	55.38	94.25
Resistencia a compresión (MPa)	33.7	88.5	7.93	4.59	9.81	22.98
RMR	50	56	43	56	50	57
Cohesión (KPa)	250	280	215	280	250	285
Ángulo de fricción (°)	30	33	26.5	33	30	33.5

Con estos resultados es evidente que el parámetro de RQD juega un papel importante en la asignación de la calidad de la roca a través del RMR. Por ejemplo en las dos estaciones de la secuencia conglomerática a pesar de que las características del material obtuvieron valores similares, el hecho de tener dos RQD totalmente opuestos llevó a una diferencia de puntaje de 13 puntos en el RMR. Por lo tanto puede concluirse que es imposible caracterizar el fracturamiento de una unidad litológica a través de una sola estación de medición a menos que este fuera completamente sistemático en todo el nivel. Situación que en el área de estudio no se da en ninguna estación.

Tabla 55.- Resumen del valor RQD, la resistencia a la compresión simple, la clasificación RMR y los parámetros resistentes (cohesión y ángulo de fricción) calculados en las estaciones N5-1 a And-4.

Estación	N5-1	N5-2	N5-3	And-1	And-2	And-3	And-4
RQD (%)	23.77	45.13	88.10	23.77	45.13	88.10	70.82
Resistencia a compresión (MPa)	30.4	30.4	30.4	140.3	140.3	140.3	140.3
RMR	56	38	57	52	57	62	55
Cohesión (KPa)	280	190	285	260	285	310	275
Ángulo de fricción (°)	33	24	33.5	31	33.5	36	32.5

5.7 CARACTERIZACIÓN DE LOS MOVIMIENTOS CINEMÁTICOS EN LA LADERA

Debido a que el fracturamiento en la zona de estudio juega un papel importante en la estabilidad de la ladera, es esencial calcular los movimientos cinemáticos que se pueden llegar a producir por las distintas familias de fracturas encontradas en cada unidad litológica.

Con las familias de fracturas promedio, determinadas previamente, se utilizó el programa de distribución libre StereoNett versión 2.46 para calcular los movimientos cinemáticos, utilizando la orientación promedio del talud medida para cada estación de trabajo. No se utilizó una orientación promedio del talud para toda la zona de estudio debido a que se quería considerar la influencia de los cambios en la orientación local con respecto a la ocurrencia de los movimientos cinemáticos, e identificar a las familias de fracturas responsables de ellos (Tabla 56).

De ésta manera se encontró que los movimientos en cuña, tanto para los taludes con echado al noreste y noroeste, pueden presentarse en la andesita, la ignimbrita gris y en la ignimbrita blanca de Coitzio. Por otro lado, las familias que pueden activarse en los taludes con echado al noreste son las 2, 6, 8, 10, 12, 16, 17 y 21; siendo las tres primeras la de mayor ocurrencia. Mientras que en los taludes con echado al noroeste las familias activas para este tipo de movimiento serían las 2, 5, 12, 18, 20, 21 y 23, siendo la primera la recurrente en todos los casos. Con esto se puede apreciar que la familia 2 (N296°/ NE/ 74°) produce este tipo de movimiento en 11 de los 18 casos en los que se encontró una combinación posible con alguna de las otras familias analizadas en la estereofalsilla. Para

los taludes con orientación al noreste la falla en planos puede presentarse en las estaciones And-1 y N5-2 con la familia 3, y en And-3 con la familia 15. Hacia el noroeste la familia 21 en la estación N5-1 se hace presente mientras que en las demás estaciones no se cumplieron las condiciones. La falla por volteo es la que menores posibilidades de ocurrencia demostró tener y en todos los casos las familias que pueden activarse variaron. Por ejemplo, hacia el noreste las familias 7, 20 y 23 actuaron en las estaciones And 1 y N5-2, siendo la familia 13 la única presentada hacia el noroeste en la estación N4-2.

Un ejemplo representativo de la activación de ciertas familias con respecto a la orientación del talud se muestra en la figura 48. En la estación N5-1 se aprecia que las intersecciones de familias que pueden provocar falla en cuña cumpliendo los requerimientos estructurales en un talud con orientación hacia el noroeste son las primeras 4, mientras que en la estación N5-2 con orientación del talud al noreste las intersecciones posibles son las primeras 3 y las familias involucradas son distintas. Lo mismo ocurre en ambas estaciones para la falla plana.

Cabe mencionar que dadas las condiciones actuales de la ladera, las familias mencionadas por tipo de movimiento son las que se activarían, sin embargo, si se modifica la orientación, el echado y/o la inclinación artificialmente, las fracturas que intervendrían pueden ser más o diferentes, aun cuando con el estado actual parecen estar inactivas.

Como ejemplo tenemos las estaciones en el flujo de escombros, la ignimbrita rosa muy soldada (N2-2) y la ignimbrita blanca. Dado que la inclinación local de la ladera en estas estaciones fue menor o muy parecida al ángulo de fricción calculado, no se cumplieron las condiciones estructurales necesarias para la existencia de algún tipo de movimiento. Sin embargo, esto es solo local, ya que en campo se reconocieron escarpes con una inclinación muy pronunciada para las ignimbritas N1 y N2 que debido a su inaccesibilidad fue imposible medir. Esto quiere decir que en esos lugares es muy posible que exista la susceptibilidad a que ocurra algún tipo de falla como en los otros niveles en los que la inclinación del talud fue mayor a 60° .

Se puede concluir que hay que poner especial énfasis en las familias que se encontraron propensas a fallar por un tipo de movimiento u otro. Y sobre todo, si se planean construcciones es necesario hacer los estudios locales correspondientes tanto en la ladera natural como en los cortes proyectados que puedan llegar a modificar las condiciones actuales.

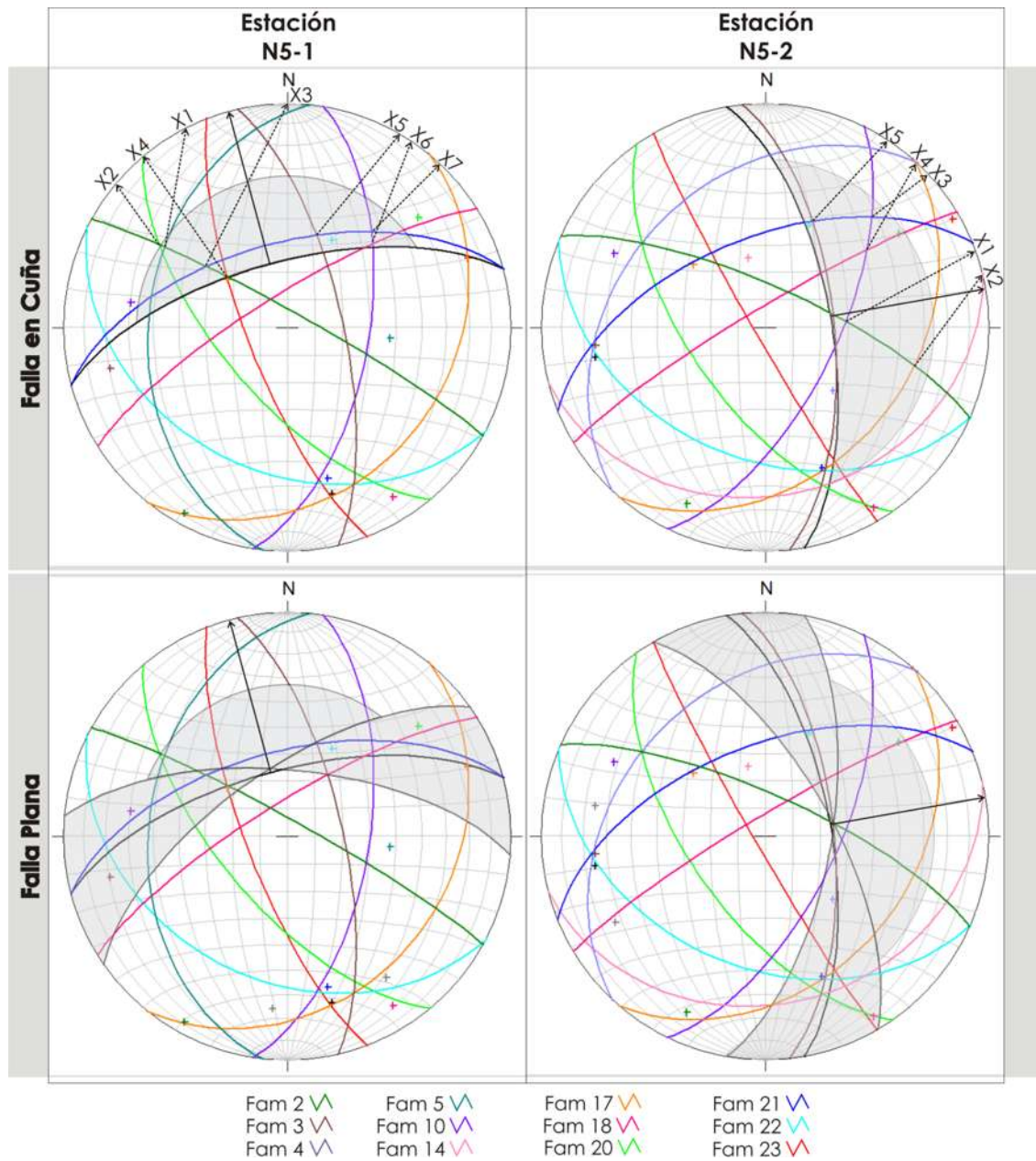


Figura 48.- Ejemplo del análisis cinemático en la Ignimbrita Gris. El cambio en la orientación local del talud promueve la activación de diferentes familias de fracturas.

Tabla 56.- Movimientos cinemáticos encontrados por estación de medición en cada unidad litológica.

Estación	Orientación Talud	Cuña			Plano			Volteo	
		$\psi_i < \psi_f$	$\psi_i > \phi$	$\alpha_i = \pm \alpha_f$	$\alpha_f = \alpha_t \leq 20^\circ$	$\psi_p < \psi_f$	$\psi_p > \phi_p$	$\alpha_f = \alpha_t \leq 20^\circ$	$(90^\circ - \psi_p) \leq (\psi_f - \phi_p)$
And-1	N345°/NE/83	Fam 6-10	Cumple	a 25°	Fam 3	Casi el mismo	Cumple	Fam 7 en límite	Cumple
		Fam 2-10		a 15°					
		Fam 2-8		a 20°					
And-3	N320°/NE/90°	Fam 2-17	Cumple	a 27°	Fam 15	Casi el mismo	Cumple	Ninguna cumple	
		Fam 6-8		a 30°					
		Fam 6-12		a 0°					
		Fam 8-16		a 10°					
		Fam 8-12		a 5°					
N5-1	N255°/NW/66°	Fam 2-5	Cumple	a 18°	Fam 21	Cumple	Ninguna Cumple		
		Fam 2-20		a 10°					
		Fam 2-21		a 20°					
		Fam 2-23		a 32°					
N5-2	N350°/NE/66°	Fam 2-10	Cumple	a 10°	Fam 3	En límite	Cumple	Fam 20 en límite	Cumple
		Fam 2-17	Cumple	a 5°				Fam 23 en límite	
		Fam 10-21	Cumple	a 32°					
N4-1	N252°/NW/60°	Fam 2-18	En límite	a 10°	Ninguna Cumple			Ninguna Cumple	
N4-2	N252°/NW/60°	Fam 3-12	Cumple	a 10°	Ninguna Cumple			Fam 13 en límite	En límite
N4-3	N335°/NE/88°	Fam 2-10	Cumple	a 10°	Ninguna Cumple			Ninguna Cumple	
N3-1	N287°/NE/23°	Ninguna Cumple			Ninguna Cumple			Ninguna Cumple	
N3-2	N287°/NE/23°								
N2-2	N287°/NE/33°								
N1	N287°/NE/20°								

5.8 MODELIZACIÓN EN PLAXIS

La modelación en Plaxis tuvo el objetivo principal de evaluar las condiciones que dieron origen al deslizamiento el Campestre. Para ello se analizó la estabilidad del macizo rocoso en esa sección del escarpe de la falla La Paloma en relación a las características físico-mecánicas obtenidas, las condiciones de saturación y el componente sísmico latente de la falla La Paloma.

Como primer paso se trazó el modelo geométrico de la ladera que representara la sección transversal de lo que habría sido el estado previo a la ocurrencia del deslizamiento el Campestre (Fig. 49). Para ello se tomó el perfil que resultó de la cartografía del deslizamiento y se reconstruyó al estado inicial; sin embargo, al hacer el proceso fue obvio que existía un área de roca faltante entre el escarpe actual del talud y el cuerpo del deslizamiento acomodado en su posición original. Éste volumen faltante es muy probable que se deba al constante desprendimiento de bloques que existe en toda la ladera provocado por los mecanismos anteriormente descritos (deslizamientos superficiales en cuña, planares, y erosión en general).

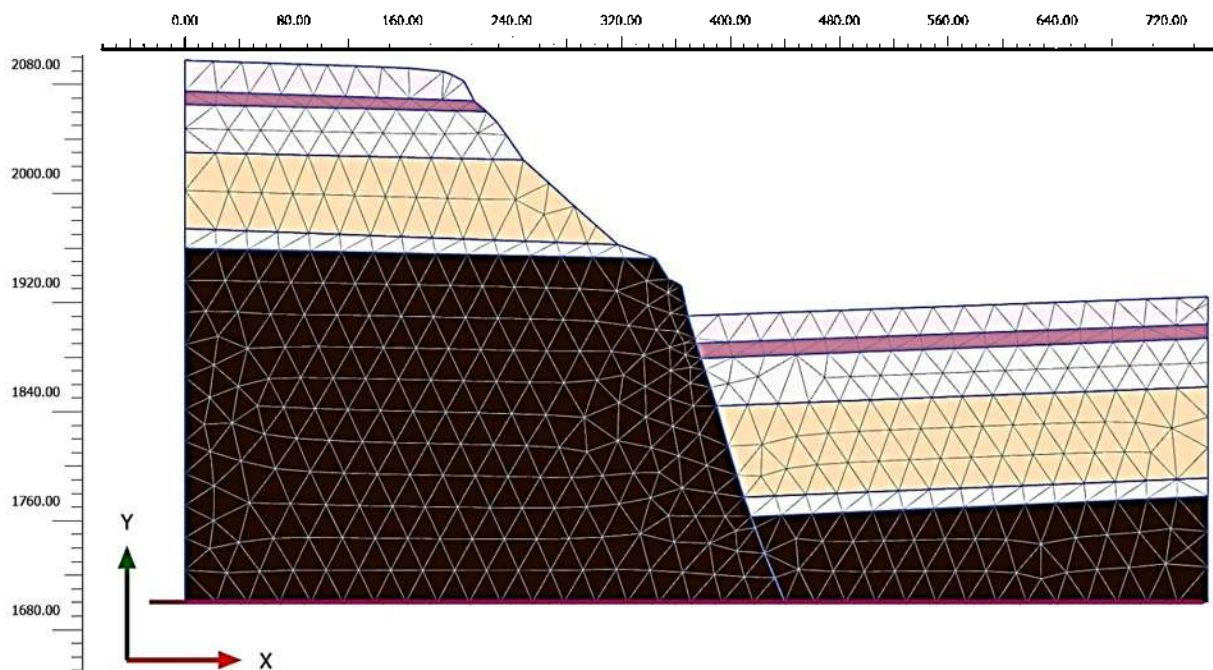


Figura 49.- Modelo geométrico que representa el estado del escarpe previo a la ocurrencia del deslizamiento el Campestre.

Para tomar en cuenta los análisis sísmicos en este tipo de programas, es necesario tener un acelerograma que refleje el comportamiento del material rocoso ante este tipo de eventos. Sin embargo, en la zona no se tienen estos registros por lo que para evitar el utilizar acelerogramas de otros lugares que representen condiciones geológicas diferentes, se optó por buscar estudios en la zona que abarcaran ésta temática. Para ello

se contactó al Dr. Guillermo Martínez Ruíz que proporcionó valiosa información sobre la historia aceleración-tiempo anticipada para la ignimbrita que aflora debajo del centro histórico de la ciudad de Morelia y que es la misma que se encuentra presente en nuestra zona de estudio (Fig. 50).

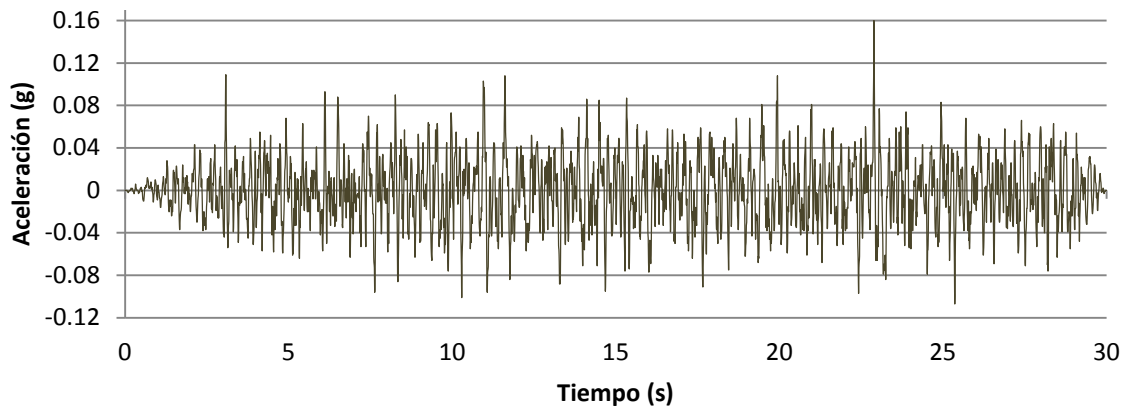


Figura 50.- Historia aceleración-tiempo esperada para la cantera empleada en los monumentos del centro histórico de la ciudad de Morelia. Información proporcionada por el Dr. Guillermo Martínez Ruíz.

Una vez obtenido éste insumo, fue necesario escoger las propiedades físico-mecánicas que se introducirían en las propiedades de los materiales del modelo. Analizando los datos que se obtuvieron fue evidente que había un grupo de propiedades que favorecía la calidad de la roca y otro que lo desfavorecía. Por ello se optó por hacer los análisis empleando estos escenarios y evaluar qué tanto cambiaba la estabilidad en la ladera (Tablas 57 y 58).

Tabla 57.- Escenario 1, propiedades favorables a la estabilidad introducidas en el modelo.

Parámetro	Unidades	N1	N2	N3	N4	N6	And
Modelo del Material	-	Mohr-Coulomb					
Tipo de Drenaje	-	Sin Drenar (A)					
Peso Unitario Seco	N/m ³	20.1·10 ³	20.8·10 ³	12.1·10 ³	17.8·10 ³	18.5·10 ³	27.6·10 ³
Peso Unitario Saturado	N/m ³	21.4·10 ³	21.9·10 ³	15.6·10 ³	21.0·10 ³	21.3·10 ³	27.7·10 ³
Módulo de Young	N/m ²	34.6·10 ⁹	34.7·10 ⁹	6.5·10 ⁹	6.5·10 ⁹	15.0·10 ⁹	75.1·10 ⁹
Coefficiente de Poisson	-	0.24	0.28	0.27	0.27	0.27	0.24
Cohesión	N/m ²	250.0·10 ³	280.0·10 ³	280.0·10 ³	285.0·10 ³	285.0·10 ³	310.0·10 ³
Ángulo de Fricción	°	30.0	33.0	33.0	33.5	33.5	36.0

Teniendo en cuenta éstos dos escenarios se procedió a realizar el análisis sobre la influencia del nivel freático en la ladera y la actividad sísmica que se podría presentar. Para ello, primero se realizó la estimación de los esfuerzos estáticos iniciales a través del programa con una etapa de *Gravity Loading*. Posteriormente se agregaron etapas de cálculo tipo *Plastic* donde el nivel freático fuera descendiendo cada 5 metros desde una

altura de 2039 msnm, en su parte más alta, hasta los 2004 msnm, es decir una diferencia total de 35 metros entre el nivel freático más alto y el más bajo.

Tabla 58.- Escenario 2, propiedades desfavorables a la estabilidad introducidas en el modelo.

Parámetro	Unidades	N1	N2	N3	N4	N6	And
Modelo del Material	-	Mohr-Coulomb					
Tipo de Drenaje	-	Sin Drenar (A)					
Peso Unitario Seco	N/m ³	20.1·10 ³	20.8·10 ³	12.1·10 ³	17.8·10 ³	18.5·10 ³	27.6·10 ³
Peso Unitario Saturado	N/m ³	21.4·10 ³	21.9·10 ³	15.6·10 ³	21.0·10 ³	21.3·10 ³	27.7·10 ³
Módulo de Young	N/m ²	20.7·10 ⁹	12.7·10 ⁹	6.5·10 ⁹	6.5·10 ⁹	10.0·10 ⁹	60.7·10 ⁹
Coficiente de Poisson	-	0.24	0.34	0.27	0.27	0.27	0.24
Cohesión	N/m ²	250.0·10 ³	280.0·10 ³	215.0·10 ³	250.0·10 ³	190.0·10 ³	260.0·10 ³
Ángulo de Fricción	°	30.0	33.0	26.5	30.0	24.0	31.0

Una vez calculados los esfuerzos y deformaciones inducidas por el cambio en el nivel freático, se prosiguió con el análisis dinámico empleando la historia aceleración-tiempo. Posteriormente se llevó a cabo un análisis de factor de seguridad (*safety*) en las etapas en las que solo se integró un cambio en el nivel freático como en aquellas donde se agregaron etapas sísmicas para hacer una comparación.

Con el fin de corroborar el factor de seguridad y la superficie de falla obtenidos con Plaxis en las etapas en las que se cambió el nivel freático, se utilizó el software GeoSlope. A través de análisis con equilibrio límite, este programa calcula el factor de seguridad de modelos con geometría y estratigrafía compleja.

A continuación se presentan los resultados obtenidos para los dos escenarios analizados.

5.8.1 Escenario 1. Propiedades favorables a la estabilidad.

Habiendo hecho los análisis con incremento cada 5 metros del nivel freático fue evidente que el mecanismo de falla es efectivamente rotacional (Fig. 51 A y B). También se observó que, a pesar de una diferencia de 35m entre el nivel freático más alto y bajo, la superficie de falla crítica comienza al pie del talud. La principal diferencia entre ambos niveles fue el aumento en la profundidad del cuerpo y la posición de la corona del deslizamiento conforme sube el nivel freático. Esto pudo constatarse haciendo el análisis para el nivel de 2004m y 2039m en el programa GeoSlope donde la superficie de falla crítica fue muy similar a la calculada en Plaxis arrojando el mismo comportamiento (Fig. 51 C y D).

También pudo verificarse que la profundidad de la superficie de falla, tanto en Plaxis como en GeoSlope, para el nivel de 2004m fue de 80 m aproximadamente, mientras que para los 2039m la profundidad alcanza casi los 100m.

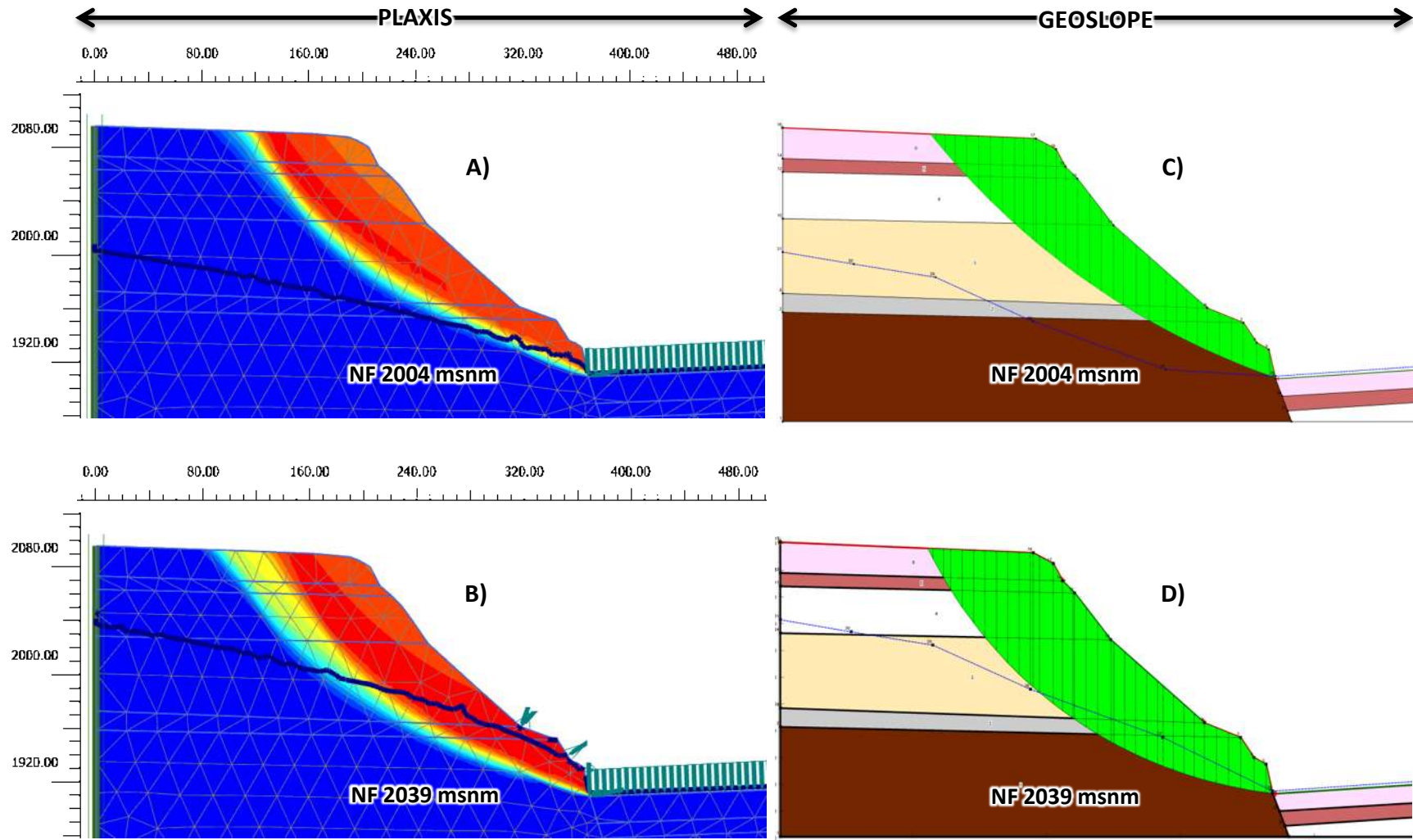


Figura 51.- Superficie de falla crítica, modelada en Plaxis (A y B) y corroborada en GeoSlope (C y D) a un nivel freático a 2004 msnm y a 2039 msnm con las propiedades geomecánicas del escenario 1.

Por otro lado, el análisis de factor de seguridad con Plaxis ante el cambio del nivel freático (Fig. 52, escenario 1) dio como resultado que para los niveles de 2004m y 2009m la ladera presentara un valor estable de 1.66. Es decir, las condiciones con el incremento de la presión de poro dado el incremento del nivel freático no afectaron el factor de seguridad hasta un nivel de 2009m. Sin embargo, este valor comienza a disminuir gradualmente a partir de los 2014m hasta llegar a un factor de seguridad de 1.49 a los 2004m.

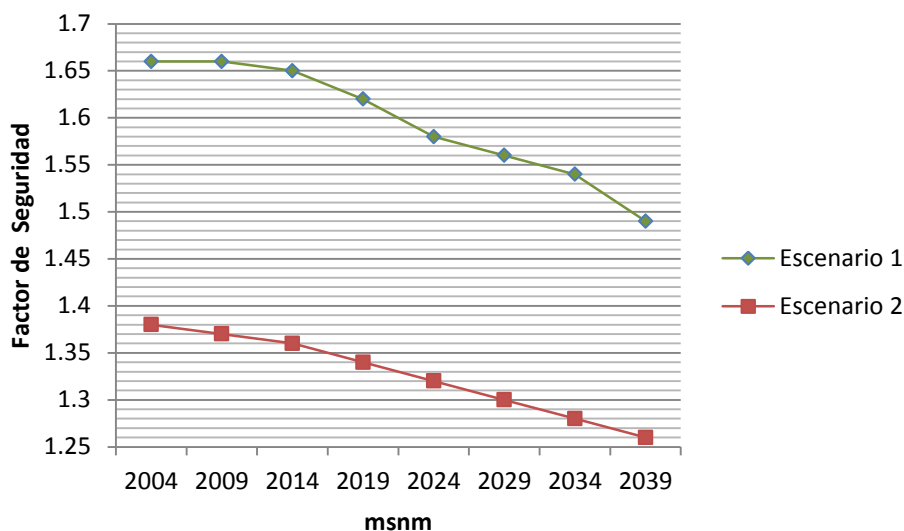


Figura 52.- Comportamiento del factor de seguridad con respecto al incremento del nivel freático calculado con Plaxis para los escenarios 1 y 2.

Comparando este resultado con el factor de seguridad arrojado por el programa GeoSlope (Tabla 59, escenario 1) es de hacerse notar que los valores obtenidos son más optimistas. Es decir, el factor de seguridad a los 2004m comienza con 1.75 y desciende hasta 1.68 a los 2039m. Una diferencia en el factor de seguridad de 0.07 a comparación del 0.17 calculado con Plaxis.

Tabla 59.- Comparación del factor de seguridad obtenido en los escenarios 1 y 2 para un nivel freático de 2004m y 2039m utilizando los programas Plaxis y GeoSlope.

	Escenario 1		Escenario 2	
Nivel Freático	2004	2039	2004	2039
FS Plaxis	1.66	1.49	1.38	1.26
FS GeoSlope	1.75	1.68	1.46	1.39

5.8.2 Escenario 2. Propiedades desfavorables a la estabilidad.

El escenario número dos también dio como resultado un mecanismo de falla rotacional (Fig. 53 A y B) afectando al pie de talud.

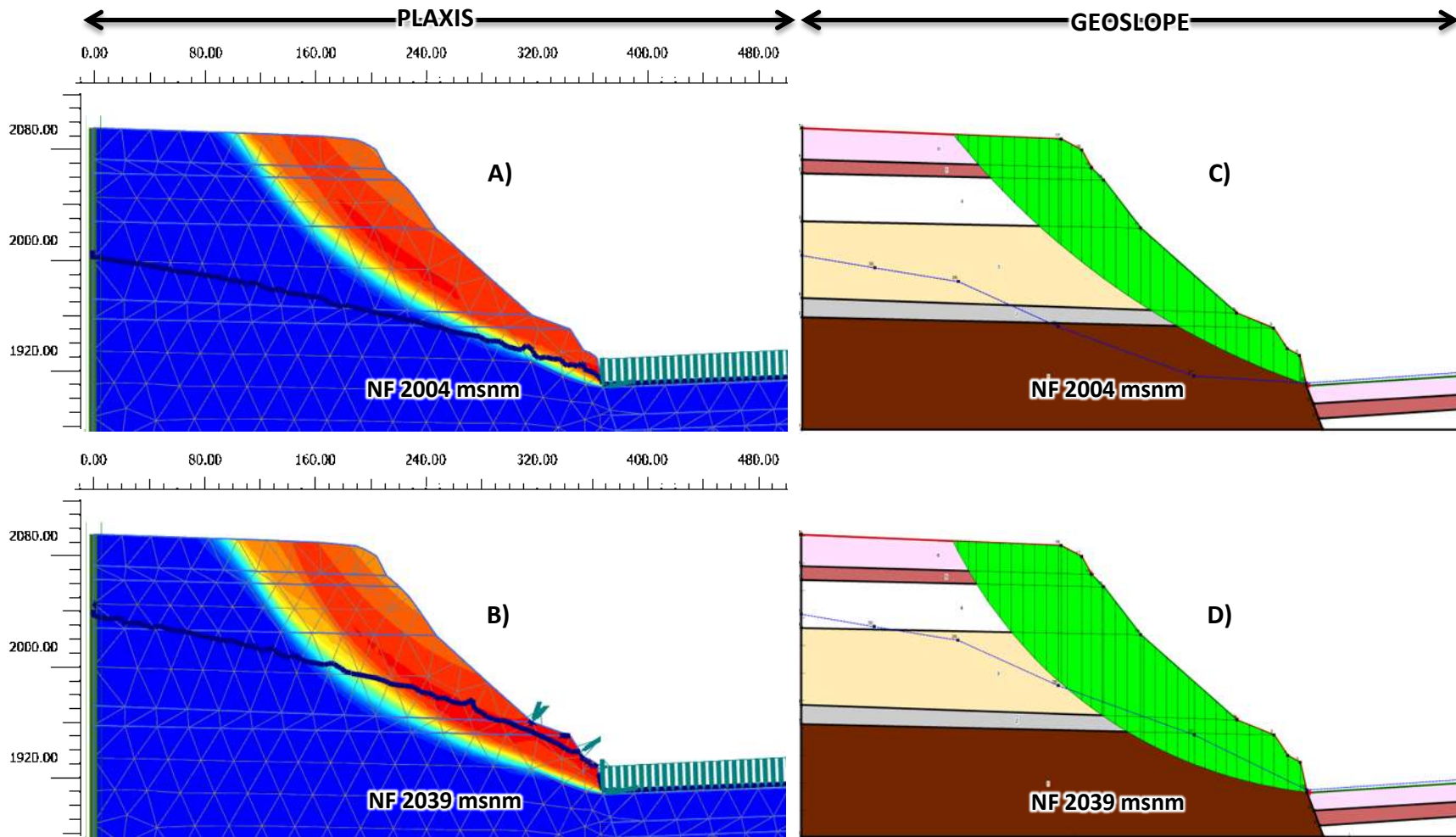


Figura 53.- Superficie de falla crítica, modelada en Plaxis (A y B) y corroborada en GeoSlope (C y D) a un nivel freático a 2004 msnm y a 2039 msnm con las propiedades geomecánicas del escenario 2.

Al igual que en el escenario anterior, el análisis tanto con Plaxis como con GeoSlope (Fig. 53, C y D) arrojó como resultado una diferencia bastante notoria entre la profundidad y posición de la corona de la superficie deslizable mientras el nivel freático aumenta. De ésta manera se observó que para un nivel freático a 2004m, la profundidad aproximada que alcanza la superficie de falla es de 80m, mientras que a los 2039m la profundidad aumenta hasta los 100m.

Con respecto al factor de seguridad, éste también tuvo un comportamiento similar al caso anterior. Sin embargo, la principal diferencia radica en que con condiciones desfavorables a la estabilidad, el factor de seguridad comienza a bajar inmediatamente después de que empieza a subir el nivel freático (Fig. 52, escenario 2). De ésta manera, para un nivel freático de 2004m se obtuvo un factor de seguridad estable pero relativamente bajo de 1.38, mientras que para un nivel de 2039m descendió hasta 1.26.

Al comparar el factor de seguridad calculado por Plaxis con el obtenido por el programa GeoSlope (Tabla 59, escenario 2) se observa que el de este último es más elevado. Además de que el factor de seguridad entre el nivel freático más alto y más bajo tiene una diferencia de 0.07 con GeoSlope en contraste del 0.12 calculado con Plaxis.

5.8.3 Influencia Sísmica en la Estabilidad

Como se explicó anteriormente, se aplicaron eventos sísmicos al modelo para evaluar el efecto que tendrían sobre la estabilidad en la ladera. Debido al tiempo que tarda cada uno de estos, se optó por examinar solamente los niveles freáticos a 2004m y 2039m para los dos escenarios. Sin embargo, al comparar los factores de seguridad que incluían el efecto sísmico con aquellos en los que solo se evaluaba el aumento del nivel freático fue evidente que no hubo ningún cambio. Es decir, la aceleración máxima de 0.16g esperada para la ignimbrita de la zona de estudio no fue un factor lo suficientemente significativo para provocar un descenso en el factor de seguridad aún en el escenario con propiedades desfavorables a la estabilidad y nivel freático alto.

Si bien es un resultado que contradice la hipótesis planteada, se buscó reforzar éste nuevo planteamiento realizando otros análisis. Para ello se empleó el acelerograma del sismo ocurrido en 1999 en Sakarya, Turquía de magnitud 7.4 (Fig. 54). Este sismo fue producto de la actividad de la falla norte-anatoliana que presenta un movimiento lateral derecho y que se originó del choque entre el bloque anatoliano y la placa arábiga y euroasiática (Erdik, 2001). Aunque no se cuenta con la ubicación del acelerografo que hizo la medición durante el sismo, la región de Sakarya se encuentra ubicada geológicamente sobre el basamento central del terreno Sakarya conformado por para-neoalpinos y plutones graníticos (Göncüglu et. al., 2000).

Las desventajas de utilizar este acelerograma es que la naturaleza de las rocas en Sakarya es diferente a la de nuestra zona de estudio y no se tiene información sobre las

características geomecánicas del macizo rocoso donde se registró el evento. No obstante, el valor máximo alcanzado durante el sismo fue de 0.6g, es decir, 3.7 veces más aceleración que la alcanzada en la ignimbrita. Además, la magnitud de 7.4 del sismo de Sakarya es mucho mayor a la calculada por Dominguez-Ortiz (2003) que propone que un sismo de 5.58 grados debió de haber sido requerido para movilizar el volumen del deslizamiento El Campestre. Es por ello que utilizar el acelerograma de Sakarya en la zona de estudio debería de mostrar si el comportamiento del factor de seguridad cambia de manera significativa o se mantiene igual.

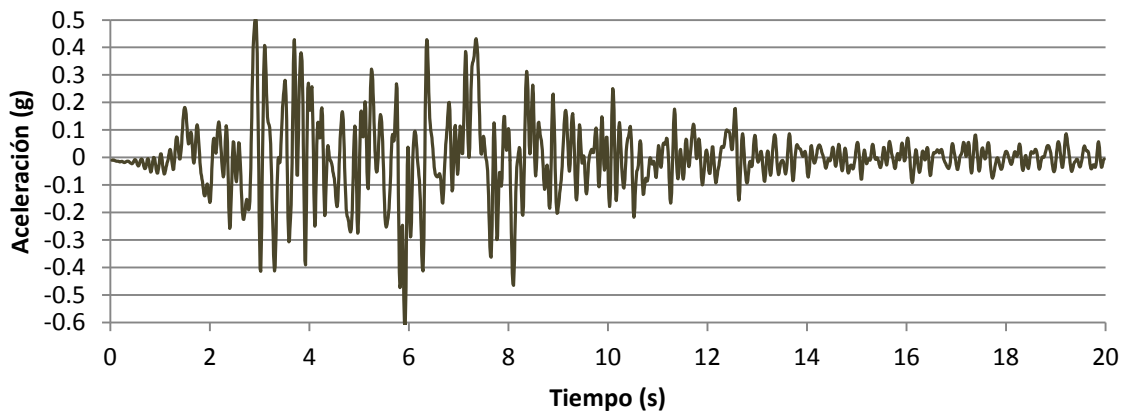


Figura 54.- Historia aceleración-tiempo registrada para el sismo ocurrido en 1999 en Sakarya, Turquía de magnitud 7.4. Información proporcionada por el Dr. Guillermo Martínez Ruíz.

Con esto en mente, se volvió a realizar el análisis sísmico en las etapas con nivel freático a 2004m y 2039m añadiendo el acelerograma de Sakarya. Además, únicamente se examinó el escenario 2 para probar si había algún cambio drástico en el factor de seguridad con las propiedades más desfavorables a la estabilidad. Sin embargo, al comparar los resultados de éste nuevo análisis con los factores de seguridad obtenidos con el acelerograma anterior, fue evidente que no hubo ningún cambio. Es decir, ni con las propiedades geomecánicas más desfavorables, el nivel freático más alto y aceleraciones 4 veces más grandes de las esperadas para las rocas de la zona fue posible conseguir que la estabilidad de la ladera disminuyera.

El resultado obtenido con el sismo de Sakarya nos dice que el efecto sísmico en las rocas no es un factor significativo que detone inestabilidad en la ladera. No obstante, hasta el momento solo se ha evaluado el impacto de un solo evento, cuando en realidad el origen y estado actual del talud está ligado a la actividad continua de la falla La Paloma que ha desencadenado actividad sísmica a lo largo de millones de años.

Por este motivo, se realizó un último análisis en el que se evaluara la respuesta de la estabilidad de los materiales rocosos involucrados en la ladera al verse sometidos a una fatiga producto de varios eventos sísmicos. Para ello se utilizó de nueva cuenta las propiedades geomecánicas del escenario 2 combinado con el nivel freático a 2039m.

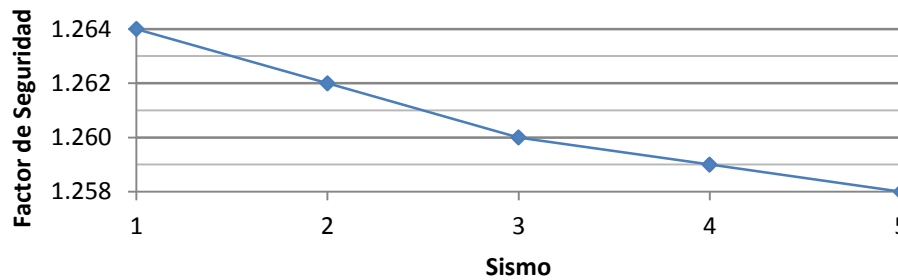


Figura 55.- Comportamiento del factor de seguridad en la ladera al verse sometida a varios eventos sísmicos.

La simulación arrojó como resultado que para 5 eventos de la magnitud del sismo de Sakarya el factor de seguridad disminuye 0.006 (Fig. 55). Esto quiere decir que por sí solo un sismo no es capaz de provocar un descenso de la estabilidad lo suficientemente grande como para desencadenar un deslizamiento. Sin embargo, para que una ladera de 200m de altura como la de la falla La Paloma se haya desarrollado fueron necesarios incontables sismos que probablemente fueron de una magnitud y aceleración menor a los registrados en Turquía.

De ahí que pueda decirse que si bien sí existe una disminución en el factor de seguridad debido a la fatiga de los materiales dada la recurrencia de sismos, ésta no es tan importante como la disminución obtenida por el incremento del nivel freático.

A pesar de ello, la sismicidad en la zona es un factor condicionante muy importante ya que es responsable del constante y extenso fracturamiento en todas las unidades litológicas de la zona. Este fracturamiento a su vez tiene un comportamiento ligado a las propiedades físico-mecánicas de la litología, que provoca la infiltración de agua y aceleración del intemperismo que han ido mermando aún más las propiedades de las rocas de tal forma que al llegar un incremento del nivel freático la ladera sea más propensa a perder estabilidad.

Capítulo VI.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

El deslizamiento el Campestre se presentó sobre un paquete geológico diverso. Conformado hacia la base por una alternancia de andesitas y brechas andesíticas, seguido por una secuencia ignimbrítica interrumpida por un flujo de escombros. Estos materiales se encuentran altamente fracturados y presentan características físicas y mecánicas distintas. Factores primordiales para el desarrollo de este tipo de inestabilidad.

Cuando el movimiento tomó lugar, el pie del deslizamiento ocurrió en la alternancia de andesita y brechas altamente fracturadas rotando verticalmente 30° aproximadamente y desplazándose verticalmente 90 m. Sin embargo, una reactivación del cuerpo del deslizamiento dio como resultado una segunda rotación que dejó a las capas del material involucrado con un buzamiento actual aproximado de 44.4°. Aunado a esto, es muy posible que el flujo de detritos, desarrollado previamente hacia el flanco izquierdo del deslizamiento, haya provocado una rotación horizontal adicional que en la actualidad se observa como una falta de paralelismo entre las capas del depósito y sus similares en el escarpe.

En lo que respecta al fracturamiento del macizo rocoso, se registraron un total de 26 familias de fracturas afectando el escarpe de la falla la Paloma en la porción que conforma nuestra zona de estudio. De éstas, 19 se identificaron en la andesita mientras que en el flujo de escombros solo se registraron 8, debido principalmente a que no se logró completar el mínimo de mediciones de fracturas. Sin embargo, fue posible identificar algunas relaciones temporales que podrían indicar eventos de fracturamiento (Fig. 56). El más antiguo ligado a la familia 8 con orientación promedio N84°/SE/84° y que afecta únicamente a la andesita. Otro posible evento que se dio después de la formación de la ignimbrítica gris corresponde a las familias 4 (N226°/NW/24°), 5 (N197°/NW/41°), 14 (N81°/SE/32°) y 17 (N40°/SE/33°). Por último, un evento presente en todas las unidades y reflejado a través de las familias 2 (N296°/NE/74°), 3 (N347°/NE/74°), 9 (N32°/SE/12°) y 10 (N20°/SE/71°).

El comportamiento del fracturamiento en el macizo rocoso se encuentra ligado a la naturaleza y características físico-mecánicas de las unidades litológicas involucradas. De ahí que puedan dividirse en dos grupos con respecto a cómo se presenta el fracturamiento.

El primer grupo, conformado por la ignimbrítica blanca, la ignimbrítica rosa muy soldada y la andesita. Sus propiedades físicas se caracterizan por densidades altas (2.8 a 2.05 gr/cm³), porosidad abierta (12.7 a 1.7 %) y absorción bajas (6.2 a 0.6 %). Mientras que son los materiales con mayor resistencia a la compresión simple (140.3 a 33.7 MPa) y el módulo de Young con esclerómetro más altos (60 y 35 GPa). El fracturamiento que forman

es de bloques de dimensiones moderadas a pequeñas, con un comportamiento sistemático a subsistemático, longitudes pequeñas, rugosidad prácticamente lisa, aberturas casi nulas y relleno ausente en la mayoría de los casos. Si bien podría pensarse que la abertura y falta de relleno podrían ayudar a que estos materiales conservaran una cierta estabilidad, lo cierto es que hay evidencia de desplazamiento de estos bloques por lo menos en el nivel N2. Probablemente debido a la rugosidad tan baja y a la facilidad de que el agua se infiltre a través de las fracturas bien conectadas.

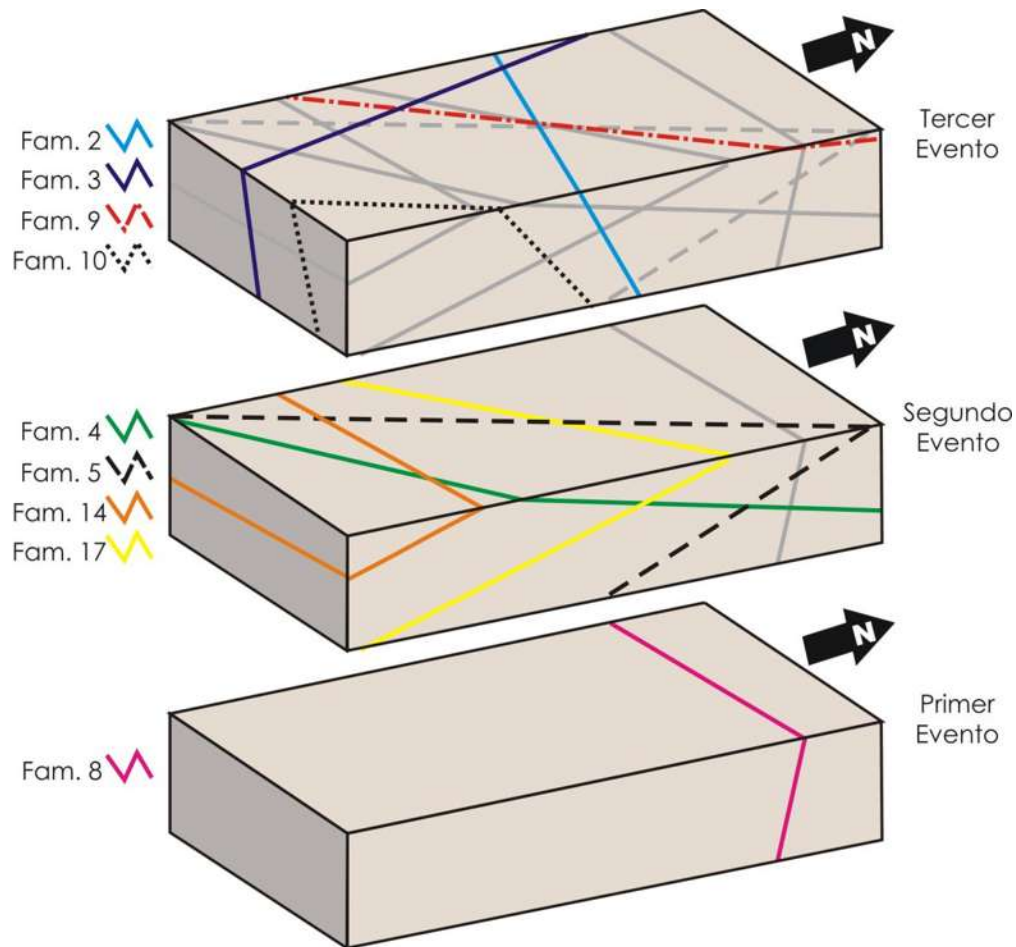


Figura 56.- Representación gráfica de los posibles eventos de fracturamiento en la zona de estudio. En color se observan las familias de fracturas activas durante el evento y en gris aquellas que ya estaban presentes.

El segundo grupo corresponde al flujo de detritos, la ignimbrita blanca de Cointzio y la ignimbrita gris. Sus características físicas son inversas al grupo anterior. Su densidad es más baja (1.8 a 1.2 gr/cm³), la porosidad abierta (35 a 24 %) y la absorción (29 a 15 %) son mucho mayores. Además de que son las unidades menos resistentes (<30 MPa) y con menor módulo de Young (10-6.49 GPa). Presentan un fracturamiento formando bloques de dimensiones moderadas a grandes, con un comportamiento subsistemático,

longitudes de más de 3 metros, un aumento considerable en la rugosidad de las paredes, aberturas mayores a 1 cm y relleno poco resistente en la mayoría de las fracturas.

La clasificación RMR dio como resultado una calidad regular para la andesita, la ignimbrita gris, la ignimbrita blanca de Cointzio, la ignimbrita rosa muy soldada y la ignimbrita blanca, siendo el flujo de escombros el único con calidad mala. Esto indica cohesiones entre 300-100 kPa y ángulo de fricción de 35-15°.

La falla en cuña fue el movimiento cinemático que demostró tener mayor posibilidad de ocurrencia, sin embargo también se identificaron varios casos de falla plana y falla por volteo. Además fue evidente que la orientación local de la ladera juega un papel primordial en la activación de estos movimientos y de las familias de fracturas que los provocan.

Con la modelización en Plaxis y corroborado en GeoSlope se observó que la superficie de falla crítica tiende a hacerse más profunda conforme sube el nivel freático independientemente del escenario analizado.

El factor de seguridad en la ladera disminuye conforme aumenta el nivel freático. Sin embargo, no alcanza valores menores a 1, por lo tanto, se mantiene estable con las condiciones actuales.

Los eventos sísmicos, modelados con los acelerogramas de la ignimbrita de Morelia y el de Sakarya, Turquía, no afectaron el factor de seguridad de la ladera en ninguno de los dos escenarios. Esto indica que los materiales son lo suficientemente resistentes a un sismo de magnitud considerable. Sin embargo, eventos recurrentes podrían afectar, aunque de forma mínima, el factor de seguridad.

Los factores condicionantes que producen inestabilidad en la ladera de la falla La Paloma son la sismicidad (responsable del fracturamiento) y las propiedades físico-mecánicas de las rocas involucradas (responsables del comportamiento de las fracturas, infiltración e intemperismo). Mientras que el factor detonante sería el aumento en el nivel freático.

Tomando en cuenta lo anterior, se puede concluir que la hipótesis planteada se cumple solo en parte. Debido a que se encontró a través de la modelización que los materiales rocosos que provocaron el deslizamiento El Campestre en la falla La Paloma reaccionan de manera más desfavorable a un incremento en el nivel freático que a la actividad sísmica.

6.2 RECOMENDACIONES

Se recomienda caracterizar el fracturamiento de los distintos niveles litológicos en otros lugares del escarpe de la falla La Paloma, para comparar su estado y saber si la calidad de la roca es la misma en todas las zonas.

Es recomendable determinar con mayor precisión el ángulo de fricción interna y la cohesión de los niveles litológicos. Para ello se recomienda la realización de pruebas triaxiales.

Se recomienda determinar con mayor precisión las propiedades dinámicas del macizo rocoso. Sea mediante sondeos geofísicos (sísmica de refracción) o mediante análisis de velocidad de ondas ultrasónicas donde se utilicen transductores adecuados para medición en materiales rocosos.

Es importante hacer un análisis a fondo sobre la historia tiempo-aceleración de los materiales involucrados en la ladera de la falla La Paloma. Con esto se logrará un análisis adecuado del comportamiento de los materiales y la amplificación de sitio ante una amenaza sísmica

EL cálculo de una fecha relativa del momento en el que se produjo el deslizamiento sería de gran relevancia. Con esto podría definirse, a través de estudios palinológicos de la zona, si las condiciones de humedad fue lo suficientemente grande para lograr un cambio significativo en la estabilidad del talud como lo muestran los resultados de la modelización.

BIBLIOGRAFÍA

- Alaniz-** Álvarez, S.A.; Nieto- Samaniego, A.F.; Reyes- Zaragoza, M.A.; Orozco-Esquivel, M.T.; Ojeda-García, A.C. y Vassallo, L.F. (2001). Estratigrafía y deformación extensional en la Región San Miguel de Allende- Querétaro, México (Vol. 18, No. 2, pp. 129- 148). México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.
- Alaniz-** Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, A.F.; Orozco-Esquivel, M.T.; Vasallo-Morales, L. F.; Xu, S.S. (2002). El Sistema de Fallas Taxco- San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post- Eocénica del centro de México (Vol. 55, pp. 12-29). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Álvarez-** Mendoza, B. (2011). Crecimiento Urbano, Principal Problema de Morelia, [en línea]: Michoacán, México. Recuperado el 09 de octubre de 2013, de <http://www.cambiodemichoacan.com.mx/vernota.php?id=149747>
- Armas-** Zagoya, J. M. (2004). Cartografía Geológica Estructural del Valle de Huizachal, como Base para el Análisis de Estabilidad de Taludes de la Carretera Rumbo Nuevo, Tamps., México. Trabajo de grado, Maestría en Ciencias Geológicas, Universidad Autónoma de Nuevo León, Nuevo León, México.
- Arreygue,** E.; Canuti, P.; Iotti, A. y Garduño- Monroy, V. H. (1998). Hydrogeological hazard in the urban area of Morelia, Mexico (Vol. 3). Canadá: Association for Engineering Geology and the Environment, 8th International Congress, Proceedings.
- Arreygue-**Rocha, E.; Canuti, P.; Casagli, N.; Iotti, A. y Garduño- Monroy, V.H. (1999). Las condiciones de riesgo hidrogeológico en la ciudad de Morelia, Michoacán, México, Patrimonio Mundial de la Humanidad (pp. 14). Asamblea Internacional y Congreso Mundial de Conservación del Patrimonio Monumental de ICOMOS (International Council on Monuments and Sites).
- Arreygue-** Rocha, E.; Garduño- Monroy, V. H.; Canuti, P.; Casaglie, N.; Iotti, A. y Chiesa, S. (2002). Análisis geomecánico de la inestabilidad del escarpe La Paloma, en la Ciudad de Morelia, Michoacán, México (pp 91-106). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.
- ASTM.** (1995). Estándar Test Method for Determination of the Point Load Strength Index of Rock (Vol. 04.08, pp. 1442-1448). Pennsylvania, USA: Annual Book of ASTM Standards.
- Ávila-** Olivera, J. A. (2004). Contribución a los Estudios Geotécnicos y Geofísicos en Zonas Urbanas con Procesos de Subsistencia- Creep- Falla, caso: La Ciudad de Morelia, Michoacán, México. Trabajo de grado, Maestría en Mecánica de Suelos, Universidad Autónoma de Querétaro, Querétaro, México.
- Aydin** A. (2008). ISRM Suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: Revised version. Int J Rock Mech Mining Sci), doi:10.1016/j.ijrmms.2008.01.020

- Bieniawski**, Z. T. (1976). Rock mass classifications in rock engineering. Exploration For Rock Engineering, A.A. Balkema, Cape Town, pp. 97-106.
- Bieniawski**. (1978). Determining Rock Mass Deformability- Experiences from Cases Histories (Abstr. 15, pp. 237-247). International Journal of Rock Mechanics. Min. Sci. And Geom.
- Bieniawski**, R. (2011). Errores en la aplicación de las Clasificaciones Geomecánicas y su corrección (No. 208, pp. 10-21). España: Ingeopres, Actualidad técnica de ingeniería civil, minería, geología y medio ambiente.
- Biogioggero**, B.; Corona- Chávez, P.; Garduño- Monroy, V.H.; Carrara, E. y Lanza, L. (2004). La "piedra cantera" de Morelia desarrollo entre la tradición y la cultura: un acercamiento geológico y una alternativa (Vol. 1, pp. 14- 42). México: Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia.
- Brocher**, T. (2005). Compressional and Shear Wave Velocity Versus Depth in the San Francisco Bay Area, California: Rules for USGS Bay Area Velocity Model 05.0.0 (Open-File Report 05-1317). EUA: U.S. Geological Survey.
- Görög**, P. y Török, A. (2007). Slope stability assessment of weathered clay by using field data and computer modelling: a case study from Budapest (No. 7, pp. 417- 422). Natural Hazards and Earth System Sciences Journal.
- Buma**, J. y Van Asch, T. (1966). Slide (rotational), (Capítulo 4, pp. 43- 52). R., Dikau, D., Brunsden, L., Schrott y M. L. Ibsen (Editores). Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes
- Carnicero**, A. (2003). Introducción al Método de los Elementos Finitos, [en línea]: Argentina. Recuperado el 02 de enero de 2013, de http://www.profesores.frc.utn.edu.ar/industrial/sistemasinteligentes/FFlexible/Introduccion_al_MEF.pdf
- Celebi**, M. (1991) Topographic and Geological Amplification: Case Studies and Engineering Implications (No. 10, pp. 199- 217). Structural Safety, Elsevier.
- Corominas**, J. (2012). Tipos de Rotura en Laderas y Taludes, [en línea]: España. Recuperado el 02 de enero de 2013, de <http://www2.etcg.upc.edu/asg/Talussos/pdfs/ClasificacionDeslizamientos.pdf>
- Cotecchia**, V. (1987). Slope Stability (Capítulo 9, pp. 287-330). Gran Bretaña: M. G. Anderson y K. S. Richards (Editores). John Wiley & Sons Ltd.
- Crozier**, M. J. (1984). Field assessment of slope instability. Brunsden D and Prior DB (Eds.) Slope Instability. London, John Wiley & Sons Ltd.
- Cuenca**- Payá, A. (2001). Comentarios para el cálculo de taludes; Laboratorio de Carreteras de Alicante, [en línea]: España. Recuperado el 01 de enero de 2013, de <http://ingenieriageologica.iespana.es/ingenieriageologica>

- Deere**, D.U. y Miller, R.P. (1966). Engineering classification and index properties of rock (Reporte técnico No. AFNL-TR-65-116). Albuquerque, Nuevo México: Air Force Weapons Laboratory
- Delmonaco**, G.; Margottini, C. y Serafini, S. (1999). Floods and Landslides, Integrated Risk Assessment (Capítulo 4, pp. 45-66). Alemania: R. Casale y C. Margottini (Editores).
- Díaz- Díaz**, Y.A. y López- Alvarado, E.F. (2008). PLAXIS como herramienta de modelación para la solución de algunos problemas geotécnicos reales en la ciudad de Punta Arenas. Trabajo de grado, Ingeniería en Construcción, Universidad de Magallanes.
- Domínguez- Ortiz**, F. (2003). Los Procesos de Remoción en Masa y sus Relaciones con la Sismicidad Potencial en el Sector de Ocolusen de la Falla La Paloma, Morelia, Mich., México. Trabajo de grado, Ingeniería Civil, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Michoacán, México.
- Duque- Escobar**, G. (2003). Manual de Geología para ingenieros (Capítulo 12, pp. 57- 59). Universidad Nacional de Colombia, Manizales.
- Enyoy Mexico**. (2012). Morelia: Clima, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de <http://www.enjoymexico.net/mexico/morelia-clima-mexico.php>
- Erdik**, M. (2001). Report on 1999 Kocaeli and Düzce (Turkey) Earthquakes (pp.). Structural Control for Civil and Infrastructure Engineering. Proceedings of the 3rd International Workshop on Structural Control. Singapore: Fabio Casciati y Georges Magonette (Editores).
- Escolero**, O. A. y Alcocer, J. (s/a) Deseccación de dos Lagos Cráter del Valle de Santiago, Guanajuato, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de http://bidi.unam.mx/libroe_2007/1013589/A09.pdf
- ETSECCPB**. (2011) Criterios de rotura y clasificaciones geomecánicas, [en línea]. Recuperado el 21 de junio de 2012 de <http://upcommons.upc.edu/pfc/bitstream/2099.1/6529/7/06.pdf>
- Galera- Fernández**, J. M. y Velasco, P. (2002). Análisis de estabilidad de taludes: comparativa entre los métodos de equilibrio límite y los análisis tensodeformacionales (No. 105, pp. 16-22). España: Ingeopres, Actualidad técnica de ingeniería civil, minería, geología y medio ambiente.
- García- Herrera**, I. S. (2012). Ubicación, [en línea]. Recuperado el 10 de junio de 2012 de http://www.cbta7.com/index.php?option=com_content&view=article&id=28&Itemid=57
- Garduño**, V. H.; Israde, I.; Francalanci, L.; Carranza, O.; Chiesa, S.; Corona, P. y Arreygue, E. (1997). Sedimentology, Volcanism and Tectonics of the southern margin of the lacustrine basins of Maravatío and Cuitzeo, Mich., Mexico. IAVCEI, General Assambly, 1997 19-24, Puerto Vallarta Mexico. 15 p.

- Garduño-** Monroy, V. H.; Rodríguez-Torres, G. M.; Israde-Alcántara, I.; Arreygue, E.; Canuti, P. y Chiesa, S. (1999). Efectos del clima (El Niño) en los fenómenos de Fluencia de las fallas geológicas de la Ciudad de Morelia (Año 19, No. 2, pp.84-93). Geos.
- Garduño-** Monroy, V. H.; Arreygue- Rocha, E.; Israde- Alcántara, I. y Rodríguez- Torres, G. M. (2001). Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán (Volumen 18, No. 1, pp. 37-54). México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.
- Garduño-** Monroy, V. H.; Arreygue- Rocha, E. y Hernández- Madrigal, V. M. (2002). Estudio del Deslizamiento El Campestre, Morelia, Michoacán (Documento Inédito, p 80).
- Garduño-** Monroy, V. H.; Pérez- López, R.; Israde- Alcántara, I.; Rodríguez- Pascua, M. A.; Szykaruk, E.; Hernández- Madrigal, V. M.; García- Zepeda, M. L.; Corona- Chávez, P.; Ostroumov, M.; Medina- Vega, V. H.; García- Estrada, G.; Carranza, O.; López- Granados, E. y Mora Chaparro, J.C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico (Volumen 48, pp. 319-335). Geofísica Internacional.
- GNS Science.** (2009). When is a Fault "Active", [en línea]: Nueva Zelanda. Recuperado el 05 de septiembre de 2012, de <http://www.gns.cri.nz/Home/Learning/Science-Topics/Earthquakes/Earthquakes-and-Faults/When-is-a-Fault-Active>
- Gómez-** Vasconcelos, M. G. (2012). Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres. Trabajo de grado, Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Michoacán, México.
- Göncüoğlu,** M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., & Yaliniz, M. K. (2000). A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution (Volumen 173(1), pp. 139-161). Geological Society, London, Special Publications.
- González de Vallejo,** L. I.; Mercedes- Ferrer, L. O. y Oteo, C., 2002, Ingeniería Geológica. Ed. Pearson Educación, Madrid, cap. 3 y 4
- Greenway,** D. R. (1987). Vegetation and Slope Stability (pp. 187-230). New York, EUA: Slope Stability, edited by Anderson M.G, John Wiley and Sons Ltd.
- Grupo Aeroportuario del Pacífico.** (2011). Morelia, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de <http://aeropuertosgap.com.mx/aeropuertos/morelia>
- Grupo Independiente de Evaluación del Banco Mundial.** (s.f.). Los desastres naturales van en aumento y junto a ellos deben aumentar los esfuerzos de prevención del Banco Mundial. Una nueva evaluación hace un llamado por un cambio de enfoque para atender los desastres naturales, [en línea]: Recuperado el 25 de febrero de 2010 de http://docs.google.com/viewer?a=v&q=cache:0k5msEyus1IJ:www.worldbank.org/ieg/naturaldisasters/docs/natural_disasters_press_release_spanish.pdf+aumento+de+desastres+naturales&hl=es&gl=mx&pid=bl&srcid=ADGEESh

MBtymu 4oNLKXI 26b8SA xyzwnb PiNDvFT WMCf 7Lf 5p Bk8x dq2 fCxm 7E_ V_ XjY X9
RSD ZLs q5 3c XHg CAVG K_ WpKJ- mbTb XlVC pbzPV RneSf fyiL5l OrR3L Un71 qNo2P
UqIt1 bBj&s ig= AHIEt bQDcEH4khQN1 d6dpmVo_UTqSxbV9Q.

- Herrera-** Rodríguez, F. (2000). Análisis de estabilidad de taludes. Geotecnia.
- Hurtado-**Beltrán, A. (2010). Estudios Geotécnicos para Taludes Carreteros en Zonas de Riesgo. Trabajo de Grado: Maestría en Infraestructura del Transporte. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Michoacán, México.
- Ibáñez-** Garduño, D.; Álvarez, B.R.; Garduño- Monroy, V.H.; Israde- Alcántara, I. y Arreygüe- Rocha, E. (2004). Determinación de zonas de falla- creep en áreas urbanas de antiguas zonas lacustres, mediante el Georadar (Vol. 1, pp. 241- 254). Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia.
- Illustrations.** (s/f). The Finite Element Method – Theory, [en línea]: Noruega. Recuperado el 16 de enero de 2013, de [http:// illustrations. marin. ntnu. no/ structures/ analysis/ FEM/ theory/ index.html](http://illustrations.marin.ntnu.no/structures/analysis/FEM/theory/index.html)
- INEGI**¹. (2011). Mapa de Agricultura y Vegetación: Michoacán, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de <http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados/mich/clim.cfm?c=444&e=14>
- INEGI**². (2011). Mapa de Climas: Michoacán, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de [http:// mapserver. inegi. org. mx/ geografia/ espanol/ estados/ mich/ clim. cfm?c=444&e=14](http://mapserver.inegi.org.mx/geografia/espanol/estados/mich/clim.cfm?c=444&e=14)
- INEGI**³. (2011). Mapa de Fisiografía: Michoacán, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de [http:// mapserver .inegi. gob. mx/ geografia/ espanol/ estados/ mich/ fisio. cfm?c=444&e=27](http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/mich/fisio.cfm?c=444&e=27)
- INEGI**⁴. (2011). Mapa de Regiones Hidrológicas: Michoacán, [en línea]: México. Recuperado el 10 de junio de 2012 de [http:// mapserver. inegi. gob. mx/ geografia/ espanol/estados/mich/rh.cfm](http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/mich/rh.cfm)
- INEGI**⁵. (2011). Población total, Morelia, Michoacán de Ocampo [en línea]: México. Recuperado el 05 de septiembre de 2012, de [http:// www. inegi. org. mx/ est/ contenidos/ proyectos/inp/indicelineal.aspx?nomArchivo=BMC_1002000001-16-53-0000_nkannjntvvu2irjyt0zncw45.xml&Titulo=Poblaci%F3n%20total](http://www.inegi.org.mx/est/contenidos/proyectos/inp/indicelineal.aspx?nomArchivo=BMC_1002000001-16-53-0000_nkannjntvvu2irjyt0zncw45.xml&Titulo=Poblaci%F3n%20total)
- Instituto Nacional de Ecología.** (2008). La ONU advierte del aumento del riesgo de desastres naturales, [en línea]: España. Recuperado el 25 de febrero de 2010, de [http:// www. laopiniondemurcia. es/ ciencia/ 2009/ 06/ 16/ ciencia- advierte- aumento- riesgo- desastres- naturales/ 176020.html](http://www.laopiniondemurcia.es/ciencia/2009/06/16/ciencia-advierte-aumento-riesgo-desastres-naturales/176020.html).
- Fondo de Población de la Organización de las Naciones Unidas.** (2009). Global Employments Trends, January 2009. Suiza: International Labour Office.

- Israde-** Alcántara, I.; Garduño- Monroy, V. H. y Ferrari, M. (1992). El origen transtensivo de la depresión del lago de Cuitzeo, México (Volumen. 4, pp.127-131). Salamanca, España: VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Actas de las sesiones científicas.
- Israde**, I. (1995). Bacini lacustri del settore centrale dell'Arco Vulcanico Messicano: stratigrafia et evoluzione sedimentaria basata sulle diatomee. Trabajo de grado, Doctorado, Universita degli Studi di Milano, Milán, Italia.
- Israde-** Alcántara, I. y Garduño- Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting; the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin systeme (central western Michoacán, Mexico) (Volumen 15, pp. 209- 227.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*.
- Israde-** Alcántara, I. y Garduño- Monroy V. H. (2004). La geología de la región de Morelia (Volumen 1, pp. 1-13). Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia.
- ISRM.** (1977). Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses (Volumen 15, pp. 319-368). *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech.*
- ISRM (2).** (1977). Suggested Methods for Determining Water Content, Porosity, Density, Absorption and Related Properties and Swelling and Slake-Durability Index Properties, [en línea]: EUA. Recuperado el 27 de diciembre de 2012, de <http://www.personal.psu.edu/szw138/Rock%20Mechanics%20Lab/Other%20ASTM/Water%20content,%20porosity,%20density,%20absorption%20and%20related%20properties%20and%20swelling%20and%20slake-durability%20index%20properties.pdf>
- Jackson**, J. (2005). Tendencias demográficas: panorama 2050, [en línea]: Uruguay. Recuperado el 25, febrero de 2010, de http://guiactual.guiadelmundo.org.uy/informes/informe_100.htm.
- Keefer**, D.K. (1984), Landslides caused by earthquakes (No. 95, pp. 406–421.). *Geological Society of America Bulletin*.
- Kellezi**, L., Alkja, S. y Hansen, P. B. (2005). Landslide FE Stability Analysis, , [en línea]: Dinamarca. Recuperado el 11 de enero de 2013, de <http://www.geoteknisk.dk/media/4755/landslide%20fe%20stability%20analysis.pdf>
- Kulhawy**. (1978). Coeficiente de Poisson para rocas intactas. Recuperado el 25, febrero de 2010, de <http://www.elconstructorcivil.com/2012/04/asentamiento-de-las-zapatas-en-roca.html>
- Langridge**, R.; Weldon, R.; Moya, J. y Suárez, G. (2000). Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt (Vol. 105, pp. 3019-3037). *Journal of Geophysical Research*.

- Lara**, M. (2007). Proyecciones Estereográficas, [en línea]: Chile. Recuperado el 19 de septiembre de 2013, de [https:// www. u- cursos. cl/ ingenieria/ 2007/ 2/ GL55B/ 1/ material_ docente/objeto/143745](https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2007/2/GL55B/1/material_docente/objeto/143745)
- Llambías**, E.D. (2001). Capítulo 2. Principios de Reología, [en línea]: Argentina. Recuperado el 19 de septiembre de 2013, de http://insugeo.org.ar/libros/cg_15/capitulo_2.htm
- López- Rayo**, J. J. (2002). Análisis tensión - deformación de la construcción incremental de presas de tierra: comparación entre FLAC y PLAXIS (Tesina, pp. 15-22). España: Universidad Politécnica de Cataluña.
- Macías**, J. L. (2005). Geología e Historia Eruptiva de Algunos de los Grandes Volcanes Activos de México (Tomo LVII, No. 3, pp. 379-424). México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo de la Geología Mexicana.
- Majidi**, A. y Choobbasti, A., J. (2008). Numerical Analysis of Hollar Landslide.
- Marcuson**, W.F.; Hynes, M.E. y Franklin A.G. (1990). Evaluation and use of residual strength in seismic safety analysis of embankments (Año 6(3), pp. 529-572.), Earthquake Spectra.
- Mockovčiaková**, A. y Pandula, B. (2003). Study of the Relation between the Static and Dynamic Moduli of Rocks (Año 42, No. 1, pp.37-39). Croacia: Metalurgija- Journal for Theory and Practice in Metallurgy
- Navarro- Hudiel**, S. (2008). Estabilidad de taludes, [en línea]: Nicaragua. Recuperado el 01 de enero de 2013, de <http://sjnavarro.files.wordpress.com/2008/09/estabilidad-de-taludes.pdf>
- Nieto-Leal**, A.; Camacho Tauta, J. F. y Ruíz Blanco, E. F. (2009). Determinación de Parámetros para los Modelos Elastoplásticos Mohr- Coulomb y Hardening Soil en suelos arcillosos (Vol. 8, No. 15, pp. 75-91). Medellín, Colombia: Revista Ingenierías Universidad de Medellín.
- Nunes**, A. L., Gavilanes- Jiménez, H. y Fontoura, S. (2000). Estabilidade de Taludes de Mineração por Métodos Numéricos (ABMS- EPUSP). São Paulo, Brasil: IV Seminário de Engenharia de Fundações Especiais e Geotecnia, [en línea]: Electronic Journal of Geotechnical Engineering, Vol. 13. Recuperado el 12 de enero de 2013, de <http://www.ejge.com/2008/Ppr0811/Abs0811.htm>
- Obando- Rivera**, T. E. (2009). Características y Métodos de Análisis de los Deslizamientos Inducidos por Sismos Importantes, [en línea]: Recuperado el 09 de octubre de 2013, de [http:// blogs. monografias. com/ geologia- peligros- naturales- geotecnologia/ tag/ deslizamientos- inducidos- por-sismos/](http://blogs.monografias.com/geologia-peligros-naturales-geotecnologia/tag/deslizamientos-inducidos-por-sismos/)
- Palmstrom**, A. (1974). Characterization of jointing density and the quality of rock masses (in Norwegian) (pp. 26). Internal report, A.B. Berdal, Norway.

- Palmstrom**, A. (2005). Measurements of and Correlations between Block Size and Rock Quality Designation (RQD) (Vol. 20, pp. 362-377). Tunnels and Underground Space Technology.
- Pasquaré**, G.; Ferrari, L.; Garduño, V. H.; Tibaldi, A. y Vezzoli, L. (1991). Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán. Boulder, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 mapa con texto, 22 pp.
- Radbruch**, D. H.; Bonilla, M. G.; Lennet, B. J.; Blanchard, F. B.; Laverty, G. L.; Cluff, L. S. y Steinbrugge, K. V. (1966). Tectonic creep in the Hayward fault zone California (Circular, No. 525, pp. 13). E. U. A.: Geological Survey.
- Seed**, H. B. (1979). Considerations in the earthquake resistant design of earth and rockfill dams (Año 29(3), pp. 215-263). Nineteenth Rankine Lecture. Geotechnique.
- Side**, A. R., Pearce, A. J. y O'Loughlin, C. L. (1985). Hillslope stability and land use (pp. 140). Water Resources Monograph 11.
- Singh**, S.K., Iglesias, A., Garduño, V.H., Quintanar, L. y Ordaz, M. (2012). A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Morelia, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the region (Año 51, No. 1, pp. 73-86). Geofísica Internacional.
- Sitar**, N., Clough, G.W. (1983). Seismic Response of Steep Slopes in Cemented Soils (No. 109, pp. 210- 227). J. Geotechnique Engrg., ASCE.
- Suárez- Díaz**, J. (2008). Capítulo 9, Amenaza Sísmica, [en línea]: Colombia. Recuperado el 04 de diciembre de 2012, de http://ocw.uis.edu.co/educommons/ingenieria-civil/estabilidad-de-taludes/carpeta-6/portal_factory/ECDocument/CAP09-en-proceso.pdf
- Suárez- Díaz**, J. (2008). Esfuerzo y resistencia al cortante, [en línea]: Colombia. Recuperado el 29 de diciembre de 2012, de http://ocw.uis.edu.co/ingenieria-civil/estabilidad-de-taludes/clase-3/3_Esfuerzo_y_resistencia_al_cortante.pdf
- Suter**, M., O.; Quintero-Legorreta, M.; López-Martínez, G.; Aguirre-Díaz y E. Farrar. (1995). The Acambay graben: Active intraarc extensión in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico (Año 14, No. 5, pp. 1245-1262.), EUA: Tectonics.
- Torres-Suárez**, M.C. (2005). Método de Ensayo Normalizado para: Determinación en Laboratorio de Velocidades de Pulso y Constantes Elásticas Ultrasónicas de Rocas. ASTM Designación: D2845-95. Traducción de Norma en trabajo de grado, Maestría. Revisión por Correa Arroyave, A. de la C. Maestría en Ingeniería Geotécnica, Universidad Nacional de Colombia.
- Turner**, J. P. y Sackett, E. A. (2005). Analysis of Anchor Load Tests at the Flying V Slide. (Technical report). Wyoming, EUA: Department of Civil and Architectural Engineering, University of Wyoming.

- Universidad de Caldas.** (2013). Marco Teórico, Definición, [en línea]: España. Recuperado el 10 de octubre de 2013 de <http://estabilidad-de-taludes7.webnode.es/news/marco-teorico/>
- USGS.** (2012). Active Fault, Earthquake Glossary, [en línea]: EUA. Recuperado el 05 de septiembre de 2012, de <http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?Term=active%20fault>
- Varnes,** D. J. (1978). Slope movement types and processes (Special Report, pp. 11- 33). En R.L. Schuster y R. J. Krizek (Eds.) Landslides: analysis and control. Transportation Research Board.
- Walker,** B. F. y Mohen, F. J. (1987). Groundwater prediction and control, and negative pore water pressure. Soil Slope Instability and Stabilization, Walker and Fell- Editors. Balkema Rotterdam
- Wikipedia,** La enciclopedia libre. (2012). Morelia, [en línea]. Recuperado el 19 de junio de 2012, de <http://es.wikipedia.org/w/index.php?title=Morelia&oldid=56970635>.
- Young,** A. (1972). Slopes (Parte 3, p. 233). K. M. Clayton (Editor). Geomorphology Texts.

Anexo I

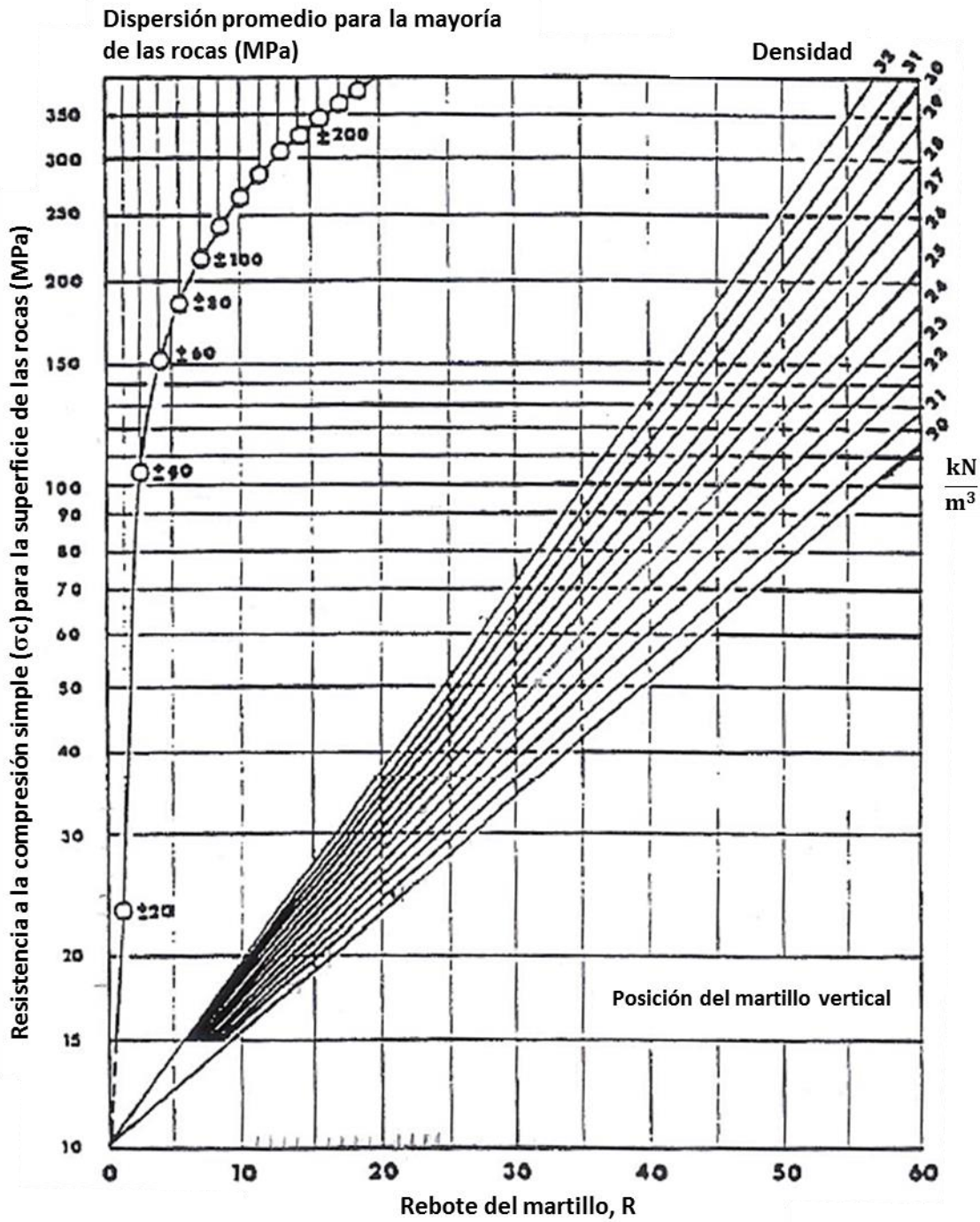


Figura 57.- Diagrama para calcular la resistencia a la compresión simple a través del rebote del martillo de Schmidt. Modificado del manual de instrucciones del esclerómetro 45-D0561.

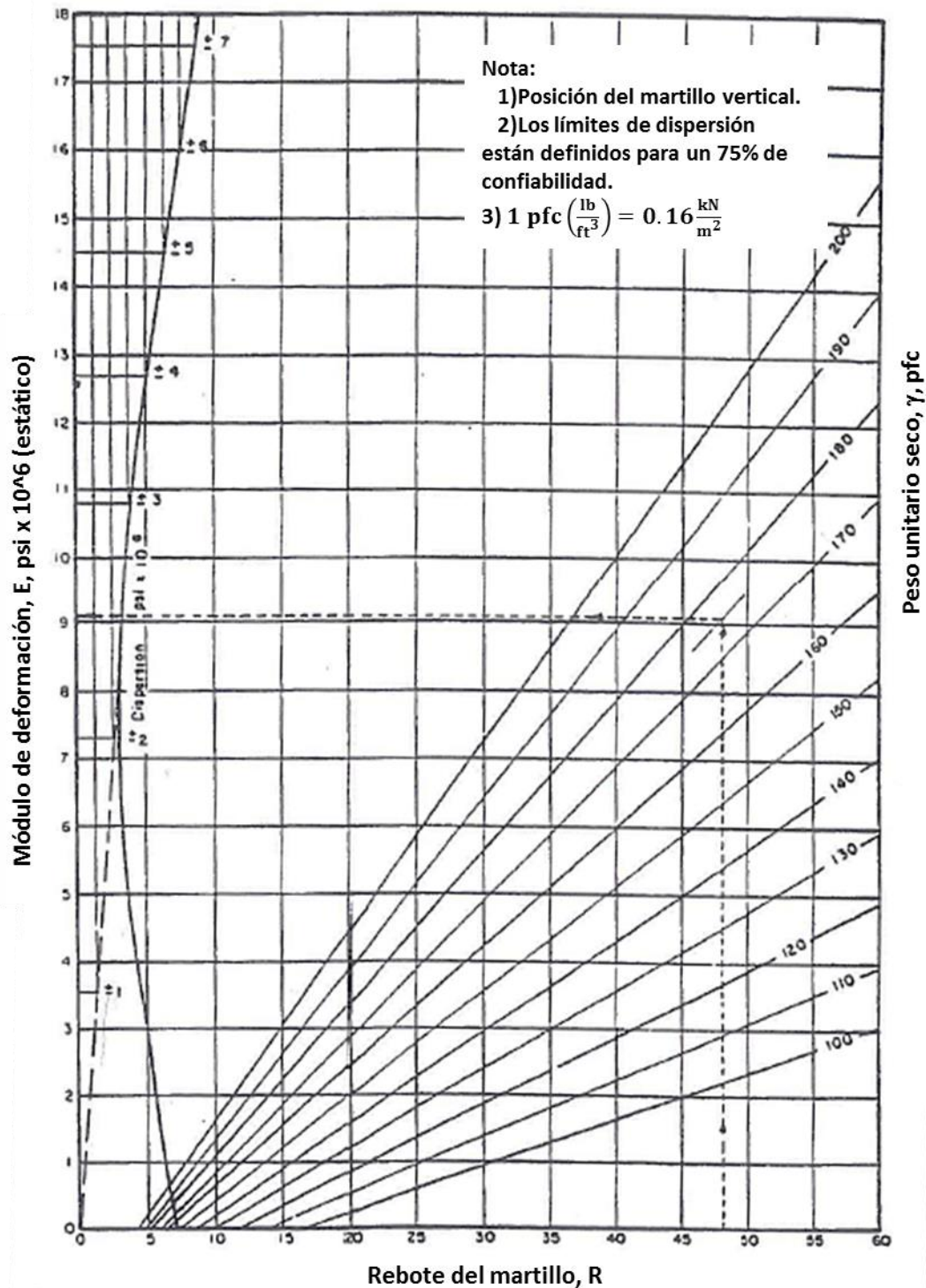


Figura 58.- Diagrama para calcular el módulo de deformación a través del rebote del martillo de Schmidt.
Modificado del manual de instrucciones del esclerómetro 45-D0561.

Tabla 61.- Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Gris. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

ID	Rebote																				Posición	Rebote Corregido	Com Simple (MPa)	E (GPa)
6	30	33	30	39	25	30	25	30	28	26	34	24	42	42	36	27	32	31	36	28	←	30.33	28.96	9.65
2	29	20	17	25	30	30	30	25	28	18	26	22	30	28	34	25	32	30	26	25	↙	20.61	20.68	4.14
5	32	20	26	28	28	24	30	22	30	20	18	32	32	25	23	23	28	30	28	25	↙	25.58	24.13	6.89
3	32	30	36	28	22	36	33	35	35	32	30	31	32	36	36	25	30	36	30	28	↙	25.93	25.51	7.58
8	20	32	25	30	29	33	30	33	33	39	37	29	33	23	25	33	28	28	29	27	↙	29.01	27.58	9.65
18	20	37	27	27	28	32	33	36	40	42	42	34	25	26	40	23	34	30	35	20	←	28.59	26.89	8.96
29	30	30	23	26	26	28	29	29	23	25	18	21	24	29	24	22	24	27	30	28	←	22.96	22.75	4.83
58	28	32	32	34	27	35	32	25	30	34	22	30	32	34	44	22	36	30	32	30	↙	30.26	28.96	6.89
68	25	30	35	35	37	42	25	40	40	32	22	35	37	27	33	25	36	33	28	34	←	29.53	28.27	6.21
32	34	22	29	43	30	30	30	40	28	34	32	33	38	42	42	32	35	32	36	32	←	30.59	29.65	10.34
43	43	42	49	45	45	30	20	40	46	40	32	35	40	30	35	44	44	40	38	20	↙	38.24	39.30	15.17
42	45	45	42	32	50	44	34	44	34	38	50	46	32	47	38	42	40	36	42	42	↙	35.89	35.85	13.10
35	42	30	42	30	32	39	36	45	30	40	42	38	38	40	35	50	26	26	40	30	↙	31.20	30.34	10.34
69	56	48	52	48	50	46	54	47	57	51	56	57	50	52	48	52	47	50	52	50	←	48.80	57.23	20.68
70	53	52	50	48	40	41	52	55	59	49	46	45	43	55	49	52	42	51	50	50	←	46.99	53.09	19.31
75	42	40	40	45	45	42	40	50	33	45	40	45	42	42	52	40	37	39	37	52	←	39.43	39.30	15.17
			Promedio			30.39			10.00															

Tabla 62.- Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Blanca de Cointzio estación N4-3. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

ID	Rebote																			Posición	Rebote Corregido	Com Simple (MPa)	E (GPa)	
30	30	26	24	20	19	18	22	16	21	20	25	20									←	17.98	19.31	4.83
60	26	22	24	30	27	26	33	24	24	32	28	20	30	32	24	23	36	38	28	30	←	24.5	24.13	6.89
61	33	26	31	28	26	32	34	30	31	30	29	28	28	29	29	28	23	27	26	24	←	25.5	25.51	7.58
63	35	18	36	24	30	38	25	22	30	28	30	35	25	27	34	35	30	24	38	30	←	26.8	26.20	8.96
64	23	22	23	23	28	23	22	19	25	34	20	26	28	26	21	18	28	24	18	20	↙	22.7	22.75	6.21
65	30	22	29	23	22	18	24	22	24	21	22	29	30	19	21	27	18	25	27	29	↙	23.2	23.44	6.21
66	30	28	20	32	26	18	26	34	30	25	34	32	23	32	32	32	30	28	28	24	↙	27.8	27.58	9.65
67	38	33	27	29	38	28	23	28	28	23	25	39	25	28	35	24	23	32	24	30	↙	27.8	27.58	9.65
68	37	35	27	30	33	25	28	31	29	32	30	34	27	24	24	25	30	35	30	26	←	26.4	26.20	8.27
69	30	23	26	20	23	26	19	32	28	21	15	17	18	25	19	31	28	21	20	30	←	20.2	20.68	4.83
73	20	16	22	15	18	20	18	14	23	18	15	20	15	20	25	18	14	15	15	18	←	14.3	17.24	2.07
78	20	18	16	15	16	26	16	18	26	18	15	22	22	20	14	19	21	27	24	18	←	15.9	17.93	2.76
81	21	19	20	18	20	24	20	22	22	23	18	18	31	26	26	20	26	15	20	15	↙	20.2	20.68	4.83
82	27	14	22	23	14	23	24	23	19	27	23	25	22	33	23	23	21	30	25	20	←	19.7	20.68	4.83
85	23	20	31	24	26	24	25	24	25	25	30	21	24	26	25	23	25	27	36	23	←	21.5	22.06	5.52
86	24	28	26	27	28	26	25	28	41	21	33	25	30	26	24	20	36	37	32	26	←	24.7	24.13	6.89
																						Promedio	22.98	6.49

Tabla 63.- Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Rosa muy Soldada. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

ID	Rebote																				Posición	Rebote Corregido	Com simple (MPa)	E (Gpa)		
1	62	62	61	60	65	60	58	52	58	58	60										←	58.16	112	39.99		
30	57	54	56	56	50	50	56	53	62	48											←	51.97	88	34.47		
31	58	61	56	62	61	60	59	61	59	60	60										←	58.30	114	39.99		
46	50	48	50	54	54	56	35	45	55	53	47	52	56	58	50	52	52	56	48	50	←	49.49	78	32.06		
56	55	53	51	56	55	55	55	56	52	54	55	57	54	54	55	55	44	50	50	54	↙	53.34	90	35.85		
47	47	51	48	53	50	47	55	53	47	52	40	52	54	53	37	49	53	47	50	46	↓	49.88	80	32.06		
	42	37	41	46	42	35	43	47	34	50	35	40	41	41	37	43	40	36	43	41	←	37.80	48	23.44		
65	57	60	55	55	56	58	53	51	55	51	55	54	52	55	49	45	53	49	52	58	←	51.61	86	34.47		
71	52	53	55	58	58	53	55	60	53	59	57	59	55	60	53	59	60	55	50	52	↓	55.88	104	38.61		
75	55	43	54	48	55	46	48	49	41	50	46	48	45	50	56	50	50	47	45	35	↙	48.53	76	31.72		
68	54	59	59	57	55	60	55	55	55	52	52	52	54	55	55	50	43	55	52	52	↙	53.71	94	35.85		
80	42	40	46	44	50	54	49	44	48	48	45	38	46	48	44	40	40	49	40	46	←	52.11	88	34.47		
				Promedio																					88.5	34.732

Tabla 64.- Base de datos y cálculo de la resistencia a la compresión simple y módulo de Young a través del martillo de Schmidt para la Ignimbrita Blanca. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (verde) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

ID	Rebote																				Posición	Rebote Corregido	Com simple (MPa)	E (Gpa)		
1	33	35	34	36	36	38	39	35	33	35	36	34	32	33	35	35	33	35	33	37	←	31.59	36	37.23		
4	30	31	30	30	30	28	29	29	29	30	29	30	30	29	28	29	29	31	31	34	←	26.59	30	30.34		
5	40	46	45	47	44	40	44	54	50	56	38	30	30	38	42	42	38	43	42	42	←	39.86	50	48.95		
9	43	45	45	35	42	32	30	42	40	38	28	35	26	22	48	42	40	37	30	36	↓	37.19	46	44.82		
39	28	22	26	27	32	32	29	20	16	30	22	22	30	32	24	22	20	34	40	36	↓	27.00	30	30.34		
23	29	28	22	25	21	28	32	30	30	32	31	28	34	26	22	27	36	36	32	34	←	26.15	29	28.96		
26	35	44	33	34	34	38	35	28	35	43	38	36	44	34	32	42	31	39	34	32	←	33.18	39	39.30		
21	20	29	30	24	22	28	22	30	24	26	30	28	27	20	22	20	24	28	24	18	↓	24.88	28	27.58		
35	25	24	28	32	27	26	31	34	38	35	29	41	36	28	28	31	26	26	32	34	↓	30.19	34	34.47		
60	34	35	24	30	34	35	34	34	38	30	35	36	29	38	33	25	24	32	32	29	↓	32.31	37	38.61		
62	38	28	25	25	25	22	22	30	40	34	37	28	32	30	32	34	40	35	30	20	←	27.21	30	31.72		
				Promedio																					33.7	34.57

Anexo III

Valores obtenidos en el Ensayo por Carga Puntual

Tabla 65.- Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Ignimbrita Gris estación N5-2. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

No.	D (mm)	W (mm)	L (mm)	Requerimiento de forma		Carga (kN)	De2(mm2)	F	Is50 (MPa)	C	δ_{uc} (MPa)	
				D/W	L>0.5D							
1	60	75	47.5	0.80	Cumple	2.3875	5729.6	1.09	0.45	24.5	11.08	
2	53	82.5	47.5	0.66	Cumple	2.14	5567.2	1.03	0.39	24	9.47	
3	54	65	55	0.98	Cumple	2.145	4469.1	1.04	0.50	19.5	9.69	
4	43	55	42.5	0.78	Cumple	1.6475	3011.2	0.93	0.51	19.5	9.97	
5	43	65	45	0.72	Cumple	2.1525	3558.7	0.93	0.57	19	10.74	
6	49	72.5	50	0.65	Cumple	1.3925	4523.2	0.99	0.31	19	5.80	
7	44	47.5	57.5	0.80	Cumple	1.3975	2661.1	0.94	0.50	21	10.41	
8	42	62.5	52.5	0.70	Cumple	2.6375	3342.3	0.92	0.73	19.5	14.23	
9	48	65	47.5	0.69	Cumple	2.1725	3972.5	0.98	0.54	22	11.81	
10	45	77.5	47.5	0.60	Cumple	1.93	4440.4	0.95	0.41	24	9.95	
11	43	55	40	0.72	Cumple	1.12	3011.2	0.93	0.35	24.5	8.51	
12	43	55	50	0.86	Cumple	1.1125	3011.2	0.93	0.35	21	7.25	
13	59	67.5	45	0.84	Cumple	2.1725	5070.7	1.08	0.46	23	10.62	
14	60	60	50	1.00	Cumple	1.925	4583.7	1.09	0.46	24.5	11.17	
15	57	65	40	0.88	Cumple	2.17	4717.4	1.06	0.49	24.5	11.95	
16	39	57.5	42.5	0.71	Cumple	1.67	2855.2	0.89	0.52	24.5	12.81	
17	50	75	50	0.63	Cumple	2.1775	4774.6	1.00	0.46	23	10.49	
18	48	70	55	0.60	Cumple	1.925	4278.1	0.98	0.44	21	9.28	
19	52	62.5	45	0.87	Cumple	1.6625	4138.0	1.02	0.41	24	9.81	
									Promedio	0.46	Promedio	10.33

Tabla 66.- Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Ignimbrita Blanca de Cointzio estación N4-2. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

No.	D (mm)	W (mm)	L (mm)	Requerimiento de Forma		Carga (kN)	D2e (mm ²)	F	Is50 (Mpa)	C	δ _{uc} (MPa)
				D/W	L>0.5D						
1	68	95	52.5	0.72	Cumple	2.6725	8225.13	1.1	0.37	24.5	9.14
2	69	80	50	0.86	Cumple	1.66	7028.28	1.2	0.27	24.5	6.69
3	60	87.5	40	0.69	Cumple	1.3925	6684.51	1.1	0.23	24.5	5.54
4	78	80	60	0.98	Cumple	4.17	7945.01	1.2	0.64	24.5	15.71
5	51	95	45	0.54	Cumple	2.1725	6168.85	1.0	0.36	23	8.17
6	51	77.5	35	0.66	Cumple	1.9175	5032.48	1.0	0.38	23	8.84
7	42	67.5	35	0.62	Cumple	1.9	3609.63	0.9	0.49	21	10.22
8	54	62.5	50	0.86	Cumple	2.42	4297.18	1.0	0.58	24	13.99
9	65	97.5	62.5	0.67	Cumple	2.6725	8069.16	1.1	0.37	24.5	9.13
10	59	75	57.5	0.79	Cumple	1.425	5634.08	1.1	0.27	24.5	6.68
11	52	92.5	49.5	0.56	Cumple	2.675	6124.28	1.0	0.44	24	10.67
12	55	87.5	45	0.63	Cumple	2.945	6127.47	1.0	0.50	24	12.04
13	54	62.5	47.5	0.86	Cumple	1.83	4297.18	1.0	0.44	24	10.58
14	75	77.5	37.5	0.97	Cumple	2.185	7400.70	1.2	0.35	23	8.15
15	74	82.5	45	0.90	Cumple	3.69	7773.13	1.2	0.57	24.5	13.87
16	57	80	35	0.71	Cumple	2.1725	5805.97	1.1	0.40	23	9.13
17	45	70	40	0.64	Cumple	1.925	4010.70	1.0	0.46	22	10.07
18	56	60	32.5	0.93	Cumple	1.6675	4278.08	1.1	0.41	23	9.43
19	50	67.5	32.5	0.74	Cumple	2.175	4297.18	1.0	0.51	23	11.64
20	50	65	35	0.77	Cumple	1.645	4138.03	1.0	0.40	23	9.14
Promedio									0.43	Promedio	9.81

Tabla 67.- Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Ignimbrita Blanca de Cointzio estación N4-3. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

No.	D (mm)	W (mm)	L (mm)	Requerimiento de forma		Carga (kN)	De2(mm2)	F	Is50 (Mpa)	C	δ_{uc} (MPa)
				D/W	L>0.5D						
1	61	77.5	42.5	0.81	Cumple	1.1	6019.2	1.09	0.20	24.5	4.90
2	54	62.5	47.5	0.83	Cumple	1.6425	4297.2	1.04	0.40	24	9.50
3	42	57.5	40	0.76	Cumple	1.38	3074.9	0.92	0.41	21	8.71
4	34	45	57	0.76	Cumple	1.1175	1948.1	0.84	0.48	19.5	9.40
5	32	52.5	40	0.64	Cumple	1.49	2139.0	0.82	0.57	19.5	11.11
6	37	62.5	52.5	0.67	Cumple	1.6425	2944.4	0.87	0.49	21	10.23
7	34	50	47.5	0.76	Cumple	0.5775	2164.5	0.84	0.22	19.5	4.37
8	47	60	52.5	0.67	Cumple	1.105	3590.5	0.97	0.30	22	6.58
9	53	60	37.5	0.88	Cumple	0.3825	4048.9	1.03	0.10	24	2.33
10	53	80	47.5	0.71	Cumple	2.39	5398.5	1.03	0.45	24	10.91
11	58	62.5	45	0.89	Cumple	1.6325	4615.5	1.07	0.38	24.5	9.26
12	44	55	55	0.73	Cumple	1.6325	3081.2	0.94	0.50	21	10.50
13	49	75	45	0.70	Cumple	1.405	4679.2	0.99	0.30	23	6.84
14	60	65	45	0.92	Cumple	1.8825	4965.6	1.09	0.41	24.5	10.08
15	62	62.5	40	0.95	Cumple	2.1325	4933.8	1.10	0.48	24.5	11.67
16	57	65	50	0.95	Cumple	2.6325	4717.4	1.06	0.59	24.5	14.50
17	38	55	40	0.69	Cumple	1.855	2661.1	0.88	0.62	21	12.94
18	47	62.5	35	0.78	Cumple	1.135	3740.1	0.97	0.30	23	6.79
19	36	50	40	0.72	Cumple	1.88	2291.8	0.86	0.71	21	14.86
20	55	65	45	0.92	Cumple	1.1	4551.8	1.04	0.25	24	6.05
Promedio									0.41	Promedio	9.09

Tabla 68.- Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Flujo de Escombros estación N3-1. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio.

No.	D (mm)	W (mm)	L (mm)	Requerimiento de forma		Carga (kN)	De ² (mm ²)	F	Is50 (MPa)	C	δuc (MPa)	
				D/W	L>0.5D							
1	50	65	55	0.77	Cumple	1.12	4138.0	1.00	0.27	23	6.23	
2	46	57.5	47.5	0.77	Cumple	0.8525	3367.7	0.96	0.24	22.2	5.41	
3	44	70	47.5	0.55	Cumple	1.68	3921.6	0.94	0.40	22	8.90	
4	48	60	52.5	0.96	Cumple	0.865	3666.9	0.98	0.23	22.5	5.21	
5	33	52.5	55	0.66	Cumple	1.13	2205.9	0.83	0.42	19.5	8.29	
6	50	67.5	57.5	0.71	Cumple	1.67	4297.2	1.00	0.39	23	8.94	
7	31	62.5	50	0.48	Cumple	0.5725	2466.9	0.81	0.19	19	3.56	
8	39	72.5	42.5	0.60	Cumple	2.68	3600.1	0.89	0.67	21	13.98	
9	32	67.5	45	0.49	Cumple	1.4025	2750.2	0.82	0.42	19.5	8.13	
10	38	70	40	0.51	Cumple	1.9015	3386.8	0.88	0.50	21	10.42	
11	43	62.5	57.5	0.66	Cumple	0.565	3421.8	0.93	0.15	22	3.39	
12	51	57.5	40	0.93	Cumple	2.665	3733.8	1.01	0.72	23	16.56	
13	43	82.5	50	0.54	Cumple	1.41	4516.8	0.93	0.29	22	6.42	
14	48	65	47.5	0.80	Cumple	0.8475	3972.5	0.98	0.21	22.5	4.71	
15	57	62.5	37.5	1.04	Cumple	0.8475	4535.9	1.06	0.20	24.5	4.86	
16	44	55	45	0.73	Cumple	1.38	3081.2	0.94	0.42	22	9.30	
17	66	62.5	42.5	1.02	Cumple	2.4075	5252.1	1.13	0.52	24.5	12.72	
18	48	57.5	35	0.96	Cumple	1.9025	3514.1	0.98	0.53	22.5	11.96	
19	43	47.5	35	0.86	Cumple	1.1375	2600.6	0.93	0.41	22	8.99	
20	39	50	20	0.78	Cumple	0.8425	2482.8	0.89	0.30	21	6.37	
									Promedio	0.36	Promedio	7.93

Tabla 69.- Cálculo de la resistencia a la compresión simple a través de la prueba por carga puntual en la Flujo de Escombros estación N3-2. Los valores en color son los más altos (rojo) y bajos (azul) que se obtuvieron y que se descartaron para el promedio

No.	D (mm)	W (mm)	L (mm)	Requerimiento de forma		Carga(kN)	De ² (mm ²)	F	Is50 (MPa)	C	δuc (MPa)	
				D/W	L>0.5D							
1	44	60	40	0.80	Cumple	0.5825	3361.4	0.94	0.16	22	3.599	
2	47	70	50	0.67	Cumple	1.65	4189.0	0.97	0.38	22.5	8.619	
3	63	62.5	47.5	0.97	Cumple	0.5775	5013.4	1.11	0.13	24.5	3.132	
4	46	70	37.5	0.66	Cumple	1.385	4099.8	0.96	0.33	22.2	7.223	
5	54	62.5	45	0.90	Cumple	1.13	4297.2	1.04	0.27	24	6.534	
6	39	65	45	0.60	Cumple	1.39	3227.7	0.89	0.39	21	8.087	
7	41	67.5	42.5	0.63	Cumple	0.58	3523.7	0.91	0.15	21.5	3.237	
8	39	60	37.5	0.65	Cumple	0.295	2979.4	0.89	0.09	21	1.859	
9	55	57.5	42.5	1.00	Cumple	0.5625	4026.6	1.04	0.15	24	3.500	
10	38	47.5	50	0.69	Cumple	0.825	2298.2	0.88	0.32	21	6.663	
11	50	65	52.5	0.71	Cumple	1.11	4138.0	1.00	0.27	23	6.170	
12	59	67.5	47.5	0.91	Cumple	0.8375	5070.7	1.08	0.18	24.5	4.359	
13	61	67.5	40	0.94	Cumple	0.315	5242.6	1.09	0.07	24.5	1.610	
14	41	57.5	40	0.75	Cumple	0.4075	3001.7	0.91	0.12	21.5	2.669	
15	47	77.5	45	0.63	Cumple	1.1375	4637.8	0.97	0.24	22.5	5.367	
16	48	67.5	42.5	0.69	Cumple	0.89	4125.3	0.98	0.21	22.5	4.766	
17	52	67.5	52.5	0.87	Cumple	1.1275	4469.1	1.02	0.26	23	5.906	
18	49	62.5	42.5	0.75	Cumple	0.2925	3899.3	0.99	0.07	23	1.710	
19	35	60	40	0.58	Cumple	0.5825	2673.8	0.85	0.19	20	3.711	
20	30	47.5	47.5	0.60	Cumple	0.57	1814.4	0.79	0.25	19	4.743	
									Promedio	0.21	Promedio	4.59

