



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN ROCAS VOLCÁNICAS,
PORCIÓN SO DE LA CUENCA DE MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA AMBIENTAL)

P R E S E N T A

VICTOR CARLOS VALERIO

COMITÉ TUTOR

Dra. Irasema Alcántara Ayala
Dr. Gustavo Tolson Jones
Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás

JURADO EXAMINADOR

- 1) DRA. IRASEMA ALCÁNTARA AYALA (DIRECTOR DE TESIS)
- 2) DR. JOSÉ LUGO HUBP (PRESIDENTE)
- 3) DR. GUSTAVO TOLSON JONES (VOCAL)
- 4) DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA (SUPLENTE)
- 5) DRA. ELIZABETH SOLLEIRO (SUPLENTE)



MÉXICO D.F., NOVIEMBRE DE 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México.

A la Coordinación de Estudios de Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Al personal del Instituto de Geología, especialmente a Gloria Benítez Alba, María Luisa Reyes Ochoa, Francisco Montaña Coahuilaz, Rosario Flores Ramos, Rodolfo del Arenal (q.e.p.d), José Luis Sánchez Zavala e Hilda López Soria.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada durante los estudios de posgrado.

A los sinodales que me evaluaron durante el trabajo doctoral, Dra. Lucia Capra Pedol, Dra. Aline Concha Dimas, Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Dr. Gustavo Tolson Jones, Dr. José Lugo Hubp, Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Dr. Sergio Rodríguez Elizararrás.

Un agradecimiento muy especial a mi asesora, la Dra. Irasema Alcántara Ayala, por su gran apoyo, confianza y disposición para guiarme durante mis estudios. A Cony por su apoyo y amabilidad.

Al Servicio Geológico Metropolitano, en especial al Dr. Armando García Palomo (q.e.p.d) por sus conocimientos y su pasión transmitida por la geología. Un agradecimiento especial para la Lic. en Geogr. Celia López Miguel, por el apoyo recibido en la realización de este trabajo, por sus consejos y amistad porque de ella he aprendido mucho.

Al personal de la Secretaría de Protección Civil del Distrito Federal, por su noble labor e incansable ánimo para salvaguardar la vida de los habitantes de la ciudad, especialmente a: Dr. Miguel Elías Moreno Brizuela, Lic. Oscar Alejandro Roa Flores, Lic. Rubén Adrián Noriega Cornejo, Lic. Juan Héctor García Meraz, Lic. Erick Diez de Bonilla y Lic. Fermín Carreño. De manera particular, un agradecimiento al M.C. José Luis Hernández Dehesa, por su amistad y la experiencia compartida en los casos de riesgo geológico en que tuve la oportunidad de trabajar con él. .

A los ingenieros: Xóchitl Xolocotzi Rodríguez, Fausto Castañeda Leonides, Nohemí Mejía Cisneros, Gabriela Pérez Lira, José Cruz, Vladimir Tovar, Victoria Flores Moro, Azucena Colín.

Al Ing. Enrique Santoyo Villa, por compartir sus conocimientos en campo.

Con amor, agradezco a mi madre Lidia Valerio Gamboa, mi hermana Rosalba Carlos Valerio, a mi padre Victor Carlos Wuotto (q.e.p.d), a mi tía Raquel Wuotto (q.e.p.d). Siempre han confiado en mí.

Con mucho amor y cariño, agradezco a la Maestra Iskra Primavera Castañeda Flores, por su incondicional y paciente apoyo, no sólo para terminar lo interminable, sino para orientarme y ser una luz en mi vida. Al infame, por su fuerza, carisma y coraje para rasguñar las adversidades.

“Todo nuestro trabajo es dirigido hacia un fin y cuando este fin es alcanzado, asombra no hallar otra cosa que lo que se quería”.

Georg Wilhelm Friedrich Hegel

PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN ROCAS VOLCÁNICAS, PORCIÓN SO DE LA CUENCA DE MÉXICO.

CONTENIDO

RESUMEN	6
ABSTRACT	7
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	8
1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	9
1.2.- OBJETIVOS.....	11
1.3.- TRABAJOS PREVIOS.....	14
1.4.- ÁREA EN ESTUDIO.....	15
1.4.1.- Localización.....	15
1.4.2.- Situación geográfica.....	17
1.4.3.- Clima, vegetación y suelos.....	17
1.5.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	18
1.5.1.- Cinturón Volcánico Transmexicano.....	18
1.5.2.- Cuenca de México.....	19
1.6.- MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	22
1.6.1.- Sierra de Guadalupe.....	22
1.6.2.- Sierra de Barrientos.....	26
1.6.3.- Sierra de las Cruces.....	27
1.6.4.- Sierra de Chichinautzin.....	28
1.6.5.- Sierra de Santa Catarina.....	29
CAPÍTULO II MARCO CONCEPTUAL	31
2.1.- TERMINOLOGÍA DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA.....	32
2.2.- NOMENCLATURA DE UN TALUD.....	45
2.3.- FACTORES QUE CONTROLAN LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA.....	47
2.4.- VELOCIDAD Y MAGNITUD.....	50
2.5.- SUSCEPTIBILIDAD, PELIGRO, VULNERABILIDAD Y RIESGO.....	53
CAPÍTULO III PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA ASOCIADOS A UN DOMO VOLCÁNICO TIPO COULEÉ	58
3.1.- INTRODUCCIÓN.....	59
3.2.- GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DEL DOMO.....	66
3.3.- RESULTADOS.....	71
3.4.- DISCUSIÓN.....	79
3.5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	82

CAPÍTULO IV CARTOGRAFÍA DE PELIGROS GEOLÓGICOS EN EL CERRO PEÑÓN DEL MARQUÉS, DELEGACIÓN IZTAPALAPA.....	85
4.1.- INTRODUCCIÓN.....	86
4.2.- GENERALIDADES.....	88
4.3.- GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA.....	90
4.4.- CARTOGRAFÍA DE PELIGROS.....	96
4.5.- DISCUSIÓN.....	110
4.6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	113
CAPÍTULO V INESTABILIDAD EN FRENTE DE LAVA, CASO PALMITAS, SIERRA DE SANTA CATARINA.....	117
5.1.- INTRODUCCIÓN.....	118
5.2.- EVENTO EN LA COLONIA PALMITAS.....	123
5.3.- MECANISMOS DE INESTABILIDAD Y CARACTERIZACIÓN DEL FRENTE DE LAVA.....	126
5.4.- PREVENCIÓN Y MITIGACIÓN DE RIESGOS.....	137
5.5.- DISCUSIÓN.....	140
5.6.- RECOMENDACIONES.....	141
CAPÍTULO VI ZONIFICACIÓN DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD.....	142
6.1.- PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN ROCAS VOLCÁNICAS.....	143
6.2.- MAPAS DE ZONIFICACIÓN.....	173
6.3.- MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD.....	179
6.4.- DISCUSIÓN.....	212
6.5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	216
CAPÍTULO VII ESQUEMA GENERAL DE SOLUCIONES GEOTÉCNICAS PARA LA MITIGACIÓN DE RIESGOS.....	218
7.1.- INTRODUCCIÓN.....	219
7.2.- PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA IDENTIFICADOS.....	220
7.3.- ESQUEMA GENERAL DE MITIGACIÓN.....	221
REFERENCIAS.....	240

RESUMEN

Se identifican y caracterizan los procesos de remoción en masa (PRM) asociados a los materiales volcánicos que conforman las laderas de la porción SO de la Cuenca de México, con base en los rasgos litológicos, morfológicos y estructurales. Se analizan tres casos particulares de estudio en estructuras volcánicas características de la zona: un domo, un cono y un derrame de lava.

En el primer caso, se trata de un domo tipo coulé de composición ácida, localizado en norte del Distrito Federal, denominado Cerro El Tenayo. Para este caso, se determina que los PRM están asociados a la estructura de la superficie del domo, conformada por arreglos sistemáticos de bloques, delimitados por discontinuidades tales como fracturas producto de la afectación tectónica así como planos de flujo y enfriamiento relacionados con el modo de emplazamiento. La distribución de los procesos varía en función de la morfología y afectación tectónica del domo por lo cual se realizó una zonificación para identificar las áreas críticas. Asimismo, se emiten recomendaciones enfocadas a la mitigación y a la disminución del riesgo en la zona.

El segundo caso consiste en una cartografía detallada de peligros en un cono formado por materiales piroclásticos, denominado Cerro Peñón del Marqués, al oriente del Distrito Federal. Se realiza el inventario de procesos de remoción en masa que afectan las laderas y cortes antrópicos así como de agrietamientos en la zona del piedemonte. Se resalta el papel que desempeña la actividad humana incidiendo de manera desfavorable en la ocurrencia de estos fenómenos.

El tercer caso de estudio, analiza un problema de estabilidad local que se presentó en un frente de lava basáltico, localizado en la Colonia Palmitas, Delegación Iztapalapa, donde la caída por desprendimiento de grandes bloques de roca en el año de 2009, causó pérdidas humanas y afectaciones a las viviendas. Se determina el mecanismo principal que ocasiona las remociones en este frente rocoso además de sectorizar el talud con fines de prevención y de atención a la emergencia. Se comentan las soluciones geotécnicas de estabilización implementadas para reducir el riesgo en la zona.

Finalmente, para establecer de manera regional las zonas críticas que pueden ser afectadas por procesos de remoción en masa, se generan los mapas de zonificación y de susceptibilidad escala 1:75 000, a partir de la sobreposición en formato raster, de mapas temáticos que representan factores condicionantes. El análisis se realiza en un Sistema de Información Geográfica y toma como base un método heurístico de tipo cualitativo.

La aplicación de estos resultados puede servir de base para acciones en materia de protección civil, gestión del riesgo a nivel regional, delegacional y municipal, planeación y ordenamiento territorial así como para motivar estudios más detallados de peligro, vulnerabilidad y riesgo a diferentes escalas.

ABSTRACT

Landslides associated with volcanic hills located in the SW portion of Mexico Basin were identified and described according to lithological, morphological and structural features. Three volcanic structures in the study area were analyzed in detail: a dome, a cinder cone and a lava flow.

The first case, related to a dacitic volcanic *coulee* dome named Cerro el Tenayo, is located in the North portion of the Federal District (Distrito Federal). Landslides occurrence in this case are related to the dome surface structure, which consist of a systematic arrangement of blocks, bounded by discontinuities, such as fractures associated to tectonic processes in addition to flow bands and cooling surfaces originated by a series of lava emplacements. The distribution of different types of movements varies according to morphology and structure of the dome; therefore, a zonation to identify critical areas was undertaken. Moreover, some recommendations for risk mitigation in the area were provided.

The second case consisted of detailed mapping of hazards in a pyroclastic cone, known as Peñon del Marques, situated in the East portion of the Federal District (Distrito Federal). An inventory map of landslides affecting cuts, natural slopes and earth fissures in foothills was carried out. The influence of anthropic activity, as a contributing factor to the occurrence of these phenomena has been addressed.

The third case examined a local failure slope, occurred in a front of basaltic lava flow, located at Colonia Palmitas, Iztapalapa, where the fall of large blocks of rock, caused in 2009 casualties and damages to some houses. The main mechanism of instability of the slope was determined and also a zonation map for preventing and emergency response was developed. A discussion of the geotechnical solutions employed to risk reduction in the area was also presented.

Finally, to establish critical areas at regional scale (1:75 000), zonation and susceptibility landslides maps, were carried out by overlaying thematic maps which represented conditional factors in a raster format, using Geographic Information System and a qualitative heuristic methodology.

The application of these results can be useful to identify actions in civil protection, risk management at regional and municipal level, land use planning as well as for promoting more detailed vulnerability and risk studies at different scales.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN



*Vista hacia la Sierra de Santa Catarina,
desde el volcán Teutli, Chichinautzin.*

1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los eventos geológicos (sismos, erupciones volcánicas y remoción en masa) que siempre han afectado al planeta, se convierten en desastres con la aparición del hombre (Alcántara-Ayala, 2002). Una vez conformados los sistemas sociales en estrecha relación con la naturaleza, se establece el potencial de que uno o varios fenómenos, causen daños a la población y a la infraestructura (sistemas de comunicación y transporte, viviendas, obras hidráulicas). La ocurrencia y el impacto de los desastres depende básicamente de tres variables, cuya interrelación determina el concepto de riesgo (Uitto, 1998; Alcántara-Ayala, 2002):

- 1) el peligro (fenómeno natural, como una erupción volcánica, un sismo o un deslizamiento),
- 2) los elementos expuestos (estructuras, edificios, personas) y
- 3) la vulnerabilidad (grado de propensión a ser afectado).

Los desastres ocurren en todo el mundo, pero en las últimas décadas, de manera particular en los países en vías de desarrollo, se han incrementado notablemente, debido entre otros factores, al rápido crecimiento poblacional, la urbanización y expansión de las actividades humanas en territorios potencialmente peligrosos (zonas de costa, áreas sísmicas, cerca de volcanes y en áreas montañosas), donde procesos socioculturales, políticos y económicos condicionan en gran medida la vulnerabilidad de los grupos sociales (Uitto, 1998; Smyth y Royle, 2000; Alcántara-Ayala, 2002).

México está conformado en dos terceras partes por sistemas montañosos, donde se combinan factores geológicos, geomorfológicos, estructurales y climáticos, que definen zonas caracterizadas por la ocurrencia de procesos de remoción en masa (PRM) y en las cuales generalmente existe desarrollo urbano y rural. Lo anterior implica que un gran número de habitantes e infraestructura civil, se encuentren en una situación de amenaza ante la generación potencial de PRM, tales como deslizamientos, volteo y caída de rocas así como flujos de lodo y de detritos (Herrera, 2002). Estos procesos destructivos son frecuentes, causando cuantiosas pérdidas humanas y materiales cada año (Oropeza *et al.*, 1998). Las regiones más afectadas se encuentran en los estados de la costa sur de la República Mexicana (Suárez-Plascencia *et al.*, 1999; Caballero *et al.*, 2006; Pérez-Gutiérrez, 2007), también en Veracruz, Tabasco, Puebla (Capra *et al.*, 2003a y 2003b; Alcántara-Ayala, 2004; Lugo-Hubp *et al.*, 200; Hernández-Madrigal *et al.*, 2007; Ochoa-Tejeda, 2009), Hidalgo, Estado de México (Servicio Geológico Metropolitano, 2003), Distrito Federal (Servicio Geológico Metropolitano, 2005; García-Palomo *et al.*, 2006a y 2006b), Guanajuato, Baja California (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000) así como algunas porciones de los estados de Sinaloa, San Luis Potosí, Durango, Zacatecas, Nuevo León (Montalvo-Arrieta *et al.*, 2009) y Tamaulipas.

En el caso particular del Distrito Federal (D.F.), que es una de las ciudades más pobladas del mundo, con aproximadamente 9 000 000 de habitantes y si tomamos en cuenta la zona conurbada se alcanza la cifra de 19 230 000 (INEGI, 2005), se tiene que es afectado por diversos peligros geológicos tales como el hundimiento y agrietamiento de suelo, sismicidad, vulcanismo activo y procesos de remoción en masa. Asimismo, el crecimiento urbano en las últimas décadas se desarrolló sin control ni planificación, lo cual ha generado diversos problemas, tales como sobreexplotación de los mantos acuíferos, deforestación, contaminación del suelo, aire y agua, generación de asentamientos irregulares en zonas inestables, entre otros.

Ante la falta de espacios en la planicie del D.F., el crecimiento urbano se concentró hacia las zonas montañosas, donde son frecuentes los PRM, condicionados por las características geológicas y morfológicas, en ocasiones exacerbados por la influencia antrópica. Aunado a esto, los procedimientos constructivos en muchas ocasiones no han sido los adecuados y el enfoque urbanístico empleado hasta el momento, ha soslayado el aspecto geológico local y regional. Lo anterior se traduce en un riesgo para los habitantes y la infraestructura localizada en la zona de laderas. Algunos ejemplos de la afectación a la población por estos fenómenos son: los deslizamientos y caída de rocas en el Cerro Tenayo (Carlos-Valerio, 2003) y en el Cerro Chiquihuite (Martínez-Yáñez *et al.*, 2009), en la Sierra de Guadalupe; o bien en la zona volcánica de la Sierra de Santa Catarina, en las delegaciones de Iztapalapa (Cruz, 2003; Lugo-Hubp *et al.*, 1994) y Tláhuac; los flujos de lodo y detritos en las zonas de barrancas de la Sierra de las Cruces, en las delegaciones de Magdalena Contreras, Álvaro Obregón y Cuajimalpa (Lugo-Hubp *et al.*, 1995); o la caída de rocas en los frentes de lava de la Sierra de Chichinautzin, en las delegaciones de Tlalpan y Xochimilco.

Estos procesos de remoción en masa representan una clara amenaza para los habitantes y la infraestructura civil, lo que implica la necesidad de estudiarlos para determinar las zonas de ladera potencialmente inestables, así como la tipología de los movimientos y su control geológico. Los resultados de este tipo de análisis pueden servir para generar mapas más detallados, coadyuvar en la protección civil y el ordenamiento territorial así como orientar acciones de mitigación y de prevención.

1.2.- OBJETIVOS

El objetivo general es determinar la tipología y distribución de los procesos de remoción en masa, así como el nivel cualitativo de susceptibilidad en las laderas de origen volcánico que conforman la porción SO de la Cuenca de México.

Lo anterior se complementa con una serie de objetivos particulares:

- Analizar los PRM asociados a un domo de composición ácida, el Cerro Tenayo, con fines de zonificación, para determinar las zonas críticas y proponer medidas generales de mitigación.
- Cartografiar los PRM y los agrietamientos del terreno que afectan a un cono, el Cerro Peñón del Marqués, para generar un inventario actualizado de estos peligros que apoye la gestión del riesgo en la zona.
- Analizar un caso de riesgo asociado a un problema de estabilidad local en el frente de un derrame de lava basáltico, en la Delegación Iztapalapa, mismo que tuvo un impacto negativo hacia la población.
- Establecer los procesos de remoción en masa asociados a las rocas y estructuras volcánicas, relacionándolo con el área en estudio.
- Generar los mapas de zonificación de procesos de remoción en masa y de susceptibilidad, a partir del análisis y la sobreposición de mapas temáticos dentro de un Sistema de Información Geográfica.

Estos objetivos forman parte de la estructura y desarrollo de este trabajo. La finalidad es mostrar el análisis de los PRM a diferentes escalas y empleando diferentes métodos, que incluyen la cartografía, el muestreo de fracturamiento, el mapeo y la caracterización directa en campo así como el uso de técnicas y valoraciones cualitativas dentro de un Sistema de Información Geográfica para generar mapas a escala regional, que ayuden a determinar las áreas críticas así como los tipos de PRM que se pueden presentar.

El presente trabajo consta de siete capítulos. En el capítulo I, *Introducción*, se plantea la motivación, los objetivos y se mencionan las características geográficas, geológicas y morfológicas del área en estudio.

El capítulo II, *Marco Conceptual*, establece la nomenclatura de los PRM y los conceptos relacionados con su estudio desde la perspectiva general de los riesgos.

Los capítulos III, IV y V, representan casos de estudio a diferentes escalas, de tres estructuras volcánicas que son características en el área de estudio. Para ello se aplican diferentes metodologías pero todas tienen en común que sirven para comprender los tipos y mecanismos que controlan los PRM en taludes conformados por materiales volcánicos. Asimismo, se proponen recomendaciones encaminadas a disminuir el impacto de estos procesos sobre la población e infraestructura.

El capítulo III, *Procesos de remoción en masa asociados a un domo volcánico tipo couleé*, analiza y zonifica los tipos de PRM que se presentan en el Cerro El Tenayo, al norte del área en estudio, en los límites del Distrito Federal con el municipio de Tlalnepantla. Aquí se resalta el papel de las discontinuidades así como la morfología y estructura del domo, en los tipos de PRM que se presentan y en su distribución.

En el capítulo IV, *Cartografía de peligros geológicos en el Cerro Peñón del Marqués, Delegación Iztapalapa*, se realiza un mapa donde se localizan los diferentes tipos de PRM que afectan a la zona de laderas y a los cortes verticales realizados al interior de esta estructura volcánica, así como los agrietamientos del terreno en la zona de piedemonte. Tomando como base estudios previos en la zona e integrando la cartografía actualizada de estos peligros, se discuten las causas que controlan la inestabilidad de los taludes, enfatizando la actividad antrópica (urbanización irregular, cortes verticales al interior de la estructura volcánica) como uno de los factores que inciden de manera determinante. Asimismo, se realiza la cartografía de los agrietamientos que afectan el piedemonte, mismos que son favorecidos por la estratigrafía y por el bombeo para la extracción de agua.

El capítulo V, *Inestabilidad en frentes de lava, caso Palmitas, Sierra de Santa Catarina*, consiste en la caracterización detallada de un frente de lava basáltico, en el cual se presentó la caída por desprendimiento de un conjunto de rocas, en la Colonia Palmitas, Delegación Iztapalapa, lo cual tuvo un impacto en la población asentada tanto al pie como en la corona de los taludes. Esto motivó a realizar una sectorización del frente rocoso para definir zonas especiales de prevención y para determinar los puntos críticos así como los problemas de estabilidad local, a fin de proponer soluciones geotécnicas encaminadas a disminuir el riesgo de la zona.

El capítulo VI, *Zonificación de procesos de remoción en masa y mapa de susceptibilidad*, se determina la tipología de los PRM en función de las características litológicas, morfológicas y estructurales de las laderas, así como de observaciones de campo e información disponible respecto a su ocurrencia. Estos resultados son referencia para realizar el mapa de zonificación y de susceptibilidad, mediante la

integración y análisis de mapas temáticos a una escala regional, 1:75 000. Los mapas considerados representan variables de tipo condicionante en la ocurrencia de los PRM, tales como litología, pendiente, altimetría, drenaje, circos de erosión, fracturas y presencia de área urbana. El mapa de zonificación, muestra los tipos de procesos y las áreas donde se pueden presentar. El mapa de susceptibilidad, se genera a partir de un método heurístico, donde las variables se combinan a partir de enunciados y operadores lógicos, para estimar de manera cualitativa el nivel de la susceptibilidad. La integración de una base de datos y la generación de un inventario de PRM ocurridos en el área en estudio, valida los resultados y sirve para determinar el nivel de atención que requieren estas áreas críticas.

Finalmente, en el capítulo VII, *Esquema general de soluciones geotécnicas para la mitigación de riesgos*, se esbozan las principales alternativas empleadas para estabilizar taludes, haciendo énfasis en su aplicación para cada tipo de proceso de remoción en masa identificado en la zona de estudio. Este esquema general, permite orientar los tipos de tratamientos geotécnicos a emplear, lo cual es útil para evitar el uso indiscriminado de técnicas de estabilización que no toman en cuenta el mecanismo particular de movimiento, como en el caso del concreto lanzado, que es empleado frecuentemente pero con resultado muchas veces deficiente.

El presente trabajo representa un avance en el estudio de los PRM y su impacto en la zona montañosa que rodea al Distrito Federal. Los trabajos de cartografía y zonificación, son la base para realizar estudios más detallados, de peligro o riesgo; de manera preliminar, indican la ubicación de las zonas potencialmente inestables y pueden servir para tomar acciones en materia de prevención, monitoreo y de mitigación. El mapa de susceptibilidad, aunque no toma en cuenta factores detonantes, muestra las áreas críticas donde se combinan de manera desfavorable las variables condicionantes consideradas. Estos resultados, mostrados junto con la zona urbana, determinan sitios que eventualmente pueden ser afectados, lo cual es fundamental para orientar acciones en materia de protección civil, ordenamiento territorial y en la gestión del riesgo.

1.3.- TRABAJOS PREVIOS

Diversos autores han estudiado el tema de los PRM dentro del Distrito Federal y sus alrededores. En la Sierra de Guadalupe, Lugo-Hubp y Salinas-Montes (1996) realizaron un estudio de carácter geomorfológico y generaron un mapa simplificado de zonas de inundación, de caída de rocas y de deslizamientos; para esta misma zona el Servicio Geológico Metropolitano (2003) generó un inventario de PRM (García-Palomo, *et al.*, 2006b), así como un mapa cualitativo de peligros por deslizamientos usando la técnica de sobreposición de mapas temáticos. Para la Sierra de Santa Catarina, Lugo Hubp *et al.*, (1994) hacen un análisis geomorfológico y clasifican los diferentes tipos de relieve que presentan las estructuras volcánicas, mientras que el Servicio Geológico Metropolitano (2000) realizó un mapa de peligros geológicos por deslizamiento y caída de rocas en ocho colonias de la delegación Iztapalapa. Lugo-Hubp y colaboradores (1995) realizaron un estudio en la delegación Álvaro Obregón donde determinaron las características morfológicas, antrópicas y litológicas, así como su influencia en la generación de peligros y riesgos tales como, presencia de túneles y cavidades, deslaves y erosión en cabeceras de barrancas y escarpes, caídas de rocas e inundaciones.

A nivel regional, el Servicio Geológico Metropolitano (2005) generó un mapa de zonificación de los PRM en el Distrito Federal escala 1:75 000, con base en trabajo de campo, litología y pendiente. Este mapa establece, de manera general, los mecanismos potenciales de movimiento y su localización espacial, pero tiene la limitación de tomar en cuenta sólo dos variables y no establece un nivel de potencialidad. Asimismo, el Atlas de Peligros y Riesgos de la Ciudad de México, de la Secretaría de Protección Civil del Distrito Federal, cuenta con un mapa zonificación de PRM, escala 1:70 000, obtenido mediante la sobreposición de mapas, pero que presenta limitaciones en cuanto a la representación de los mecanismos de movimiento y las zonas afectadas.

A pesar de estos avances, existen muchas zonas que carecen de una cartografía actualizada de PRM o de otros peligros geológicos, además en muchos casos los procesos de remoción en masa se han estudiado para resolver problemáticas muy específicas. Asimismo, los PRM se han descrito y analizado de acuerdo con las condiciones geológicas y morfológicas particulares de cada de cada zona estudiada pero falta un esquema que integre los tipos de PRM que se presentan en diversas estructuras volcánicas así como su distribución y potencialidad, a fin de tomar medidas desde un punto de vista integral en la gestión del riesgo. De igual forma, un avance importante será la generación de un mapa de susceptibilidad que tome en cuenta más variables y que integre un inventario de procesos, para así determinar las zonas críticas que merezcan atención especial a fin de reducir o mitigar las condiciones de amenaza.

1.4.- ÁREA EN ESTUDIO

1.4.1.- Localización

El área en estudio se localiza en la porción suroeste de la Cuenca de México (Figura 1.1), entre las coordenadas UTM, Xmin= 460 000, Ymin=2 105 000; Xmax=505 000, Ymax=2 170 000. Abarca todas las delegaciones del Distrito Federal y parte del Estado de México, en los municipios de Tlalnepantla, Ecatepec, Coacalco, Tultitlán y Barrientos. Comprende en su totalidad las sierras de Guadalupe, Santa Catarina, Barrientos y parte de las sierras de Las Cruces y Chichinautzin (Figura 1.2).

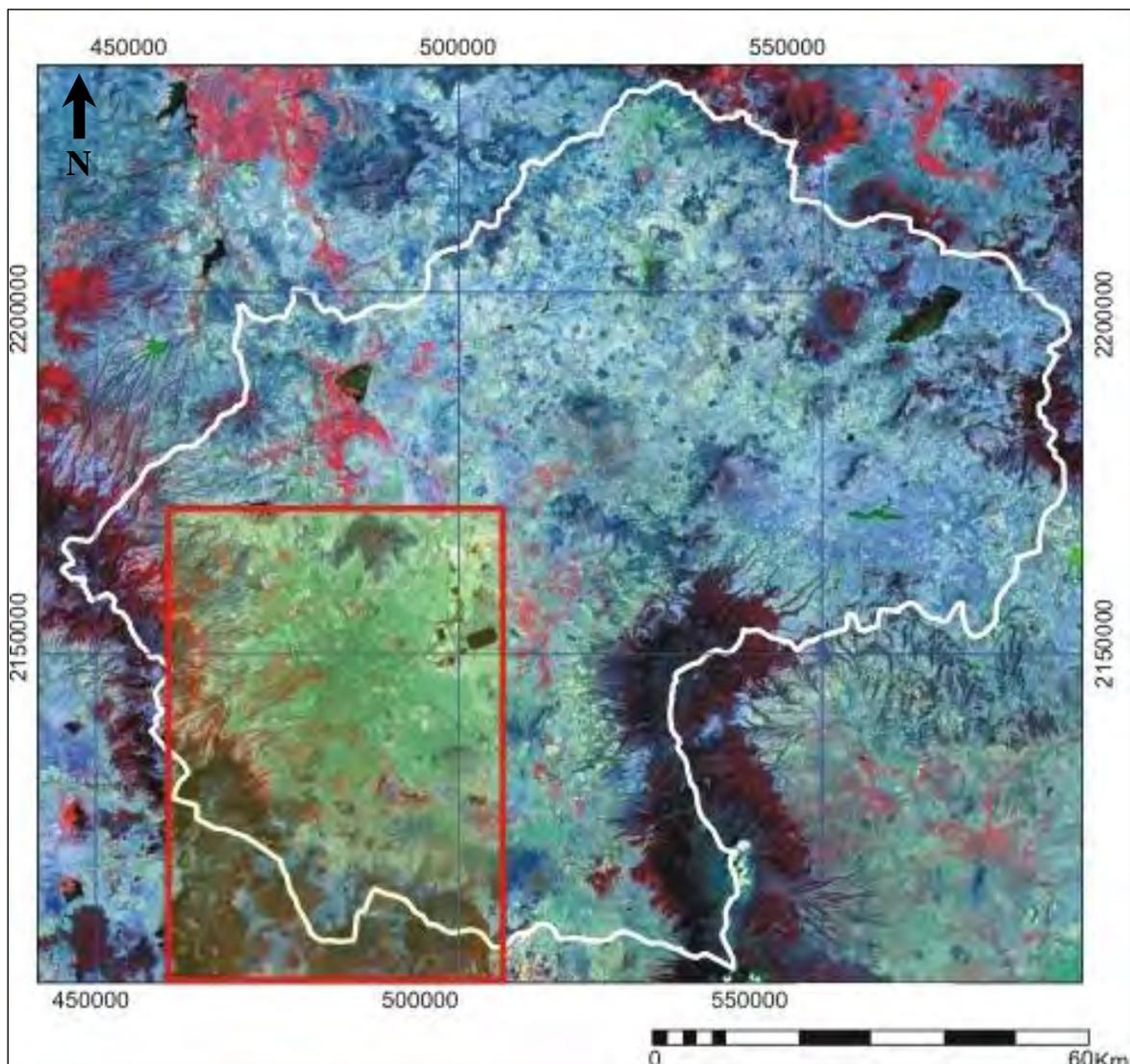


Figura 1.1.- Cuenca de México y en el recuadro, el área en estudio. Imagen de satélite Landsat7 TM+, año 2000, compuesto de falso color 432 (R,G,B) (Servicio Geológico Metropolitano, 2005).

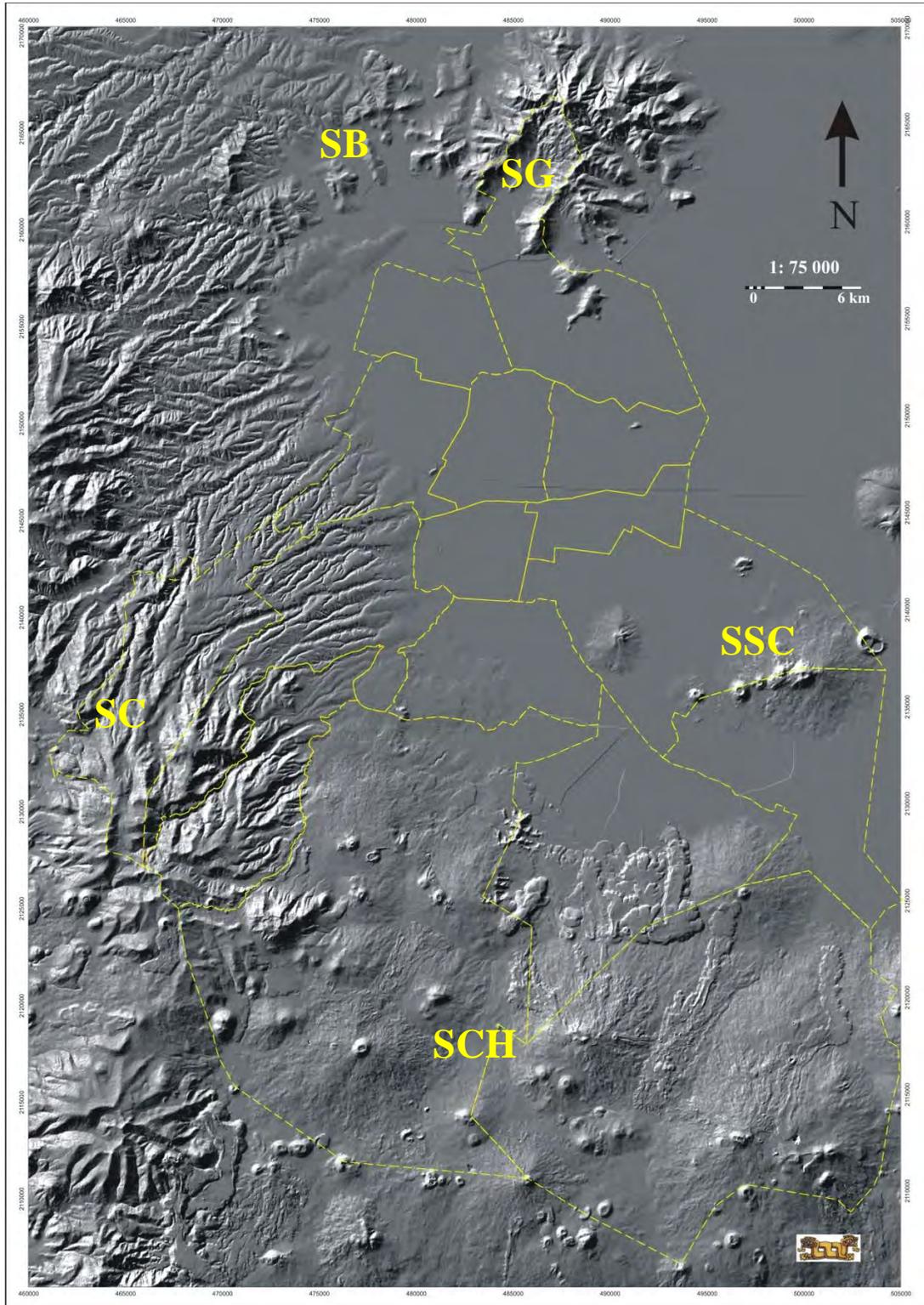


Figura 1.2.- Modelo de relieve sombreado que muestra el área en estudio, al SO de la Cuenca de México, (Servicio Geológico Metropolitano, 2005). Con línea interrumpida se señalan los límites del Distrito Federal. Las sierras son, SG: Sierra de Guadalupe; SB: Sierra de Barrientos; SC: Sierra de las Cruces; SCH: Sierra de Chichinautzin; SSC: Sierra de Santa Catarina.

1.4.2.- Situación geográfica

Desde el punto de vista geográfico, el 28% de la superficie del Distrito Federal se encuentra asentada en una zona plana y el 72% en zona montañosa. La zona montañosa (Figura 1.2) comprende en superficie a las sierras Chichinautzin con el 41 %, Las Cruces con el 24 %, Santa Catarina y Guadalupe con el 5% y el 2 %, respectivamente. Las delegaciones que ocupan mayor área en la zona montañosa son: Tlalpan, Milpa Alta y Xochimilco, con 21, 16 y 8%, respectivamente, ubicadas dentro de la Sierra de Chichinautzin; Iztapalapa con un 8 % en la Sierra de Santa Catarina y las delegaciones de Cuajimalpa, Magdalena Contreras y Álvaro Obregón en la Sierra de las Cruces, con 6% cada una. Las delegaciones Gustavo A. Madero, Tláhuac, Miguel Hidalgo y Coyoacán tienen aproximadamente del 2 al 3% de área en zona montañosa (García-Palomo *et al.*, 2006a). En el caso del estado de México, al área de estudio comprende en su totalidad el municipio de Tlalnepantla y parte de los municipios de Atizapan, Ecatepec, Tultitlán y Coacalco, los cuales están asentados en la parte norte del Distrito Federal, en las sierras de Barrientos y de Guadalupe.

1.4.3.- Clima, vegetación y suelos

La posición geográfica y la topografía del área en estudio, ocasiona que sea afectado por sistemas de circulación atmosférica que definen claramente dos épocas climáticas: la húmeda (junio-octubre) y la seca (noviembre-marzo). Las altitudes mayores a los 2 000 msnm, en estrecha relación con la temperatura, definen dos zonas térmicas en el área de estudio (INEGI, 2002): la zona templada, con temperatura media anual entre 12° y 18° C, asociada con una altitud cercana a 2000 msnm y hasta 2800 ó 2900 msnm, y la zona semifría, caracterizada por una temperatura media anual entre 5° y 12° C para una altitud entre 2 000 y 4 000 msnm.

La vegetación está influenciada por los pisos altitudinales: en las partes bajas existen pastizales halófilos, vegetación arbórea como pirul, eucalipto y casuarina, así como agricultura de riego; en áreas de piedemonte, la vegetación es herbácea del tipo de las gramíneas, leguminosas, cactáceas y arbórea como el pirul, eucalipto, casuarina y huizache; en las partes altas de montaña, se encuentran bosques de pino, oyamel, encinos y agricultura de temporal (INEGI, 2002; Tapia-Varela y López-Blanco, 2001). Los tipos de suelo dominantes son los Andosoles, los Cambisoles, los Phaeozems y los Litosoles (INEGI, 2002).

1.5.- MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

1.5.1.- Cinturón Volcánico Transmexicano

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico continental que se extiende por más de 1 200 km desde las costas del Pacífico (Figura 1.3) hasta las inmediaciones del Golfo de México (Demant, 1978). A nivel regional, el CVTM se ha dividido en tres grandes sectores (Pasquaré *et al.*, 1987): el sector occidental, formado por las fosas tectónicas de Tepic, Colima y Chapala, donde se pueden encontrar rocas de afinidad calcialcalina y alcalina; el sector central, caracterizado por grandes estratovolcanes de composición andesítica y dacítica, calderas y campos volcánicos monogenéticos con afinidad calcialcalina y alcalina; por último, el sector oriental caracterizado por la presencia de grandes estratovolcanes de composición andesítica-dacítica.

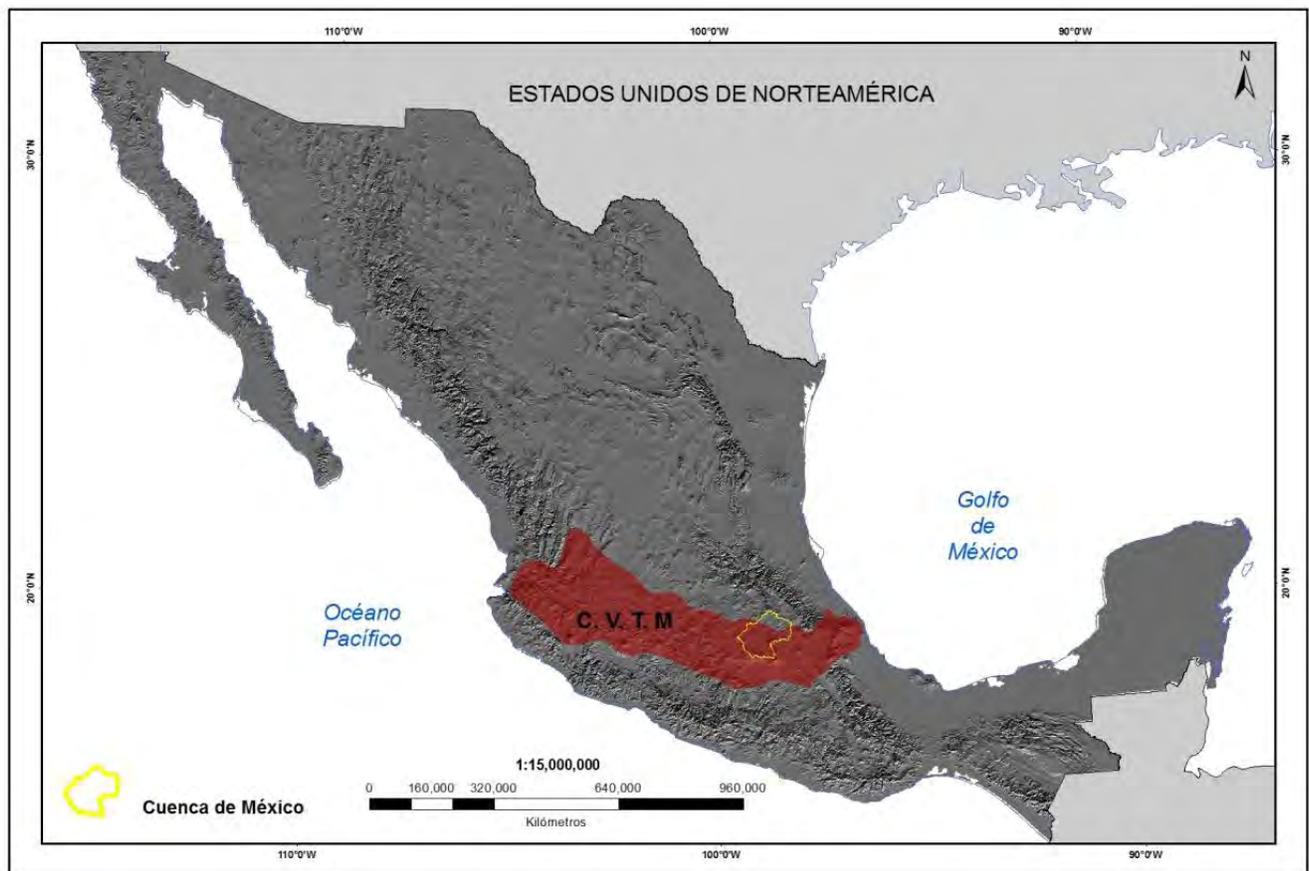


Figura 1.3.- Localización del Cinturón Volcánico Transmexicano.

1.5.2.- Cuenca de México

La Cuenca de México (CM) (Figura 1.4) está ubicada a una altitud promedio de 2 240 m s.n.m, presenta forma alargada, con su eje mayor orientado en dirección NNE-SSO. Es una cuenca lacustre endorreica de origen vulcano-tectónico que tiene una superficie aproximada de 9 600 km² (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1990).

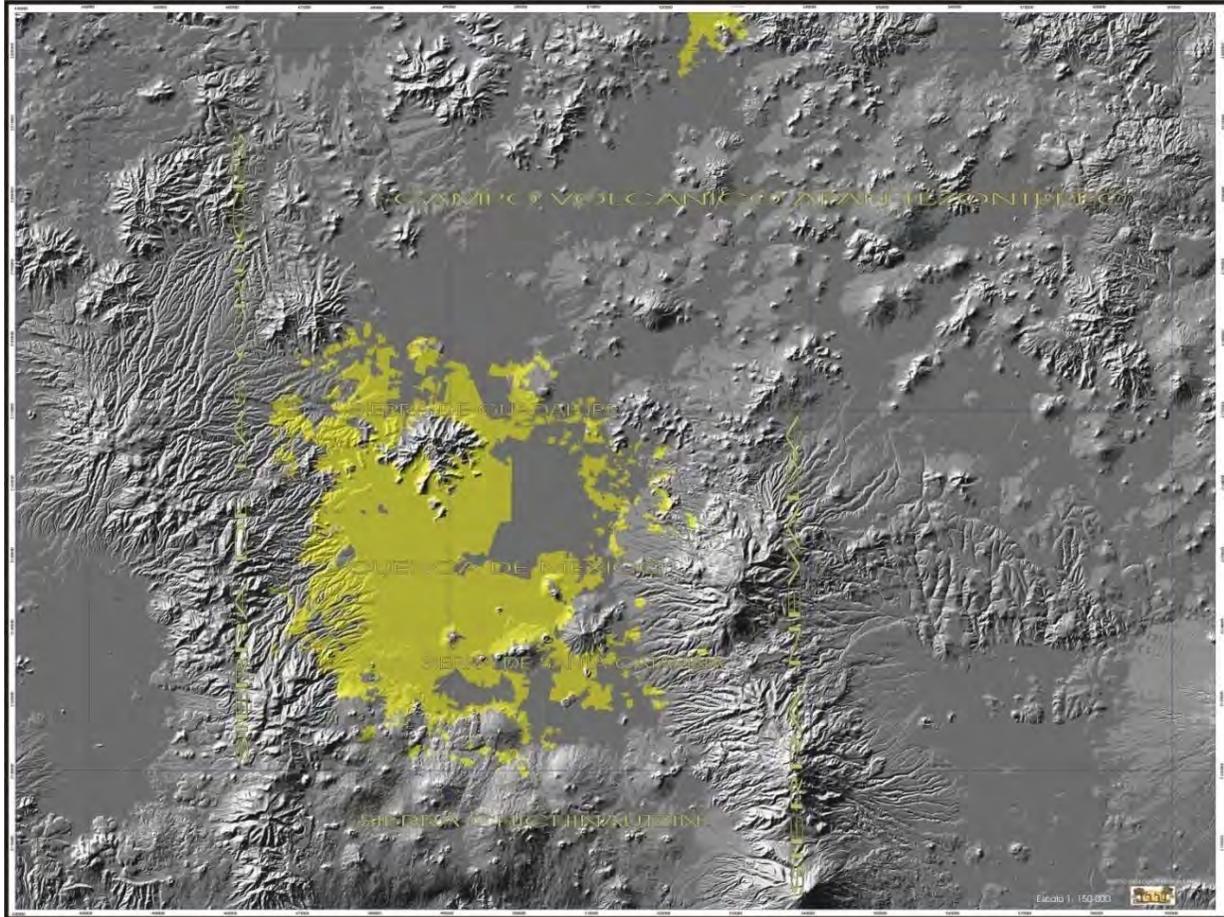


Figura 1.4.- Modelo de relieve sombreado de la Cuenca de México con la zona urbana (Servicio Geológico Metropolitano, 2005).

La CM está delimitada al oeste, por la Sierra de Las Cruces, conformada por estratovolcanes traslapados, con una orientación general N-S y rodeados por flujos piroclásticos, lahares y depósitos de avalancha; al oriente está delimitada por la Sierra Nevada, compuesta por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl; la parte norte está delimitada por la zona volcánica de Pachuca y al sur por el Campo Volcánico de Chichinautzin, el cual está formado por conos cineríticos y derrames de lava (Fries, 1960; Schlaepfer, 1968; Ramírez-Jimenez *et al.*, 1983; Mooser *et al.*, 1996). Dentro de la cuenca existen algunas

estructuras volcánicas como el cerro El Pino, las sierras de Santa Catarina, Barrientos y Guadalupe, entre otras.

En la cuenca existen tres sistemas principales de fallas, con orientación N-S, NE y E-O (De Cserna, *et al.*, 1988; Servicio Geológico Metropolitano, 2003), los cuales se han formado en diferentes tiempos, siendo el N-S el más antiguo y forma parte del sistema Basin and Range (Alaniz-Álvarez, *et al.*, 1998); le sigue el sistema NE-SO, que pertenece al sistema de cizallamiento Tenochtitlan (De Cserna *et al.*, 1988; García Palomo, 2002), el cual se considera como una zona de falla intracontinental. El más reciente, el sistema E-O, se genera por la deformación intraarco dentro de la parte central del CVTM (Suter *et al.*, 2001).

La secuencia estratigráfica de la Cuenca de México (Aguayo-Camargo *et al.*, 1990; Enciso-De la Vega, 1992) consiste de rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Terciario y del Cuaternario, que yacen discordantemente sobre las rocas calcáreas y calcáreoarcillosas del Cretácico. La distribución de las unidades volcánicas y de las sedimentarias es errática, tanto vertical como horizontalmente ya que los sedimentos fueron transportados de muy diversas fuentes, por lo que su textura, composición y ubicación son muy diversos, además de que están intercalados con los productos volcánicos, lo que hace más compleja la columna estratigráfica (SMMS, 1991). Entre las rocas del Cretácico y las del Terciario, existe una gran discordancia (puesto que no hay evidencias de rocas del Paleoceno hasta el Eoceno medio) la cual está representada por los Grupos Morro y Balsas del Eoceno tardío y del Oligoceno, mismos que consisten de conglomerados rojizos intercalados con clastos calcáreos bien consolidados (Aguayo-Camargo *et al.*, 1990).

Durante el Mioceno tardío hubo actividad volcánica, manifestada por la emisión de andesitas y dacitas que conformaron las sierras de Guadalupe, Tepetzotlán y Tepozán, a las cuales Mooser (1975) denominó como Grupo de Sierras Menores. En el Plioceno se manifestó una fuerte reactivación tectónica así como actividad volcánica, la cual se manifestó en toda la cuenca con la emisión de andesitas y dacitas porfídicas en las sierras Nevada y Río Frío, al oriente, y en las sierras de las Cruces y Zempoala al poniente, denominadas por Mooser (1975) como Grupo de las Sierras Mayores (Figura 1.5).

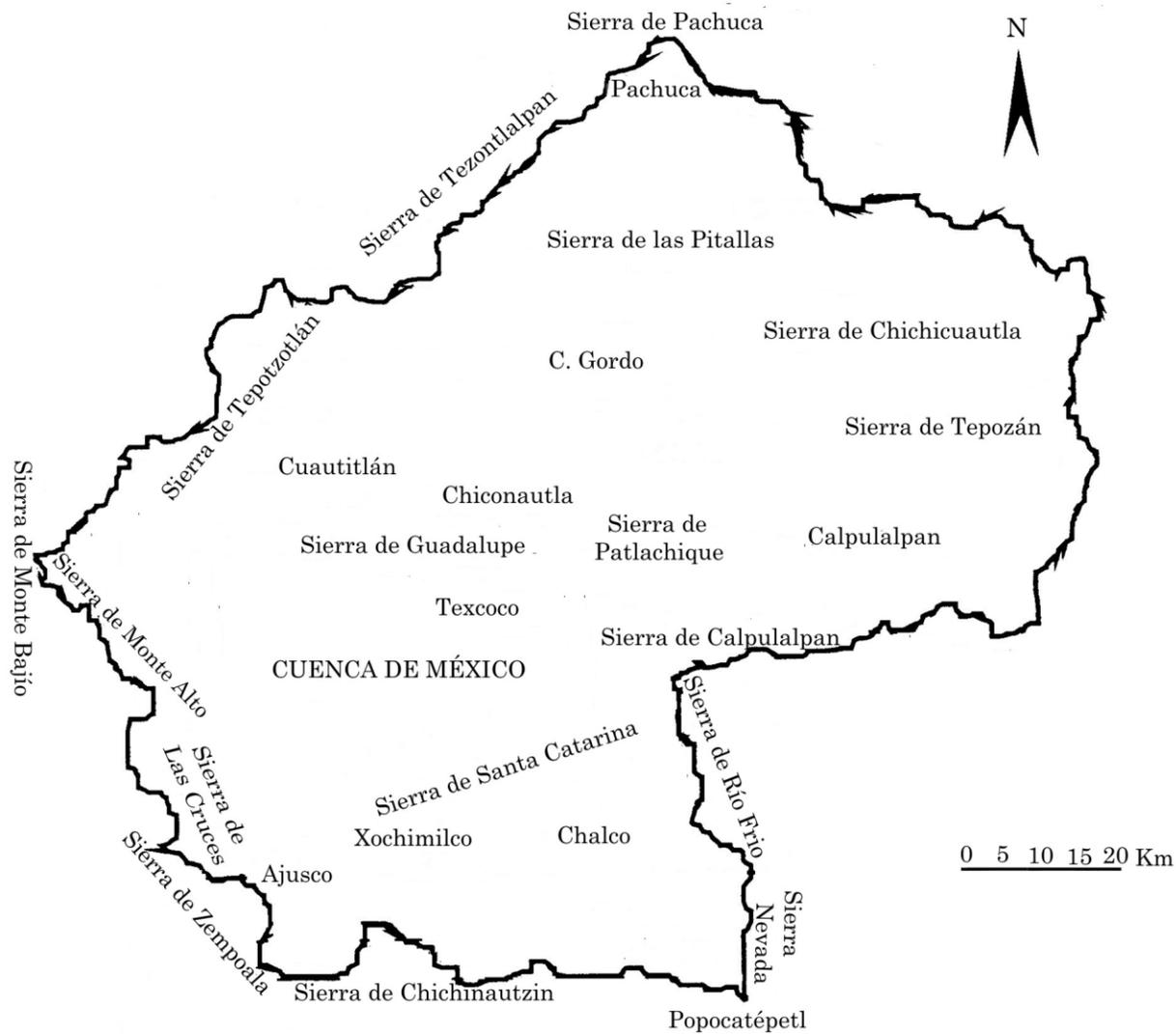


Figura 1.5.- Esquema general de las sierras que conforman la Cuenca de México.

1.6.- MARCO GEOLÓGICO LOCAL

Las cadenas montañosas que están dentro del área de estudio son: al norte la Sierra de Guadalupe (SG) y Sierra de Barrientos (SB), al oeste la Sierra de las Cruces (SC), al sur la Sierra de Chichinautzin (SCH) y al este la Sierra de Santa Catarina (SSC). Mediante el análisis de fotos aéreas, imágenes de satélite, modelos digitales del terreno con diferentes ángulos de inclinación del haz de luz y cartas topográficas de INEGI escala 1:50 000, se delimitaron las unidades geológicas del área de estudio. Con base en trabajo de campo y recopilación bibliográfica se verificó la litología de las diferentes unidades volcánicas así como sus contactos. Posteriormente, se digitalizaron áreas o polígonos correspondientes a cada unidad geológica para generar el mapa geológico (Servicio Geológico Metropolitano, 2005) (Figura 1.6).

Las características geológicas y morfológicas más relevantes de las sierras se describen a continuación (Figuras 1.6 a 1.8):

1.6.1.- Sierra de Guadalupe

Está constituida por al menos 14 unidades volcánicas, reconociéndose domos y volcanes de diferente tamaño, algunas de estas estructuras presentan colapsos (Servicio Geológico Metropolitano, 2003). Los domos son de composición dacítica y se encuentran alrededor del núcleo central de la sierra y se denominan: El Tenayo, Chalma, Tlayacampa, Pico Tres Padres, Moctezuma, El Tejocote y Chiquihuite; mientras que los estratovolcanes son: El Jaral, Picacho Tres Padres y La Presa. A estas estructuras están asociados flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, depósitos de caída y lahares. Las rocas que constituyen a la SG son predominantemente de composición ácida, como dacitas, riolitas y en menor proporción rocas andesíticas (Servicio Geológico Metropolitano, 2003). En lo que respecta a la edad, se han efectuado diversos fechamientos radiométricos entre 14 y 16 Ma (Albarrán, 1985), lo que permite ubicarla dentro del Mioceno medio.

El relieve de la SG varía entre las cotas 2 240 a los 3 010 m s.n.m y vista en planta presenta una forma circular, con un diámetro de 17 km. La disección del relieve se manifiesta por barrancos, circos de erosión y valles, algunos de ellos en forma de herradura. La parte central de la sierra presenta fuerte disección vertical y horizontal, fracturamiento, así como alteración por hidrotermalismo (Lugo-Hubp y Salinas-Montes, 1996). El tipo de drenaje es esencialmente radial y dendrítico, controlado por el amplio fracturamiento y fallamiento de la roca así como por la morfología.

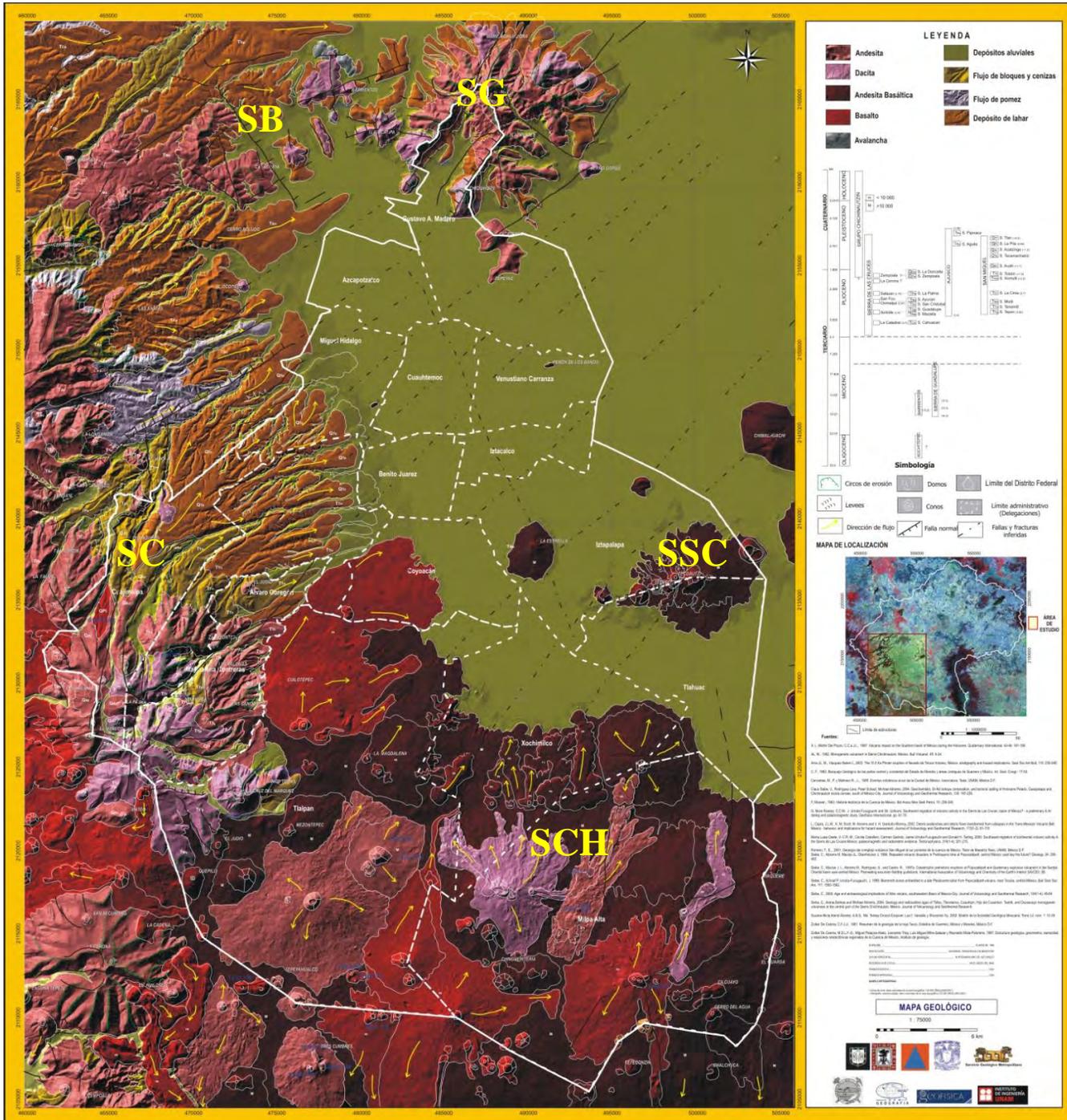


Figura 1.6.- Mapa geológico del área en estudio (Servicio Geológico Metropolitano, 2005). SG: Sierra de Guadalupe; SB: Sierra de Barrientos; SC: Sierra de las Cruces; SCH: Sierra de Chichinautzin; SSC: Sierra de Santa Catarina.

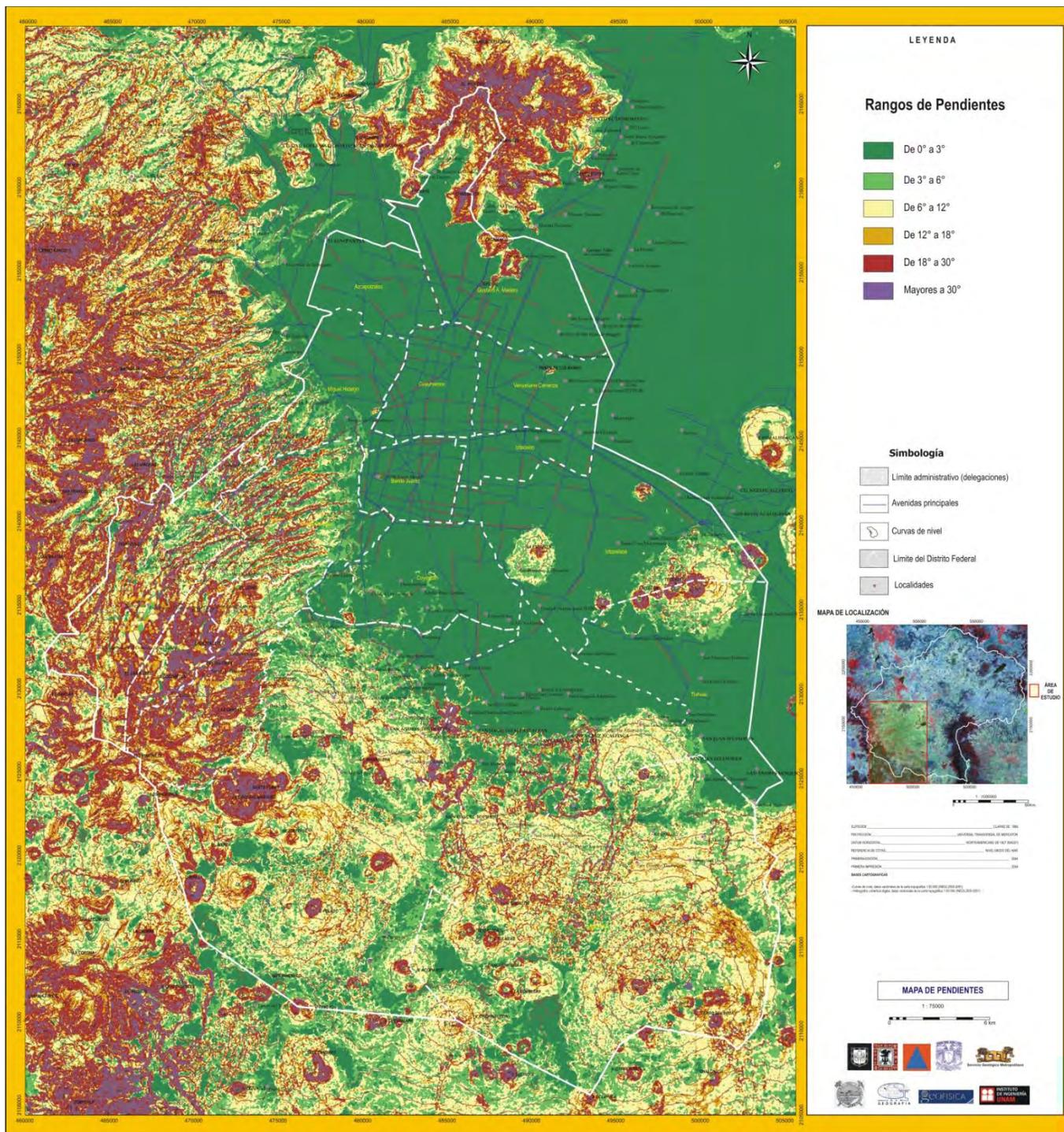


Figura 1.7.- Mapa de pendientes del área en estudio (Servicio Geológico Metropolitano, 2005).

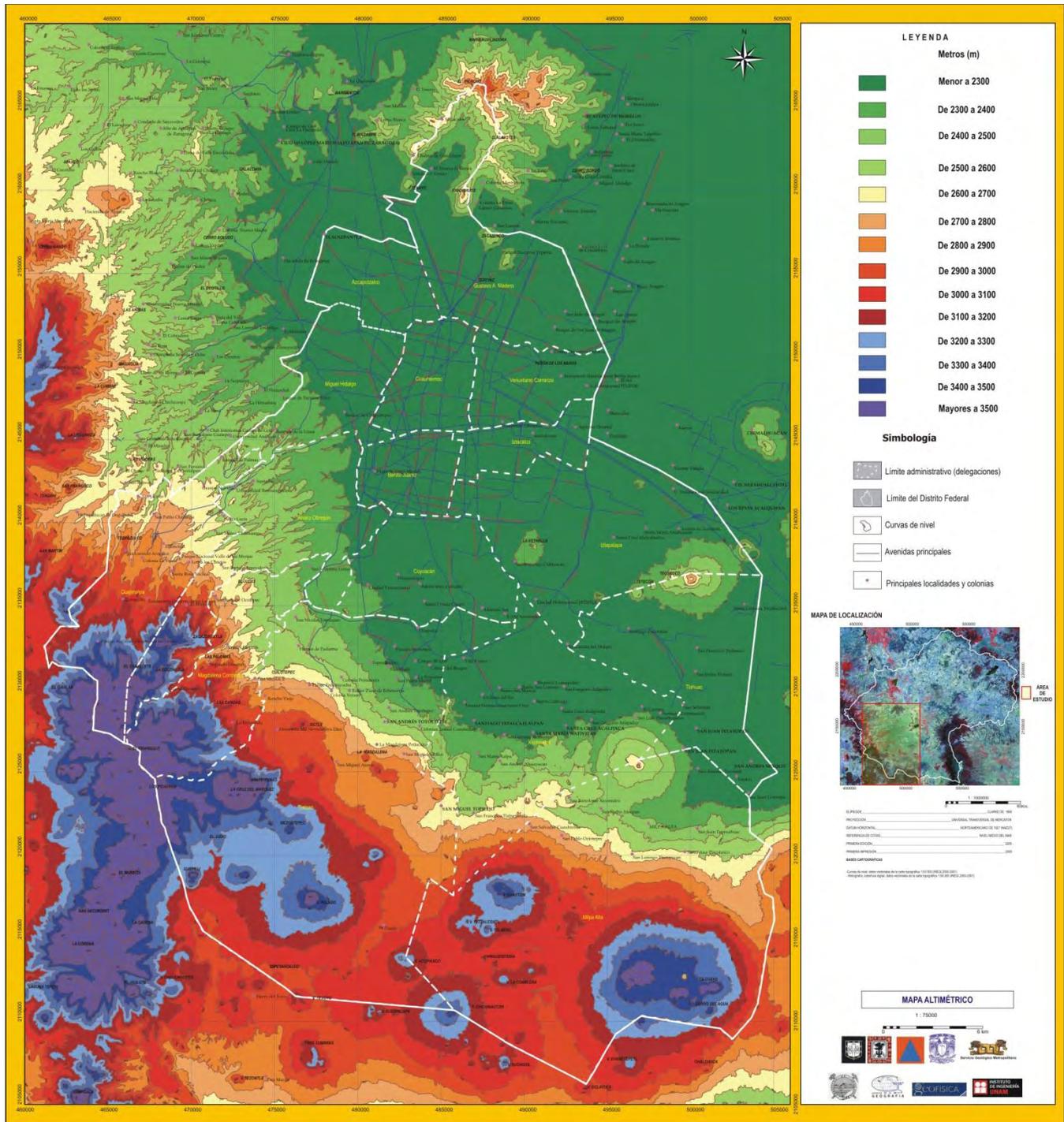


Figura 1.8.- Mapa altimétrico del área en estudio (Servicio Geológico Metropolitano, 2005).

Respecto a la geología estructural de la SG, Lozano-Barraza (1968) considera la presencia de dos sistemas de fracturas: ONO-ESE y N30°-45°E, sin embargo el Servicio Geológico Metropolitano ha reconocido principalmente tres sistemas de fallas. El más antiguo presenta una orientación N-S, sobre el cual se observa una serie de fosas y pilares tectónicos y localmente se caracteriza por pequeñas zonas de cizalla, que indican un movimiento normal; este sistema está asociado con la actividad del CVTM y posiblemente sea el que originó la Sierra de Guadalupe. El segundo sistema de fallas tiene una orientación NE-SO (De Cserna *et al.*, 1988; Mooser *et al.*, 1992) y las fallas más importantes pertenecientes a este sistema son las fallas de Tenayuca y Chiquihuite (Mooser *et al.*, 1992), las cuales definen una de las estructuras más prominentes de este sistema que es la Fosa de Cuauhtepac (Mooser, 1975). En los planos de falla se observan rasgos tales como: estrías con al menos dos generaciones de movimiento, brechamiento tectónico, harina de falla y estructuras sigmoidales (Servicio Geológico Metropolitano, 2003). El tercer sistema de fallas tiene una orientación E-O y afecta a rocas muy jóvenes, por lo que se considera el más reciente. Se caracteriza por la presencia de harina de falla, brechas y estructuras sigmoidales (Flores-Moro, 2006; Colín, 2006).

1.6.2.- Sierra de Barrientos

La Sierra de Barrientos (SB) está conformada por domos con orientación ENE, que se extienden al O, limitando con la zona volcánica de Atizapán y al E se amplía por debajo de la Sierra de Guadalupe (Mooser *et al.*, 1992). Los tipos de roca que predominan en la SB son dacitas y en menor proporción andesitas.

La zona volcánica de Atizapán, al O de la Sierra de Barrientos, está formada por dos principales grupos de aparatos volcánicos andesíticos, andesitas Atizapán y domos del sur. Estas estructuras forman un relieve en forma de anillo que puede interpretarse como una caldera volcánica, sin embargo, los estudios estratigráficos realizados indican que se trata de estructuras dómicas dispuestas en anillo orientadas NNE-SSO y alineadas NNO-SSE, por lo que la existencia de una caldera volcánica propuesta en estudios anteriores no es evidente (Martínez-García, 2009).

Flores-Moro (2006) reconoce cuatro unidades geológicas en la Sierra de Barrientos, constituidas predominantemente por rocas volcánicas de composición ácida a básica, siendo estas: la Caldera de Barrientos, Caldera de Atizapán, Flujos de Pómez Chiluca (provenientes del volcán Salazar) y Lahar Sayavedra (provenientes del volcán Iturbide). En la SB se define la existencia de una estructura volcánica durante el Mioceno, que posteriormente se colapsó hacia el N. La estructura volcánica se encuentra

afectada por un sistema de fallas con dirección E-O que conforman la denominada Fosa de Barrientos. La Fosa de Barrientos, definida inicialmente por Mooser (1992), presenta 21 km de largo, con una anchura irregular que varía de 100 m a 2 km, una altitud de 2 260 a 2 300 m s.n.m y su orientación general es sensiblemente E-O. Respecto a la edad, se han reportado fechamientos determinados por K-Ar, en rocas del Cerro de Barrientos y de la Fosa de Cuauhtepac, entre 14 y 15 Ma (Lozano-Barraza, 1968).

La SB alcanza alturas hasta de 2 500 msnm y el intervalo de pendientes es de 18 a 30° y aún mayores. El drenaje está controlado por el fracturamiento y fallamiento de la roca, así como por la morfología de las laderas, muchas de las cuales presentan colapsos. El tipo de drenaje es esencialmente radial y dendrítico.

La geometría estructural de la Fosa de Barrientos se caracteriza por la presencia de fosas y pilares. Esta fosa está delimitada al N por el pilar de Chilpan, que a su vez está delimitado por las fallas Chilpan y la Quebrada, mientras que hacia el S la delimita el pilar de Tlayacampa, definido por las fallas Tlayacampa y Buenavista. Los indicadores cinemáticos tales como estrías, estructuras sigmoidales, zonas de relevo, sistemas conjugados de fracturas, harina y brecha de falla, entre otros, permiten definir sobre los planos de falla un movimiento normal (Flores-Moro, 2006).

1.6.3.- Sierra de Las Cruces

La Sierra de las Cruces (SC) constituye el límite oriente de la Cuenca de México y la separa de la Cuenca de Toluca. La SC está constituida de norte a sur, por los volcanes La Bufa (Rehilete) (3.71 ± 0.40 Ma), Iturbide (2.90 ± 0.40 Ma), La Catedral, Chimalpa, Salazar (2.87 ± 0.15 Ma), Complejo San Miguel (3.71 ± 0.40 Ma), volcanes la Corona (0.9 ± 0.012 Ma) y Zempoala (0.75 ± 0.05 Ma) (Mooser *et al.*, 1992; Mooser, 1975; Romero, 2001; Herrera-Huerta, 2008; Arce *et al.*, 2008). Tiene una orientación general N-S y su longitud desde el Cerro la Bufa en el Norte hasta el volcán Zempoala en el extremo sur, es de aproximadamente 110 km. Los estratovolcanes de la SC presentaron actividad efusiva y explosiva, caracterizada por la construcción de domos, flujos de lavas, piroclásticos, avalanchas y lahares. La SC tiene una afinidad calcialcalina, constituida por andesitas, dacitas y riodacitas (Gunn y Mooser, 1971; Mooser, 1975) y con respecto a la edad, se han realizado fechamientos que permiten ubicarla del Mioceno tardío al Pleistoceno, de acuerdo con datos recientes de los volcanes la Corona (Herrera-Huerta, 2008) y Zempoala (Arce *et al.*, 2008), al sur de la SC. Estudios petrográficos muestran que las andesitas consisten fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz microcristalina de clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos. Las dacitas contienen fenocristales de cuarzo, hornblenda y plagioclasa (Mora-Alvarez *et al.*, 1991; Osete, *et al.*, 2000; Herrera-Huerta, 2008).

La SC tiene una altitud de 3 800 m s.n.m y en ella se pueden identificar estructuras como cráteres (algunos colapsados), domos, flujos de lava, conos de escoria y escarpes de falla. La distribución de las unidades litológicas, así como la influencia tectónica, determinan los diversos patrones de la red de drenaje localizados a lo largo de toda la sierra, caracterizados por cauces paralelos entre sí y por arroyos con arreglos angulares y rectangulares. El rango de pendientes es de 0°-40° y sólo en pequeñas porciones se llega a observar pendientes mayores a los 60°, que corresponden con límites estructurales (García Palomo *et al.*, 2008).

La SC está afectada por tres sistemas de fallas y fracturas (De Cserna *et al.*, 1988; García-Palomo *et al.*, 2008): el sistema N-S, el sistema NE y por último el E-O. El sistema N-S es el más antiguo, con un rumbo que varía entre N15°O a N20°E, predomina principalmente en la zona norte y parte de la zona sur, tiene arreglos en echelón escalonado, ligeramente anastomosados y con inclinación de sus planos predominantemente hacia el este. El segundo sistema de fallas y fracturas tiene rumbo entre N45°E a N65°E y está presente en la porción central de la SC, donde se caracteriza por un arreglo paralelo. Por último, el sistema de fallas E-O corta de manera longitudinal a toda la sierra y se caracteriza por longitudes cortas, con arreglos paralelos.

1.6.4.- Sierra de Chichinautzin

La Sierra de Chichinautzin (SCH) cubre un área aproximada de 2 500 km² y se le estima un espesor de 800 m (Bloomfield, 1975). Está compuesta por aproximadamente 220 aparatos volcánicos y se reconocen tres diferentes tipos de estructuras volcánicas (Martin Del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1999): flujos de lava o lava-domos, conos de escoria con inclinaciones de 30° y flujos asociados y conos de lava en forma de escudo. La SCH descansa sobre un sustrato de rocas terciarias, teniendo como basamento volcánico inicial la Formación Xochitepec (Martin Del Pozzo *et al.*, 1997).

Las formas volcánicas de la SCH fueron originadas principalmente por actividad de tipo estromboliana, hawaiana y vulcaniana, esto último de acuerdo con las evidencias de depósitos tales como flujos de bloques y cenizas y oleadas piroclásticas en el volcán Cuauhtzin (Arana-Salinas, 2004), que sugiere la ocurrencia de erupciones más violentas a las que tradicionalmente se asocian a este campo monogenético. Los flujos de lava generalmente son de composición andesítico-basáltico, andesíticos y dacíticos (Arana-Salinas, 2004). La mayoría de los flujos de lava son en bloques y en menor medida *aa* y pahoehoe (por ejemplo las lavas del Xitle) (Márquez *et al.*, 1999).

La SCH se considera como un campo volcánico activo, con periodos de recurrencia de 1 250 años (Siebe *et al.*, 2005). Respecto a la edad, se han realizado diversos fechamientos en volcanes de la SCH tomando como indicadores cronológicos y estratigráficos la presencia de la pómez Tutti Frutti, proveniente de una erupción Pliniana del volcán Popocatepetl y que tiene una edad de 14 000 años (Siebe *et al.*, 2005), así como la presencia de la Pómez Toluca Superior, proveniente del volcán Nevado de Toluca, con una edad de 10 500 años (Arce *et al.*, 2003). Así por ejemplo, Siebe *et al.*, (2004, 2005) determinan edades para el volcán Tláloc (6 200 años), Cuauhtzin (8 225 ± 130 a 7 360 ± 120 años), Pelado (10 000 años), Guespalapa (2 800 a 4 700 años) y Chichinautzin (1 835 años). La actividad más reciente está dada por la erupción del Xitle, hace 1 665 ± 35 años (Siebe *et al.*, 2005).

Los volcanes de la SCH, en su mayoría ocurren en pequeños grupos alineados en la dirección de fracturamiento principal de la región E-O (Bloomfield, 1975), aunque algunos siguen direcciones de fracturamiento NE y NO (Martin Del Pozzo, 1980; Márquez *et al.*, 1999). La altura de los conos varía de 10 a 315 m, el diámetro de los cráteres varía de 50 a 750 m mientras que el diámetro basal varía de 0,1 a 2 km (Martin Del Pozzo, 1982).

La complejidad tanto del origen y composición de los magmas que conforman la SCH, sigue actualmente en debate además de que esta zona reviste gran importancia debido a la actividad volcánica reciente, lo que trae implicaciones desde el punto de vista de los peligros y riesgos volcánicos para el Distrito Federal (Martin Del Pozzo *et al.*, 1997; Siebe *et al.*, 2004; Siebe y Macías, 2006). En general, los tipos de roca presentes en la SCH incluyen basaltos de olivino, andesitas de olivino, andesitas de piroxeno y dacitas (Márquez *et al.*, 1999; Arana-Salinas, 2004; Meriggi *et al.*, 2008).

1.6.5.- Sierra de Santa Catarina

La Sierra de Santa Catarina (SSC) está situada al oriente de la ciudad de México y ocupa una superficie de 75 km². Es un complejo volcánico monogenético que originó una serie de pequeños volcanes durante el Pleistoceno tardío, dispuestos en dirección E-NE. La SSC incluye vulcanismo de tipo efusivo y explosivo que se caracterizó principalmente por la construcción de conos de escoria acompañados de flujos de lava, escoria y cenizas (Lugo-Hubp *et al.*, 1994). Las lavas que constituyen la sierra son de composición andesítica y andesítico-basáltica con variaciones en el contenido de sílice y minerales hidratados como hornblenda y biotita. De acuerdo con análisis geoquímicos se determinó que las rocas de esta zona son andesitas, con un porcentaje de sílice de 57.7 a 59.13 % en peso (Lugo-Hubp *et al.*, 1994).

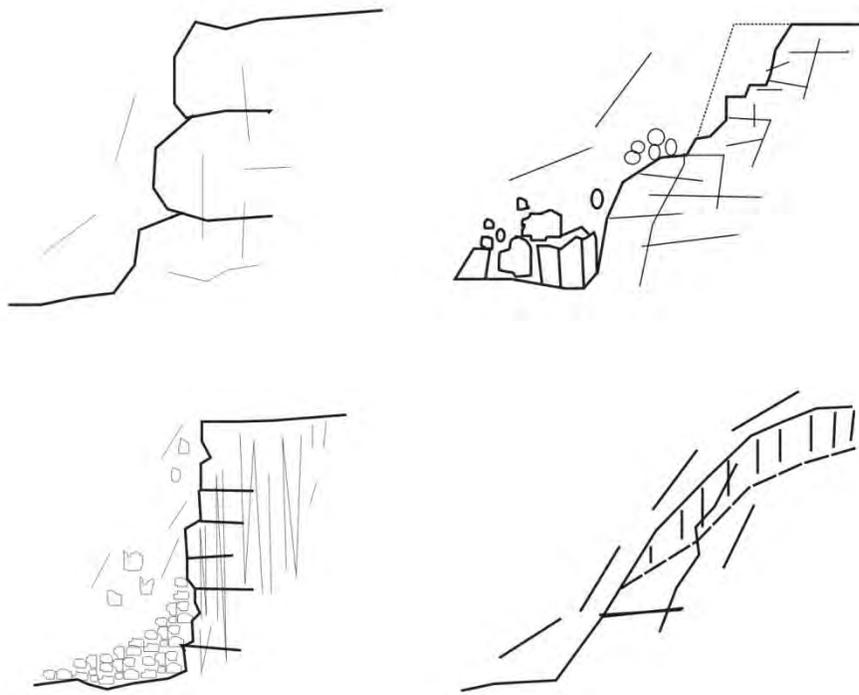
En la Sierra de Santa Catarina se han propuesto informalmente 12 unidades estratigráficas (Magaña, 2003), las cuales son: Unidad la Caldera, Yuhualixqui, Xaltepec, Mazatepec 1, Mazatepec 2, Tetecón 1, Tetecón 2, Coronillas, Tecuautzi, Guadalupe, Acahaltepec y Miguel. De Cserna *et al.*, (1988) reconoce una falla con orientación N75-80°E, que controla el emplazamiento de los conos que conforman la Sierra de Santa Catarina y otra N45°E, sobre la que se emplaza el volcán Guadalupe. La alineación de los volcanes en la Sierra de Santa Catarina define una zona de falla con dirección preferencial E-O, a través de la cual ocurre el ascenso de magma, ya que los valores de elipsidad obtenidos para los conos sugieren un fuerte control estructural (Magaña, 2003). Con el análisis morfológico del sur de la Cuenca de México, la información del pozo Tulyehualco-1 y secciones gravimétricas, se ha interpretado que esta zona presenta una estructura tipo semi-graben llamada Tláhuac-Tulyehualco, con orientación E-O y un escalonamiento de bloques hacia el norte, el cual está delimitado por una serie de fallas verticales y subverticales que no llegan a la superficie (Colín, 2006).

Por su morfología, composición petrológica y posición en la columna estratigráfica, la SSC ha sido considerada como contemporánea de la Sierra de Chichinautzin y representa el vulcanismo más joven dentro de la cuenca, fin del Pleistoceno y Holoceno (Lugo-Hubp *et al.*, 1994; Colín, 2006). El relieve de la Sierra de Santa Catarina es joven, por lo que los procesos exógenos no manifiestan una marcada influencia. En cambio las modificaciones principales del relieve de la sierra se deben a factores antrópicos (explotación de canteras o minas a cielo abierto para extracción de material). En general los conos se encuentran poco disectados por la red fluvial, caracterizada por un desarrollo incipiente. Predominan las corrientes de orden bajo, de tipo radial y paralelo, de poca longitud y profundidad dada la alta permeabilidad de los materiales piroclásticos y el fracturamiento de las lavas (Lugo-Hubp *et al.*, 1994).

Como se puede apreciar, debido a la localización y al contexto geológico regional, el área en estudio se ubica dentro de una zona eminentemente volcánica, que ha estado sometida a diferentes episodios tectónicos y que ha sido modelada por los procesos exógenos, dando al relieve su configuración actual. El tipo de peligro geológico, su distribución y su impacto depende de la ubicación geográfica y de las características geológicas particulares (García-Palomo *et al.*, 2006a). De manera general el relieve está conformado por grandes estratovolcanes, domos, conos de escoria, volcanes en escudo, derrames de lava y amplias secuencias de depósitos vulcanoclásticos. El tipo y distribución de los PRM en estas estructuras volcánicas, varía en función de su litología, morfología y estructura, por lo que es fundamental definir esta relación, tomando como base las observaciones respecto a la ocurrencia y al tipo de procesos de remoción que se han presentado, lo cual se desarrolla en los siguientes capítulos.

CAPÍTULO II

MARCO CONCEPTUAL



Procesos de deterioro en macizos rocosos

2.1.- TERMINOLOGÍA DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Terzaghi (1950) definió un *deslizamiento* como un desplazamiento rápido de una masa de roca, suelo residual o sedimentos de una ladera, en el cual el centro de gravedad de la masa que se desplaza se mueve hacia abajo y hacia el exterior. Diversos autores han definido de manera diferente este proceso pero una definición apropiada del término deslizamiento la dan Skempton y Hutchinson (1969, en Alcántara-Ayala, 2000): “un deslizamiento es un movimiento ladera abajo de masas de suelo o roca, que ocurre en una superficie de cizallamiento en los límites de la masa desplazada”. Un deslizamiento implica el movimiento de cierto tipo de material (bloques de roca, suelo o detritos) sobre una o más superficies bien definidas, sobre las cuales se produce un movimiento de cizalla o de corte. Por esta razón el término deslizamiento es incorrecto para referirse a todos los tipos de procesos de ladera. Alcántara-Ayala (2000) propone traducir el término *landslide* como “movimiento del terreno”, lo que permite diferenciar cada tipo de proceso e interpretar adecuadamente cada mecanismo particular. De esta forma los términos “movimientos de ladera”, “movimientos del terreno”, “procesos de ladera” o “procesos de remoción en masa” se consideran como sinónimos y están relacionados con diversos mecanismos de movimiento, uno de los cuales es el deslizamiento.

En este trabajo se entenderá por proceso de remoción en masa el movimiento ladera abajo de masas de suelo, detritos y rocas, como resultado de la influencia directa de la gravedad y que son desencadenados por factores internos y externos (Alcántara-Ayala, 2000). La terminología para referirse a los procesos de remoción ha ido evolucionando. Las clasificaciones de los PRM suelen referirse a los tipos de materiales involucrados, al mecanismo y tipo de rotura, al contenido de agua del terreno y a la velocidad y magnitud del movimiento. Sin embargo, una clasificación actual y aplicada a nivel internacional es la que se basa en el tipo movimiento y de material (EPOCH, 1996; Dikau *et al.*, 1996; Cruden y Varnes, 1996; Hutchinson, 1998; Alcántara-Ayala, 2000; Leroueil *et al.*, 2001).

De acuerdo con dicha clasificación, los PRM se dividen en las siguientes clases (Cruden y Varnes, 1996):

- 1) Deslizamiento (slide)
- 2) Caída (fall)
- 3) Volteo (topple)
- 4) Flujo (flow)
- 5) Expansión lateral (spread, lateral spreading)
- 6) Complejo (complex)

Mientras que los materiales son divididos en tres grupos:

- 1) Roca
- 2) Detritos (partículas mayores a 2 mm)
- 3) Suelo (partículas menores a 2 mm)

De esta forma se pueden combinar los términos para hacer mención a un mecanismo en particular y al material involucrado: flujo de suelos o detritos, caída de rocas o detritos, etc. El mecanismo complejo se refiere a la combinación entre dos o más procesos. Esta clasificación es de gran utilidad para abordar el estudio de los PRM, ya sea para la cartografía, la descripción detallada en campo, el establecimiento de la tipología en relación con las características geológicas, morfológicas y estructurales de las laderas, además de facilitar la comunicación entre distintas disciplinas (geología, geografía, geomorfología, ingeniería y protección civil).

La clasificación y los factores físicos involucrados en los procesos de remoción en masa se describen a continuación. La mayoría de los ejemplos que se presentan, corresponden a localidades dentro del área en estudio.

1. Deslizamientos

Son movimientos relativamente rápidos de una porción del talud, en los cuales la masa del geomaterial se mueve a través de una o más superficies que definen la geometría del deslizamiento. Para que se presente este mecanismo, las fuerzas actuantes (peso propio, cargas externas) deben ser mayores que las fuerzas resistentes (cohesión y fricción). En ingeniería se define al factor de seguridad (FS) como la relación entre las fuerzas resistentes y las fuerzas actuantes (Giani, 1992; Gaziev, 2003).

De acuerdo con la forma de la superficie de falla se subclasifican en:

1.1. Deslizamiento rotacional.

El movimiento se presenta por corte a través de una superficie de falla curva. La masa se desplaza girando alrededor de un centro de rotación. Este mecanismo es común en taludes formados por material arcilloso, por roca fuertemente fracturada y alterada (Hoek y Bray, 1996) o por materiales rocosos con discontinuidades circulares preexistentes, como en el caso de zonas de fallas lítricas (Figura 2.1).

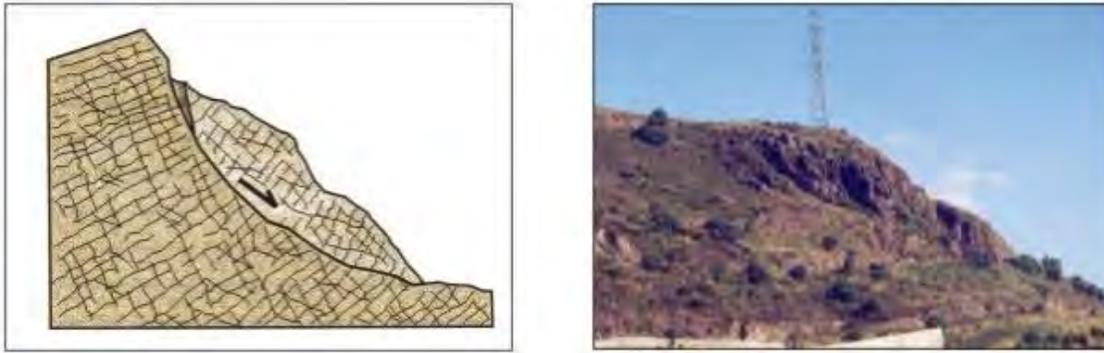


Figura 2.1.- Deslizamiento rotacional en rocas a través de una superficie de falla curva.
Sierra de Guadalupe, Panteón Jardines del Recuerdo, Tlalnepantla.

En la figura 2.2 se muestra un deslizamiento típico, común en materiales arcillosos, macizos rocosos muy fracturados y alterados y en laderas con superficies lísticas preexistentes, donde la superficie de deslizamiento tiene una geometría curva.

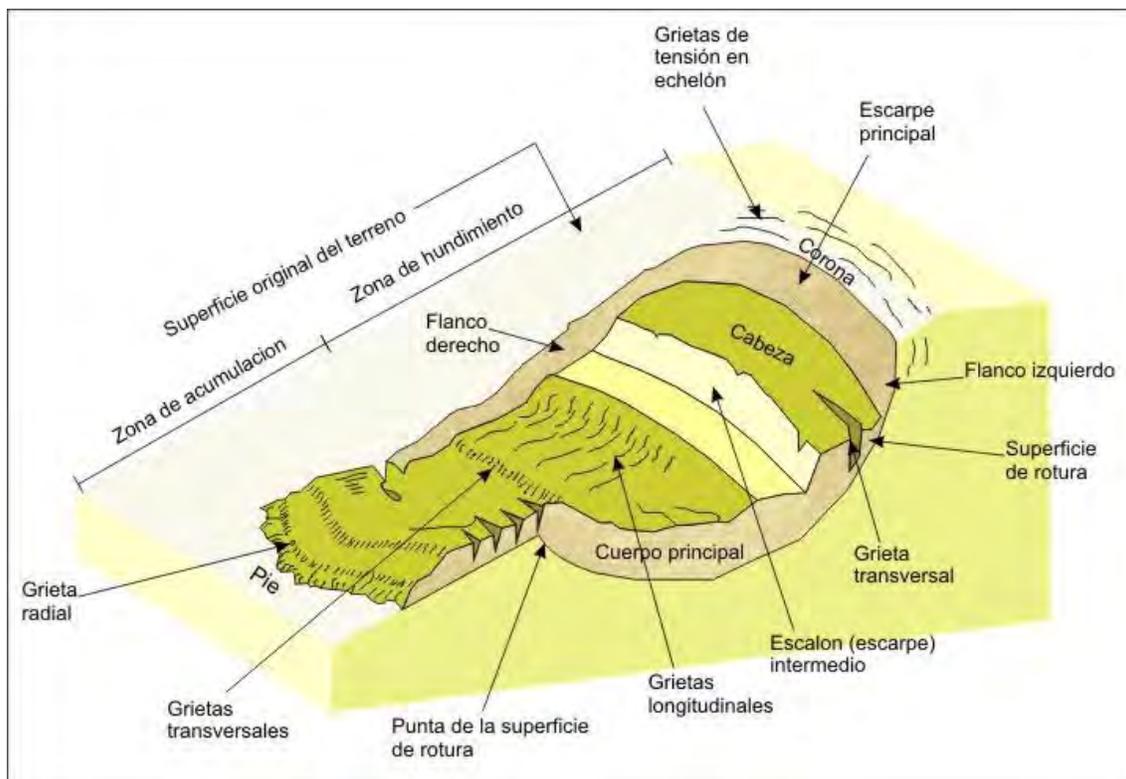


Figura 2.2.- Nomenclatura de un deslizamiento rotacional
(Modificado de Cruden y Varnes, 1996).

La nomenclatura para describir un deslizamiento rotacional es la siguiente (Cruden y Varnes, 1996):

Escarpe principal. Corresponde a una superficie muy inclinada a lo largo de la periferia del área en movimiento, causado por el desplazamiento del material fuera del terreno original. La continuación de la superficie del escarpe dentro del material forma la superficie de falla.

Escarpe secundario o intermedio. Una superficie muy inclinada producida por desplazamientos diferenciales dentro de la masa que se mueve.

Cabeza. Las partes superiores del material que se mueve a lo largo del contacto entre el material perturbado y el escarpe principal.

Corona. El material que se encuentra en el sitio, prácticamente inalterado y adyacente a la parte más alta del escarpe principal.

Superficie de falla o de rotura. Corresponde al área debajo del movimiento que delimita el volumen de material desplazado.

Pie de la superficie de falla. La línea de interceptación (algunas veces tapada) entre la parte inferior de la superficie de rotura y la superficie original del terreno.

Base. El área cubierta por el material perturbado abajo del pie de la superficie de falla.

Punta o uña. El punto de la base que se encuentra a más distancia de la cima.

Costado o flanco. Un lado (perfil lateral) del movimiento.

Superficie original del terreno. La superficie que existía antes de que se presentara el movimiento.

Derecha e izquierda. Para describir un deslizamiento se prefiere usar la orientación geográfica, pero si se emplean las palabras derecha e izquierda debe referirse al deslizamiento observado desde la corona mirando hacia el pie.

1.2. Deslizamiento traslacional.

El movimiento se presenta por corte a través de una superficie relativamente plana (deslizamiento plano) (Figura 2.3) o a través de la línea de intersección de dos planos (deslizamiento en cuña) (Figura 2.4). Este mecanismo es común en masas rocosas que están afectadas por discontinuidades tales como juntas de enfriamiento, planos de estratificación y fracturas de origen tectónico. Las condiciones para que se produzca este tipo de movimiento son que las discontinuidades o bien la línea de intersección, aflore en el frente del talud de manera que el movimiento sea cinemáticamente posible, además de que la resistencia al esfuerzo cortante en las discontinuidades sea menor que las fuerzas aplicadas (peso propio, sobrecargas, fuerzas de filtración o fuerzas sísmicas).



Figura 2.3.- Ejemplo de falla plana en calizas. Carretera a la Presa Zimapán.

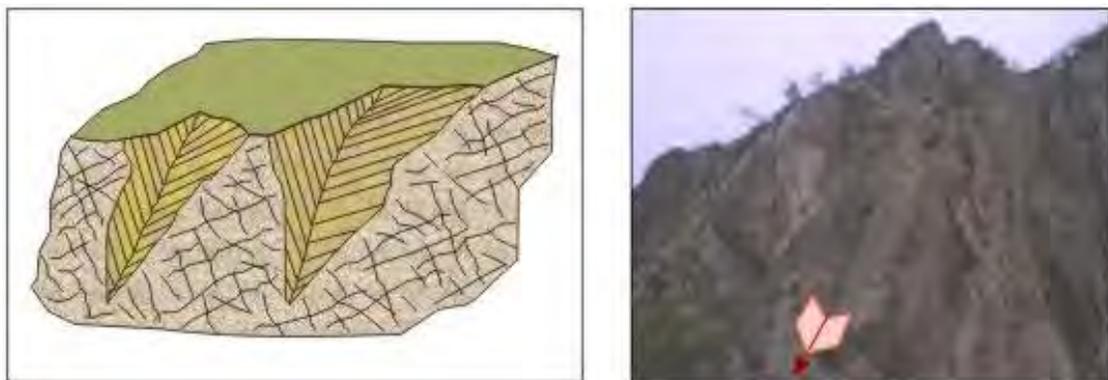


Figura 2.4.- Ejemplo de una falla en cuña, en el domo volcánico Cerro Gordo, Sierra de Guadalupe.

2. Caídos

Comprende el descenso rápido y libre de bloques de roca con tamaño y forma variable, de taludes con fuerte pendiente. El movimiento puede incluir deslizamiento, rodamiento, rebotes y caída libre. Este mecanismo es común en escarpes de falla, cortes verticales y taludes formados por bloques inmersos en una matriz fina (Figura 2.5). El movimiento es muy rápido a extremadamente rápido y puede ser precedido o no, de movimientos menores que conduzcan a la separación progresiva o inclinación del bloque. En ensayos de campo, se ha observado que los bloques de roca o material tienden a moverse en caída libre cuando la pendiente superficial es mayor a 75° , en taludes con una pendiente menor, los materiales generalmente rebotan y con pendientes menores a 45° los bloques tienden a rodar (Giani, 1992; Suárez, 1998). Una vez que una roca ubicada en el talud inicia su movimiento, el factor más importante que controla la trayectoria de caída es la geometría del talud y el coeficiente de restitución (Giani, 1992).

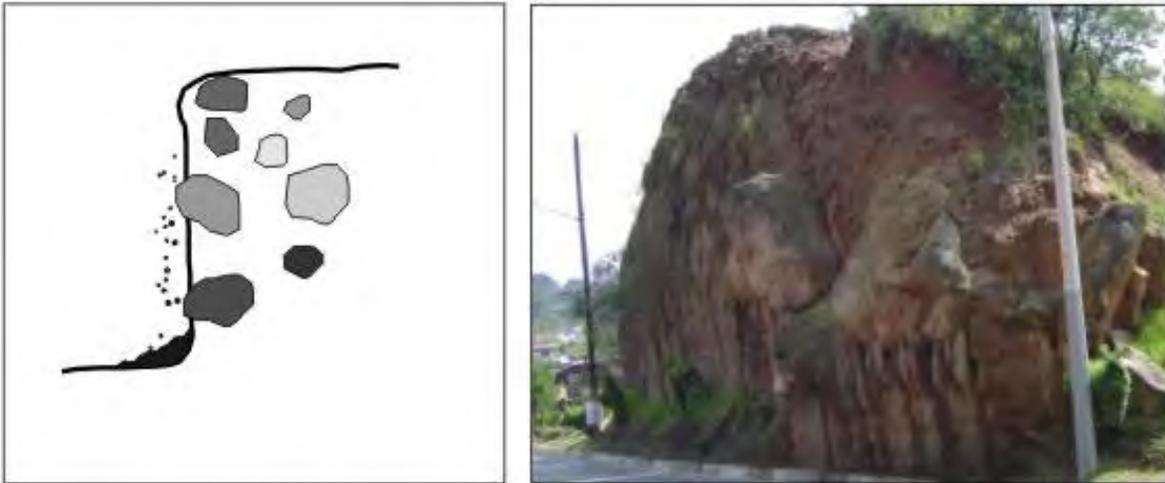


Figura 2.5.- Ejemplo de una caída por desprendimiento de un bloque inmerso en una matriz arenosa. Depósitos de lahar en la Delegación Cuajimalpa.

Las caídas se pueden subdividir en (Hutchinson, 1998):

2.1. Movimientos primarios o desprendimientos.

Un desprendimiento es aquel movimiento de una porción de suelo o roca, en forma de bloques aislados o masivamente, que en una parte de su trayectoria descende por el aire en caída libre (Figuras 2.6 y 2.7) volviendo a entrar en contacto con el terreno donde se pueden producir saltos, rebotes y rodamiento. Este proceso involucra material fresco que se ha separado del talud.

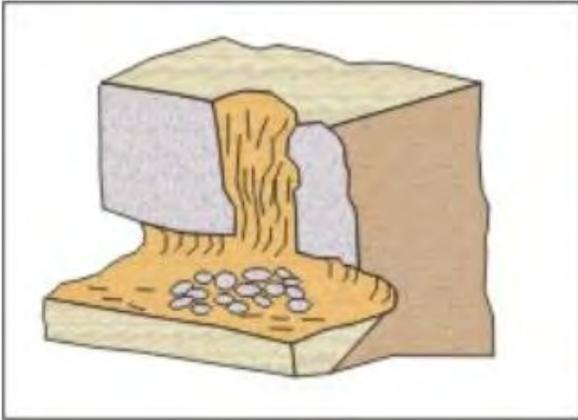


Figura 2.6.- El desprendimiento es común en escarpes o en cortes verticales, donde la roca está fracturada y alterada. Cantil, en el cerro El Tenayo, Sierra de Guadalupe.

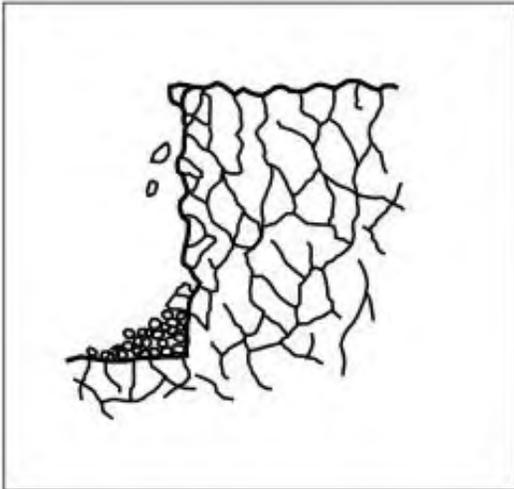


Figura 2.7.- En zonas brechadas ya sea por fallas o por el emplazamiento de coladas de lava, es común el desprendimiento de rocas. Sierra de Guadalupe.

2.2. Movimientos secundarios o rodamiento.

Involucra material disgregado, que ha quedado como un residuo del primario. También se puede tratar de bloques que han quedado separados de la masa rocosa y que están apoyados sobre la ladera con la posibilidad de rodar pendiente abajo (Figura 2.8).



Figura 2.8- Ejemplo de una caída por rodamiento, municipio de Ecatepec, en la Sierra de Guadalupe. Se trata de un grupo de bloques separados e independizados de la masa rocosa.

3. Volteo

Este tipo de movimiento ocurre cuando la resultante de las fuerzas aplicadas a un bloque cae fuera de un punto que sirve como pivote en la base del mismo y alrededor del cual se produce el giro o volteo. Esta falla es común en masas rocosas con discontinuidades casi verticales.

Una característica fundamental para este mecanismo de falla es la orientación de las discontinuidades, las cuales son verticales o subverticales. Cuando el echado es a favor de la pendiente se presenta el volteo de bloques y cuando el echado es en contra de la pendiente, se puede presentar volteo con flexión de las capas. Este mecanismo es común en zonas escarpadas, cantiles, cortes verticales, frentes de flujo de lava y en zonas afectadas por fallas normales.

Los tipos de inestabilidad asociados al volteo son (Hoek y Bray, 1996):

3.1. Volteo con flexión.

Se presenta cuando un sistema de discontinuidades orientado subverticalmente y con echado en contra del talud, delimita capas o columnas semicontinuas, donde la fuerza del peso induce un momento y los bloques tienden a flexionarse. Este mecanismo de falla puede ser inducido por erosión o excavaciones en el pie del talud (Figura 2.9).

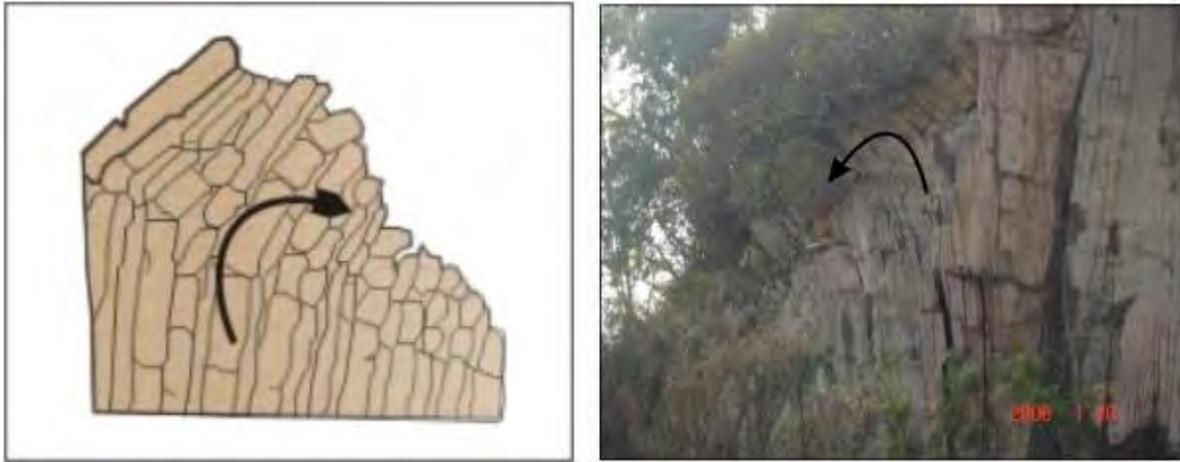


Figura 2.9.- Volteo con flexión de estratos en un domo volcánico, Sierra de Barrientos.

3.2. Volteo de bloques.

Este mecanismo de falla ocurre cuando se trata de bloques singulares que son divididos por discontinuidades muy espaciadas y con gran apertura (Figura 2.10).



Figura 2.10.- Volteo de bloques, independizados por discontinuidades de gran apertura. Volcán Moctezuma, Sierra de Guadalupe, Municipio de Ecatepec.

4. Flujos

Los flujos se refieren al movimiento de una masa desorganizada de material, donde no todas las partículas se desplazan a la misma velocidad ni sus trayectorias tienen que ser paralelas (Hungar *et al.*, 2005). Debido a ello la masa movida no conserva su forma en su movimiento descendente, adoptando a menudo morfologías lobuladas. Para este tipo de movimientos es determinante la granulometría y el grado de saturación que los materiales puedan presentar. En ocasiones un deslizamiento puede evolucionar a un flujo (Suárez, 1998).

4.1. Flujo de lodo.

Los flujos de lodo o de detritos están asociados con la presencia de agua. La pendiente no necesita ser muy grande, ya que tratándose de materiales finos saturados, estos se comportan como un semifluido viscoso y su movimiento es a través de cauces o barrancas, por lo que este proceso será importante donde se encuentren estos elementos.

4.2. Flujo de detrito.

Son movimientos rápidos a muy rápidos de detritos húmedos o con alto grado de saturación. Esta forma destructiva de falla del talud está asociada a zonas montañosas donde una precipitación puede movilizar los detritos del manto e incorporarlos en un flujo. El material involucrado puede ser detritos de roca alterada o acumulaciones de material de escombros. Asimismo, en taludes arenosos se pueden presentar flujos secos (Figura 2.11), que pueden ser detonados por fuerzas sísmicas, vibraciones o cortes en la base.

4.3. Avalancha.

Son flujos extremadamente rápidos de detritos secos. Algunos deslizamientos o caídas de roca de gran magnitud se pueden convertir en avalancha (Figura 2.12).

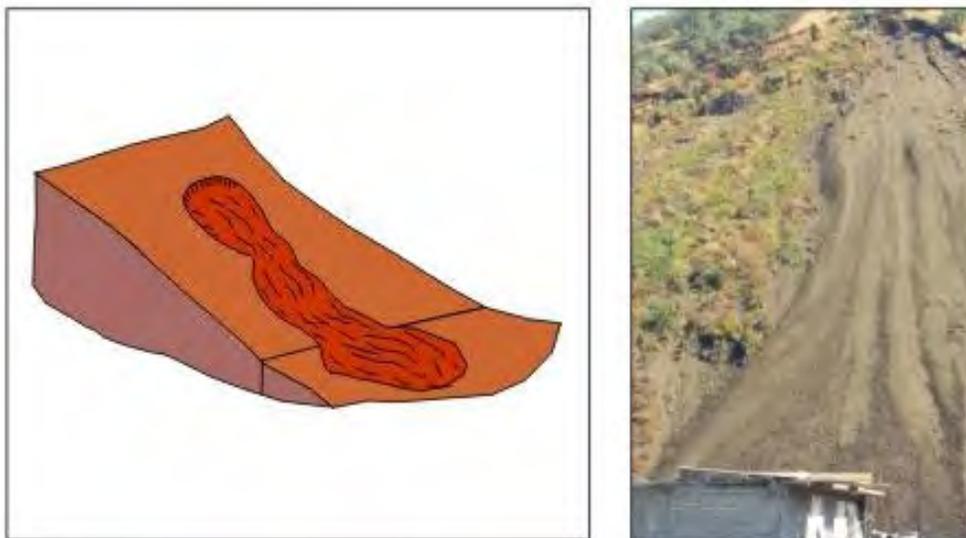


Figura 2.11.- Flujo de detritos, en taludes formados por material granular.
Delegación Iztapalapa, Sierra de Santa Catarina.



Figura 2.12.- El volteo o deslizamiento de rocas, puede derivar en avalanchas.
Cantera en Cerro Gordo, Sierra de Guadalupe, Municipio de Ecatepec.

5. Expansiones laterales

Este término generalmente es utilizado para describir la extensión lateral de masas de suelo o roca compactos, debido a la licuación o fluidización del material subyacente y generalmente la superficie de cizallamiento no está bien definida (Alcántara-Ayala, 2000). Cuando las masas de suelo o roca son relativamente homogéneas, éstas se fracturan en varias unidades y conforman arreglos tipo horst y graben (Figura 2.13).

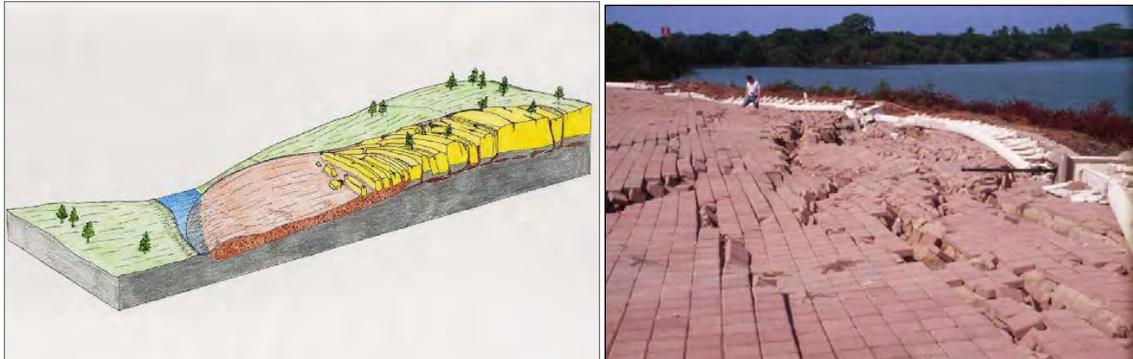


Figura 2.13.- Expansión lateral en el Puerto de Manzanillo, Colima, luego del sismo del 21 de enero de 2003.

6. Movimientos complejos

Se refiere a la combinación de dos o más mecanismos de falla. Dependiendo de los mecanismos involucrados se puede tener una combinación de ellos, por ejemplo, un deslizamiento rotacional con volteo de bloques al frente, un deslizamiento que evolucione a un flujo, un volteo que posteriormente se vuelva una caída o bien en una avalancha en caso de fragmentarse (Figuras 2.14 y 2.15).



Figura 2.14.- Deslizamiento de detritos que evolucionó a un flujo.
Sitio Los Arcos, en Tepotzotlán, Estado de México.



Figura 2.15.- Aspecto de un mecanismo complejo, con una superficie de falla irregular.
Frentes de lava basáltica en la delegación Xochimilco.

2.2.- NOMENCLATURA DE UN TALUD

Un talud es una masa de tierra o roca que posee pendiente o cambios de altura significativos (Suárez, 1998). En la literatura técnica se utiliza la palabra “ladera” cuando su conformación actual tuvo como origen un proceso natural y “talud” cuando se formó artificialmente. Los taludes se pueden agrupar en tres categorías generales: los terraplenes, los cortes de laderas naturales y los muros de contención.

La nomenclatura siguiente define los elementos constitutivos de los taludes y las laderas (Figura 2.16):

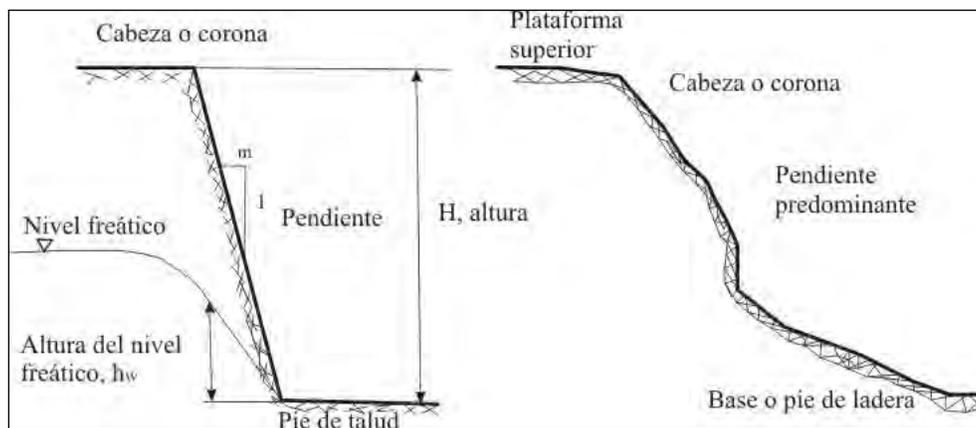


Figura 2.16.- Nomenclatura de un talud y una ladera (Modificado de Suárez, 1998).

Altura (H): Es la distancia vertical entre el pie y la cabeza.

Pie: Corresponde al sitio de cambio brusco de pendiente en la parte inferior.

Cabeza o corona: Se refiere al sitio de cambio brusco de pendiente en la parte superior.

Altura de nivel freático: Distancia vertical desde el pie del talud o ladera hasta el nivel de agua medida debajo de la cabeza.

Pendiente: Es la medida de la inclinación del talud o ladera. Puede medirse en grados, en porcentaje o en relación $m/1$, en la cual m es la distancia horizontal que corresponde a una unidad de distancia vertical. Ejemplo: 45° , 100%, o 1H:1V.

Con base en los conceptos mencionados, es posible establecer un esquema que permita reconocer en campo los distintos tipos de PRM de acuerdo con sus características morfológicas (Tabla 2.1).

Tipo de movimiento	Zona de cabecera y parte superior de la ladera	Zona baja de la ladera	Geometría
Volteos y Desprendimientos	Laderas irregulares y rocosas escarpadas con material suelto y derrubios en la parte superior. Bloques independizados por discontinuidades o fracturas. Grietas tras el talud. Vegetación escasa.	Acumulación de bloques y fragmentos rocosos.	Pendientes elevadas > 50°.
Deslizamientos rotacionales	Grietas de tracción, curvas cóncavas hacia la ladera. Escarpes curvos con estrías, que pueden ser verticales en la parte superior.	Depósitos convexos, lobulados. Desvío de cauces.	Pendientes entre 20-40° D/L < 0.3 a 0.1.
Deslizamientos traslacionales	Grietas de tracción verticales paralelas al talud. Escarpes verticales poco profundos. Material en bloques con grietas entre ellos. Sin encharcamientos en la cabecera. Drenaje desordenado o ausencia del mismo.	Desvío de cauces. En ocasiones acumulaciones de material en forma de lóbulos.	Pendientes uniformes D/L < 0.1.
Flujos de lodo	Nichos cóncavos poco profundos. Pocas grietas. Contrastes en la vegetación con las zonas estables. Encharcamientos. Sin irregularidades importantes en el drenaje.	Lóbulos. Morfología irregular ondulada.	Pendientes 15-25° D/L = 0.05- 0.01.
Flujos de detritos	Concavidades y lóbulos en el área fuente. Varios escarpes. Depósitos con forma de corriente en valles. Ausencia de vegetación. Drenaje irregular y perturbado en la masa deslizada.	Lóbulos, depósitos convexos. Morfología irregular.	Pendientes >25° D/L muy pequeño.
D/L = profundidad/ longitud de la masa desplazada.			

Tabla 2.1.- Características de los procesos de remoción en masa que sirven para identificarlos (Modificado de González *et al.*, 2002).

2.3.- FACTORES QUE CONTROLAN LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Los factores que influyen en procesos de remoción en masa, son aquellos capaces de modificar las fuerzas internas y externas que actúan sobre el terreno. Las fuerzas que actúan sobre los taludes son el peso propio, la resistencia al corte dada por la fricción del material y/o las discontinuidades, la cohesión, los empujes sísmicos e hidrostáticos, las fuerzas de filtración, el peso de obras civiles entre otras (Wieczorek, 1996). Desde un punto de vista físico los deslizamientos se producen como consecuencia de los desequilibrios existentes entre las fuerzas que actúan sobre un volumen de terreno. En la práctica, para determinar la estabilidad de una ladera se utiliza la noción de factor o coeficiente de seguridad, que generalmente se entiende como la relación entre las fuerzas resistentes máximas y las actuantes (Gaziev, 2003).

Una forma útil de clasificar los factores que inciden en la estabilidad de las laderas es separarlos en condicionantes y detonantes (Herrera, 2002). Los factores condicionantes dependen de la propia naturaleza, estructura y forma del terreno mientras que los factores detonantes se pueden considerar como factores externos que provocan la inestabilidad y que están asociados con la velocidad y magnitud del movimiento.

Los factores condicionantes y detonantes que intervienen en los procesos de remoción en masa se pueden agrupar en cuatro categorías (Herrera, 2002):

1.- Características y condiciones geológicas del terreno (condicionantes)

Litológicas: Presencia de materiales de baja resistencia, alterados o fracturados.

Estratigráficas: Presencia de capas masivas descansando sobre capas poco competentes, presencia de capas permeables, contraste de rigidez de los materiales.

Estructurales: planos de discontinuidad muy inclinados, roca fuertemente fracturada debido a fallamiento, plegamiento, enfriamiento.

Topográficas: Acantilados o fuertes pendientes causados por erosión y/o fallamiento.

2.- Procesos de tipo geomorfológico (condicionantes/detonantes)

Endógenos: tectónica y vulcanismo.

Exógenos: erosión fluvial y subterránea, remoción de la vegetación por erosión, incendio o sequía, depósito de materiales en forma natural sobre la cresta de taludes.

3.- Procesos de origen químico, físico y biológico (condicionantes/detonantes)

Intemperismo de las rocas y suelos, lluvia, sismos, efecto de cuña en discontinuidades debido a contracción y expansión de suelo, crecimiento de raíces y congelamiento de agua.

4.- Procesos de origen humano o antrópicos (detonantes)

Excavación en laderas para obras civiles (caminos, viviendas, canales), explotación de canteras. Sobrecarga debido al peso de material de rezaga de minas y excavaciones, colocación de rellenos, viviendas y terraplenes construidos en la corona y el cuerpo del talud.

Presencia de agua debido a irrigación, fugas de agua en tanques y líneas de conducción por mantenimiento deficiente de redes de drenaje.

Deforestación, así como vibraciones del terreno debido a perforaciones, explosiones, paso de vehículos pesados y de maquinaria.

La tabla 2.2 resume algunas de las características de los factores condicionantes y desencadenantes y además muestra sus efectos.

INFLUENCIA DE LOS DIFERENTES FACTORES EN LAS CONDICIONES DE LOS MATERIALES Y DE LAS LADERAS		
	<i>Factores</i>	<i>Influencias y efectos</i>
Condicionantes	Relieve (pendientes, geometría)	Distribución del peso del terreno.
	Litología (composición, textura)	Densidad, resistencia. Comportamiento hidrogeológico.
	Estructura geológica y estado tensional	Resistencia, deformabilidad. Comportamiento discontinuo y anisótropo. Zonas de debilidad.
	Propiedades geomecánicas de los materiales	Comportamiento hidrogeológico. Generación de presiones intersticiales.
	Meteorización	Cambios físicos y químicos, erosión externa e interna, generación de zonas de debilidad.
Detonantes	Precipitaciones y aportes de agua	Variación de las presiones intersticiales y del peso del terreno. Saturación en suelos. Erosión.
	Cambio en las condiciones hidrológicas	
	Aplicación de cargas estáticas o dinámicas	Cambio en la distribución del peso de los materiales y en el estado tensional de la ladera. Incremento de presiones intersticiales.
	Cambios morfológicos y de geometría de las laderas	Variación de las fuerzas debidas al peso. Cambio en el estado tensional.
	Erosión o socavación del pie	Cambios geométricos en la ladera. Cambios en la distribución del peso de los materiales y en el estado tensional de la ladera.
	Deforestación	Modificaciones en el balance hídrico.
	Acciones climáticas (procesos de deshielo, heladas, sequías)	Cambio en el contenido de agua del terreno. Generación de grietas y planos de debilidad. Disminución de las propiedades resistentes.
	Eventos tectónicos y volcánicos	Vibraciones en el terreno desfavorables para la estabilidad.

Tabla 2.2.- Factores condicionantes y detonantes de PRM (adaptado de González *et al.*, 2002).

2.4.- VELOCIDAD Y MAGNITUD

El potencial destructivo de un determinado proceso de remoción en masa depende, entre otros factores, del volumen involucrado, de la pendiente, del agente detonante, de la ubicación de la infraestructura entre otros. Los PRM que incluyen grandes volúmenes de material y que se mueven rápidamente, generalmente corresponden a catástrofes de gran violencia. La velocidad de movimiento tiene gran influencia en el poder destructivo de un proceso de remoción en masa. En general se considera que los procesos de reptación son lentos (aunque pueden desencadenar un proceso súbito una vez que se produce el movimiento), los deslizamientos y flujos tienen velocidades medias y las caídas y desprendimientos velocidades altas. La velocidad depende en cada caso, de condiciones particulares de las laderas como pendiente, tipo de material y de proceso, mecanismo de rotura, agente detonante, entre muchos otros. La tabla 2.3 muestra una clasificación en función de la velocidad y sintetiza las probables afectaciones.

Existen diversas clasificaciones para los PRM que toman en cuenta el tipo de proceso, la morfología, geometría, el tipo de material o el grado de actividad. Las clasificaciones que atienden a la magnitud o tamaño de los PRM son raras, pues proporcionan poca información en lo referente a la morfología y demás características. La tabla 2.4 muestra una clasificación propuesta para los PRM en función de la magnitud y volumen involucrado (Fell, 1994).

Los esquemas anteriores no muestran cuáles son los tipos de velocidades asociadas a cada tipo de PRM. Por ejemplo, no son las mismas velocidades de una caída de rocas que un deslizamiento rotacional en arcillas, o la de un flujo de lodos y una avalancha de rocas. Hungr *et al.*, (2005) realiza una adaptación de varios esquemas anteriormente propuestos y llega a una clasificación de los diferentes tipos de PRM asociando sus valores típicos de velocidad, usando la misma escala de Cruden y Varnes (1996) (Tabla 2.5).

Escala de velocidad de los movimientos de ladera				
Clase	Descripción	Velocidad (mm/seg)	Valores típicos	Daños probables
7	Extremadamente rápido	5×10^3	5 m/ s	Violento y catastrófico. Destrucción de edificios por impacto de masa deslizada. Número elevado de muertos.
6	Muy rápido	5×10^1	3 m/ min	Es difícil escapar. Algunos muertos. Destrucción de edificios.
5	Rápido	5×10^{-1}	1,8 m/ h	Algunas estructuras pueden mantenerse temporalmente.
4	Moderado	5×10^{-3}	13 m/ mes	Pueden aplicarse medidas correctoras. Las estructuras y edificios pueden mantenerse.
3	Lento			Las estructuras permanentes no resultan dañadas en general.
2	Muy lento			Imperceptible si no es con instrumentación.
1	Extremadamente lento	5×10^{-7}	16 mm/ año	Imperceptible si no es con instrumentación. Es posible la construcción con precauciones.

Tabla 2.3.- Velocidades de movimientos de ladera (Cruden y Varnes, 1996).

Clase de tamaño	Descripción	Volumen (m ³)
1	Extremadamente pequeño	< 500
2	Muy pequeño	500–5000
3	Pequeño	5000–50,000
4	Mediano	50,000–250,000
5	Mediano-Grande	250,000–1,000,000
6	Muy grande	1,000,000–5,000,000
7	Extremadamente grande	5,000,000

Tabla 2.4.- Clasificación propuesta para caracterizar el tamaño de los PRM en función del volumen movilizado (Fell, 1994).

Tipo de proceso	Clase de velocidad *							Comentario
	ES (1)	VS (2)	S (3)	M (4)	R (5)	VR (6)	ER (7)	
Deslizamientos en roca								
Traslacional, cuña								Lento en rocas débiles
Rotacional								Macizos rocosos muy alterados
Compuesto								Varios tipos de mecanismos
Colapso								Roca sana, junteada
Caídos y volteos								
Caída de detritos y bloques								Fragmentos y escala pequeña
Volteo de bloques								Singular o múltiple
Volteo con flexión								Macizos rocosos débiles
Deslizamientos en suelo								
Arcillas (rotacional)								No sensitivas
Arcillas (compuesto)								No sensitivas
Arenas, gravas, detritos								Generalmente superficiales
Deslizamientos en flujo								
Flujos secos de arena, grava, detritos								Sin cohesión
Flujos de tierra								Arcilla plástica
Deslizamientos en flujo de arena								Involucra licuación
Deslizamientos en flujo de arcillas sensitivas								Arcillas rápidas
Avalanchas de detritos								No canalizados
Flujos de lodos y detritos								Canalizados, presencia de agua
Avalanchas de roca								Inician en roca sana
Deslizamientos-avalanchas de rocas y detritos								Incorpora detritos

* En inglés: Extremely Slow; Very Slow; Slow; Moderate; Rapid; Very rapid; Extremely Rapid. Los números igualmente hacen referencia a la escala de velocidades.

Tabla 2.5.- Tipos de procesos y sus velocidades asociadas (Hungry *et al.*, 2005).

2.5.- SUSCEPTIBILIDAD, PELIGRO, VULNERABILIDAD Y RIESGO

Generalmente, los conceptos de susceptibilidad, peligro, vulnerabilidad y riesgo, se manejan indistintamente, dependiendo de la persona y de la situación en que se encuentre. Los diferentes enfoques, propios de cada disciplina, han introducido cierta confusión en cuanto a la terminología. Varnes (1984), en un estudio para la UNESCO, define estos conceptos, los cuales fueron internacionalmente aceptados y sirvieron de base para posteriores trabajos teóricos de conceptualización. Subsecuentemente, estos conceptos fueron ampliados y han venido tomando connotaciones muy particulares dependiendo de cada disciplina, motivando incluso debates importantes entre el enfoque de las ciencias naturales y sociales (Rodríguez-Velázquez, 1998).

A continuación se definen los conceptos que se consideran importantes en el contexto de los PRM (Varnes, 1984; Soeters y Van Westen, 1996; Crozier y Glade, 2005) y que sirven de base conceptual para el desarrollo de este trabajo:

Características del impacto del PRM: se refiere a los rasgos del proceso de remoción que controlan su potencial impacto, tales como grado de ruptura de la masa desplazada, extensión y distancia de la trayectoria, profundidad, área afectada, velocidad, descarga por unidad de ancho así como la energía cinética desarrollada. Se considera que este conjunto de características definen la “intensidad del PRM”.

Inventario de procesos de remoción en masa: se refiere a la cartografía que muestra la distribución espacial de los distintos tipos de procesos y su caracterización. Generalmente están basados en fotointerpretación y análisis de imágenes de satélite, trabajo de campo o recopilación de reportes históricos. La información que puede contener es el tipo de proceso o mecanismo de movimiento, el volumen, frecuencia de ocurrencia, factores condicionantes y detonantes.

Magnitud del PRM: usualmente se considera como una medida de la magnitud de un proceso de remoción, el volumen o la masa de material desplazado. De cualquier forma, se deben considerar siempre otros aspectos de un PRM, para determinar de manera realista su impacto.

Peligro (H): en un sentido convencional se refiere a un fenómeno físico (proceso o situación) con el potencial de causar un daño. En un sentido más técnico, el peligro se define como la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno natural potencialmente destructivo, dentro de un lapso determinado y en una cierta área. Esta probabilidad varía de acuerdo con la magnitud del evento (en el caso de los

deslizamientos, generalmente los pequeños deslizamientos ocurren con mayor frecuencia que los de gran tamaño).

Identificación del peligro: se refiere al proceso de reconocimiento y valoración de todos los posibles peligros que se pueden presentar en un área y periodo determinados. Para el caso de los PRM, esto implica determinar: tipo de proceso, impacto del proceso de remoción y peligros consecuentes.

Susceptibilidad: puede definirse como la posibilidad de que una zona quede afectada por un determinado proceso, expresada en diversos grados cualitativos y relativos (González *et al.*, 2002). Moreiras (2005) menciona de manera sencilla que la susceptibilidad se define como la propensión de una ladera a presentar un tipo de movimiento. Depende de los factores que controlan o condicionan la ocurrencia de los procesos, que pueden ser intrínsecos a los propios materiales geológicos o externos. El término susceptibilidad hace referencia a la predisposición del terreno a la ocurrencia de PRM y no implica el aspecto temporal del fenómeno. La mayor parte de los estudios de peligrosidad evalúan únicamente la susceptibilidad a la rotura, siendo pocos los que estudian el peligro de alcance por PRM.

Vulnerabilidad (V): significa el grado de pérdida o daño que puede sufrir un elemento o elementos en riesgo, como resultado de la ocurrencia de un fenómeno natural con cierta magnitud destructiva. Puede ser expresado en una escala del 0 (sin daño) al 1 (pérdida total). Uitto (1998) la define como las características de una persona o un grupo, que afectan su capacidad de anticipar, resistir y recobrase del impacto de un peligro natural; el grado de vulnerabilidad está definido por factores tales como la condición económica, condiciones sociales y étnicas, la discapacidad y la edad entre otros. Maskrey (1993, en Borja-Baeza y Alcántara-Ayala, 2004) menciona dos tipos de vulnerabilidad: la técnica y la social. La primera se refiere a las pérdidas materiales y de servicios, evaluadas en forma cuantitativa mientras que la segunda está enfocada a los aspectos socioeconómicos, culturales y organizativos de una población para hacer frente a un desastre, siendo dicha evaluación de forma cualitativa.

Riesgo específico (Rs): se refiere al grado esperado de daño o pérdida debido a un fenómeno natural en particular. Puede ser expresado como $H \times V$.

Elemento en riesgo (E): significa la población, propiedades, actividades económicas, servicios públicos, etcétera, que se encuentran en riesgo en una determinada área.

Riesgo total (Rt): se refiere al número esperado de pérdidas humanas, de personas afectadas, de propiedades dañadas, a la interrupción de actividades económicas y de servicios, debido a un fenómeno natural en particular. Se obtiene entonces como el producto de un riesgo específico (Rs) y de los elementos en riesgo (E): $R_t = (E)(R_s) = (E)(H \times V)$

La expresión del riesgo, aunque parece simple, implica un gran cantidad de valoraciones y aspectos que hacen que su determinación precisa, se vuelva muy compleja (Van Westen *et al.*, 2006).

Zonificación: división del territorio en unidades homogéneas de acuerdo con su rango de susceptibilidad o peligro potencial para generar PRM.

Tipos de mapas

La cartografía de los PRM se basa en estudios de campo y puede ser apoyada mediante técnicas de sensores remotos, entre los que se incluyen fotografías aéreas y de satélite, y en la aplicación de los Sistemas de Información Geográfica (Van Westen, 1994). En este sentido, los trabajos de cartografía tienen por finalidad dividir el territorio en zonas o unidades con diferente grado de potencialidad ante la generación de PRM. Sin embargo, la diversidad de factores de tipo geológico, geomorfológico, geomecánico, meteorológico, etc., que controlan los PRM, hace que los trabajos cartográficos para establecer las zonas de inestabilidad potenciales y su posibilidad de ocurrencia sean complejos, sobre todo si se intenta la cuantificación y el tratamiento determinista o probabilista de los factores.

Existen diversos tipos de mapas que nos ayudan a determinar las características del terreno relacionadas con la generación e impacto de los PRM (Tabla 2.6):

- Inventarios
- Zonificación de procesos
- Susceptibilidad
- Peligrosidad
- Vulnerabilidad
- Riesgo

Tipo de mapa	Contenido	Metodología
<i>Inventario</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Localización y distribución espacial de los procesos actuales y pasados. • Características de los procesos (tipo, afectaciones, magnitud). 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Recopilación de datos, informes previos, noticias. ✓ Fotointerpretación.
<i>Zonificación</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Ubicación y tipología general de los procesos. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Estudio de la litología y características de los procesos.
<i>Susceptibilidad</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Zonas donde puede ocurrir uno o varios tipos de procesos. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis del proceso. ✓ Análisis de los factores condicionantes. ✓ Superposición de factores.
<i>Peligrosidad</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Zonas con diferente grado de peligrosidad. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis de los factores desencadenantes. ✓ Predicción espacial y temporal de la ocurrencia de los procesos.
<i>Vulnerabilidad</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Localización espacial de los elementos o zonas con diferente grado de vulnerabilidad. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Identificación de los elementos expuestos. ✓ Evaluación de su vulnerabilidad.
<i>Riesgo</i>	<ul style="list-style-type: none"> • Zonificación del territorio con base en el grado estimado de riesgo. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Evaluación de pérdidas debidas a un proceso determinado.

Tabla 2.6.- Resumen de los principales tipos de mapas y los métodos para generarlos (González *et al.*, 2002).

Las escalas de trabajo que se pueden usar en los análisis y zonificaciones por PRM, se pueden dividir en (Van Westen, 1994):

- Regional < 1:100 000. Se usa cuando el área de estudio es muy grande, de aproximadamente 1 000 km² o más. El nivel de detalle que requiere es bajo e indica regiones con problemas de remociones de masas que pueden amenazar a zonas urbanas, rurales o de infraestructura.

- Medio < 1:50 000. Son del orden de 1: 25 000 a 1:50 000 y requiere de mayor detalle, por ejemplo determinar el tipo de pendiente, la geometría de la ladera, la presencia de fallas y drenaje, etc., y generalmente abarca áreas de cientos de km².
- Gran escala: 1: 5000 a 1:10 000. Esta escala de análisis es requerida para una planeación detallada de infraestructura como viviendas, proyectos industriales o para la valoración del riesgo en una zona específica dentro de una ciudad, e implica determinar rasgos más detallados en afloramientos, tales como orientación de discontinuidades, propiedades mecánicas de suelos y rocas, reconocimiento geológico detallado, etc.

Se puede concluir que los conceptos anteriormente descritos, son la base para describir los tipos de PRM y su impacto en la sociedad, lo cual además establece un lenguaje común entre las distintas disciplinas. Los diferentes tipos de mapas y las escalas de trabajo, dependerán de las necesidades particulares, de la información disponible y del tiempo de ejecución. El análisis de los tipos de PRM, su control geológico y morfológico en la zona de estudio, que abarca tres tipos de estructuras volcánicas a escala detallada, además de un análisis regional que establece las áreas más propensas a presentar remociones en masa, toma como base conceptual y descriptiva las definiciones establecidas en el presente capítulo.

CAPÍTULO III

PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA ASOCIADOS A UN DOMO VOLCÁNICO TIPO COULEÉ



Aspecto del crecimiento urbano alrededor del Cerro El Tenayo

3.1.- INTRODUCCIÓN

Una zona en particular, donde los PRM son variados y relativamente frecuentes, se presenta en la Sierra de Guadalupe (Servicio Geológico Metropolitano, 2003) (Figura 3.1).

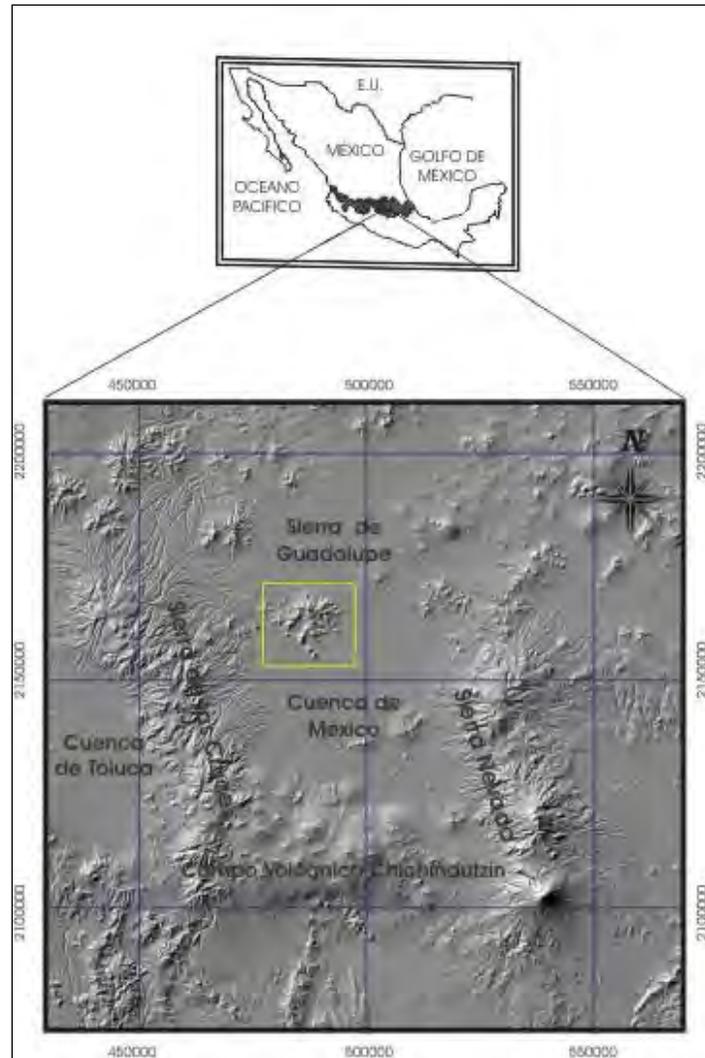


Figura 3.1.- Localización de la Sierra de Guadalupe, en la porción central de la cuenca de México.

Diversos autores han estudiado los PRM en la Sierra de Guadalupe (SG). Por ejemplo, Lugo-Hubp y Salinas-Montes (1996) realizaron un estudio de carácter geomorfológico en la Sierra de Guadalupe y generaron un mapa simplificado de zonas de inundación, de caída de rocas y de deslizamientos, Frausto (1999) estudió los procesos de remoción y la expansión lateral de suelo asociados a la sismicidad del graben de Cuautepec. El Servicio Geológico Metropolitano (2003) realizó un mapa cualitativo de peligros

por deslizamientos usando la técnica de sobreposición de mapas temáticos, Carlos-Valerio (2003) realizó un inventario de bloques y un mapa simplificado de riesgo a partir del análisis de trayectorias de rocas en el domo El Tenayo, Espinoza-Hernández (2004) realizó una zonificación de peligros en la ladera sur del cerro del Chiquihuite. García-Palomo y colaboradores (2006b) publicaron un mapa con un inventario de PRM de la Sierra de Guadalupe, donde se resalta el control morfológico, estructural y antrópico de los procesos. Campos (2006) comparó un método cualitativo con uno estadístico bivariado, para determinar el peligro por PRM en la SG; Concha (2006) hizo la caracterización geomecánica y modelación de los deslizamientos críticos y finalmente Martínez-Yáñez y colaboradores (2009) analizan mediante métodos geodésicos y técnicas de GPS, el posible movimiento de la ladera sur del cerro del Chiquihuite, determinando que para el periodo de observación no presenta desplazamientos.

Estos trabajos y estudios han servido de referencia para tomar medidas preventivas y para plantear medidas generales de mitigación en la zona, tal es el caso de la porción sur del cerro del Chiquihuite, donde se han construido muros de contención al pie de macizos rocosos y se han estabilizado algunos bloques mediante el uso de cables de acero. En el caso del cerro El Tenayo, se han construido algunos muros de contención a base de mampostería para dar apoyo a algunos bloques, sin embargo no se ha considerado un plan general de estabilización en la zona, además de que el número de bloques a estabilizar de manera individual es abundante, debido a las condiciones que presenta la superficie. Aunado a esto, los métodos de estabilización generalmente son inadecuados y carecen de un estudio detallado que valore las características particulares de los macizos rocosos e identifique los tipos de PRM y su distribución alrededor de esta estructura volcánica.

El trabajo desarrollado en este capítulo, analiza la distribución y tipos de movimiento que se pueden presentar en las laderas del domo volcánico conocido como Cerro El Tenayo (Figura 3.2), tomando como base sus características geológicas y morfológicas. Se resalta el control que ejercen las discontinuidades en la superficie del domo, promoviendo la generación de bloques de diverso tamaño y geometría, los cuales están expuestos a los agentes externos que pueden propiciar su movimiento pendiente abajo. Lo anterior representa una amenaza para los habitantes de la zona, tomando en cuenta que el fenómeno ocupacional ha sido notable debido a que la urbanización comenzó de manera irregular en 1970 (Lugo-Hubp y Salinas-Montes, 1996) y a la fecha los asentamientos humanos se ubican a más de 100 m de altura a partir de la planicie lacustre (Figura 3.3). La metodología y los resultados de este trabajo pueden servir para orientar labores de Protección Civil, priorizar los trabajos de mitigación o ser la base para estudios más detallados de peligro o riesgo, en esta zona o en otras con características similares.

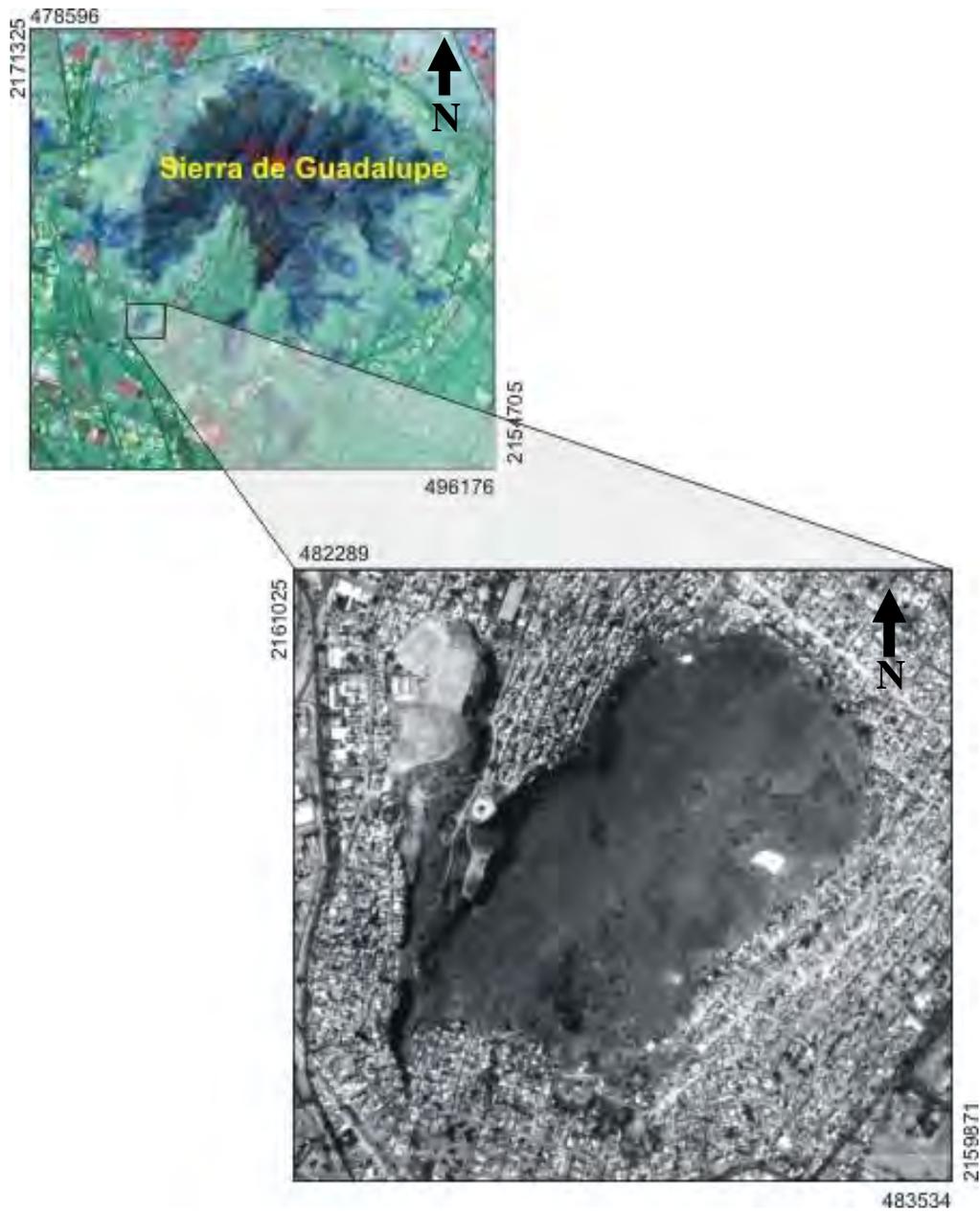


Figura 3.2.- Localización del domo volcánico cerro El Tenayo, en el extremo SO de la Sierra de Guadalupe.



Figura 3.3.- Vista panorámica del domo El Tenayo desde el NO. Se aprecia el área urbana en los flancos escarpados del domo, donde existen abundantes zonas de potencial inestabilidad.

Para el estudio de la zona se digitalizó un mapa topográfico con curvas de nivel a cada 10 m, escala 1: 10 000 (Carta urbana E14A29-54, Tesorería del Distrito Federal); se generó en el Sistema de Información Geográfica ILWIS (ver.3.0), un modelo digital del terreno (MDT) y posteriormente el modelo de relieve sombreado y el mapa de pendientes (Figura 3.4).

Con base en el análisis de fotos aéreas escala 1:4 500, en blanco y negro, se interpretaron lineamientos tales como fracturas, direcciones de flujo de lava, escarpes de antiguos deslizamientos, la red de drenaje, así como cantiles y zonas con presencia de bloques. Para el trabajo de campo se diseñaron dos tipos de formatos: 1) de fracturamiento (International Society For Rock Mechanics, 1978; Hoek y Bray, 1996), con datos de las discontinuidades tales como orientación, espaciamiento, apertura, continuidad, relleno y rugosidad, así como coordenadas del afloramiento, área y tipo de muestreo, orientación del flujo y de las fracturas (Figura 3.5); 2) de bloques, con datos de forma, tamaño, coordenadas y mecanismo potencial de movimiento (Carlos-Valerio, 2003) (Figura 3.6).

Para determinar las características del fracturamiento y su frecuencia, se utilizaron los métodos de la cuerda y del círculo (Van der Pluijm y Stephen, 2004). La frecuencia de fracturamiento, ya sea para cada familia de fracturas o para el sistema de fracturamiento general, se expresa como $f = F/L$ ó $f = F/A$, siendo F el número de fracturas contadas dentro del rectángulo de ancho unitario y longitud L, o dentro del círculo de área A (Wheeler y Dixon, 1980; Priest, 1993). Los datos estructurales se representaron en la proyección de áreas iguales o de Schmidt, en el paquete SPHERISTAT (ver. 2.0).

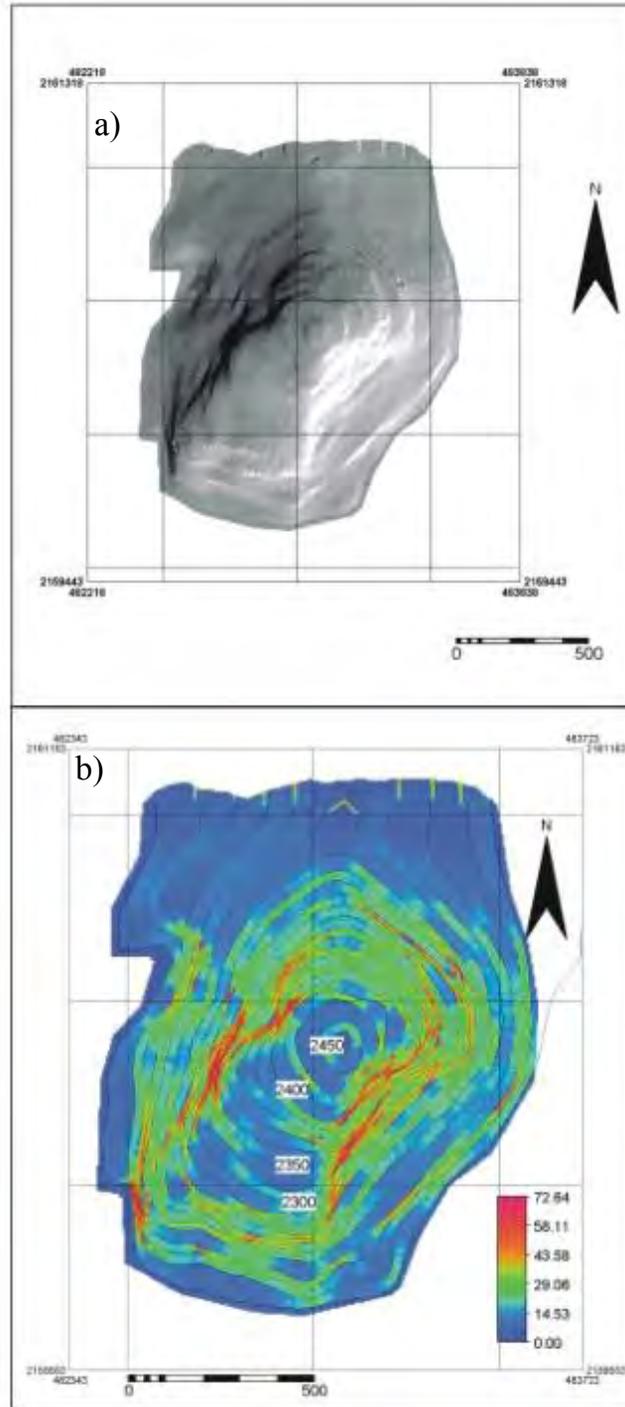


Figura 3.4.- a) Modelo de relieve sombreado y b) mapa de pendientes del domo El Tenayo.

También se midieron datos de los planos de flujo para comprender el modo de emplazamiento del domo y su influencia en la generación de PRM. Finalmente, de acuerdo con la morfología y estructura del domo, se realizó una zonificación y se describieron los PRM característicos de cada sector.

Muestreo de Fracturamiento

Estación 2		Asa		P1		
Coordenadas:		W2900	204072			
Método muestreo:		Clasificación				
Localidad:		Fren				
Inicio	Final	Extensión	Apertura (cm)	Separación (cm)	Superficie	Área (cm ²)
575°E	61°NE	Continua	0.3	30	Pequeña	90000
575°E	73°NE	Continua	0.5	10	Pequeña	90000
575°E	79°NE	Discontinua	1	10	Pequeña	90000
575°E	80°NE	Discontinua	1	25	Pequeña	90000
575°E	86°NE	Continua	1	15	Pequeña	90000
575°E	92°NE	Continua	1	20	Pequeña	90000
575°E	85°NE	Discontinua	-	-	Pequeña	-
			1.40	130	Pequeña	-

N 35° W	70° SW	Discontinua	0.3	40	Pequeña	-
N 50° W	75° SW	Continua	0.5	10	Pequeña	90000
N 50° W	80° SW	Discontinua	1	10	Pequeña	90000
N 25° W	60° SW	Continua	1	25	Pequeña	90000
N 30° W	75° SW	Continua	-	10	Pequeña	90000
N 40° W	55° SW	Continua	-	-	Pequeña	-
			0.40	100	Pequeña	-

Sudorientación: N 20° E / 175° NW	
Inclinación de fracturamiento:	162°

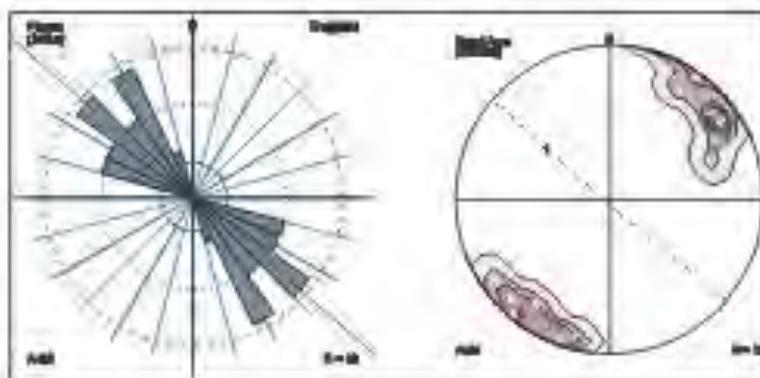


Figura 3.5.- Formato utilizado para el muestreo de fracturamiento.

Ficha para bloques

Coordenadas en UTM			
42500		216000	
Dimensiones (m)			Forma
Largo	Ancho	Altura	
22	10	5	Tabular
<p>Observaciones: Se trata de un bloque irregular, fracturado y someramente consolidado. Se encuentra apoyado sobre roca. Tiene fracturas con separaciones hasta de 30 cm. La fractura vertical que lo delimita tiene un acfudo de 80°, por lo que se encuentra ligeramente resquebrajado en el macizo de atrás; además, la componente del peso que sobre la base. De cualquier modo la rigidez estructural de la base y su pérdida de resistencia, así como el empuje de los factores que pueden provocar la falla por volteo en esta zona, de fuerte pendiente.</p>			
Mec. Pot. De Falla			
Volteo de rocas			

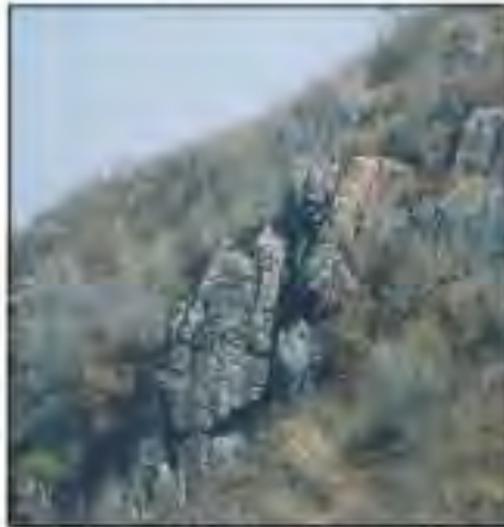


Figura 3.6.- Formato usado para la ubicación y descripción de bloques.

3. 2.- GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DEL DOMO

El cerro el Tenayo es un domo exógeno tipo *couléé*, ya que cerca del centro de emisión tiene una forma circular, típica de un domo, pero hacia la porción SO presenta un flujo de lava más extendido. Asimismo, se identificaron las crestas de presión, que muestran la dirección del flujo hacia el S40°O, la cual estuvo controlada por una inclinación de la paleotopografía.

Visto en planta, el domo tiene una forma elíptica, con el eje mayor en sentido N40°E, lo que posiblemente refleje un control estructural, y el eje menor en sentido N50°O. Su altura con respecto a la planicie lacustre es de 250 m. El drenaje es de tipo radial y está controlado por las discontinuidades. En la parte superior del domo la pendiente es suave, de 0 a 15°; hacia la porción N y S es moderada, de 15° a 35°; mientras que en los flancos NO, SE y en el frente del derrame, la pendiente es mayor a 45°, e inclusive en algunos puntos llega hasta 90° (ver Figura 3.4b).

Geológicamente, el domo está conformado por una sucesión de derrames de lava de composición dacítica (Servicio Geológico Metropolitano, 2003), los espesores de las unidades de flujo varían de algunos centímetros hasta 2 metros de espesor. En la base del domo existen depósitos de talud así como abanicos de material aluvial asociados a la Sierra de Guadalupe. A partir de la fotointerpretación y de mediciones de los planos de flujo, se definió la zona alimentadora en la parte más alta del domo, donde existe fracturamiento vertical y las direcciones de flujo medidas muestran una geometría concéntrica y echados variables (Figura 3.7). Hacia la parte SO del domo se desarrollan fracturas de geometría lístrica, verticales en la parte superior y subhorizontales hacia la porción inferior, las cuales pueden estar relacionadas con estructuras de rampa. En la porción O y SO, existen cantiles de minas a cielo abierto antiguamente explotadas, lo cual permitió reconocer parte de la estructura interna del domo (Figura 3.8) y corroborar el modo de emplazamiento.

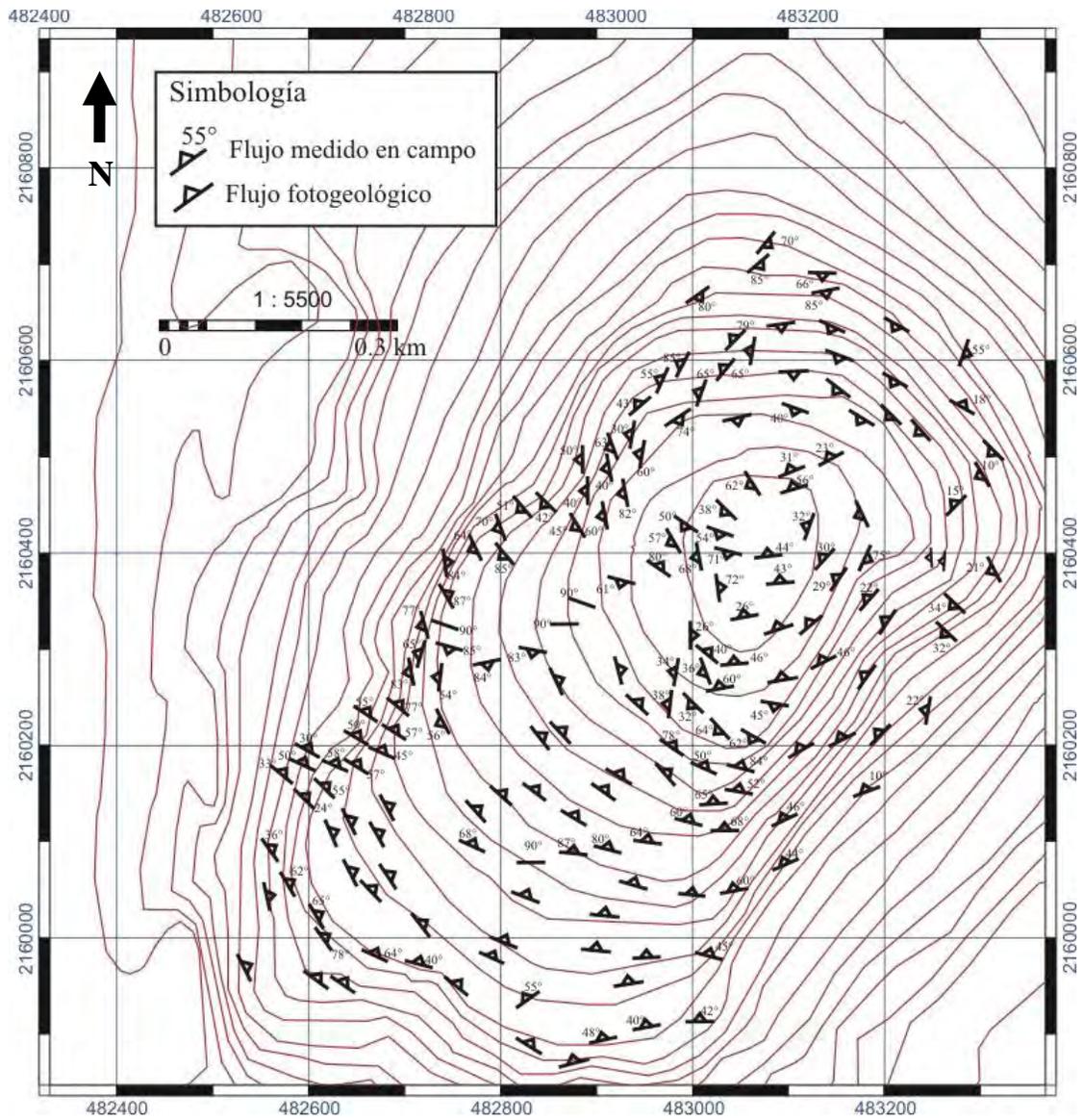


Figura 3. 7.- Mapa de planos de flujo con valores de orientación (rumbo y echado), medidos y obtenidos de la fotointerpretación, que ayudan a comprender la forma de emplazamiento del domo Tenayo.

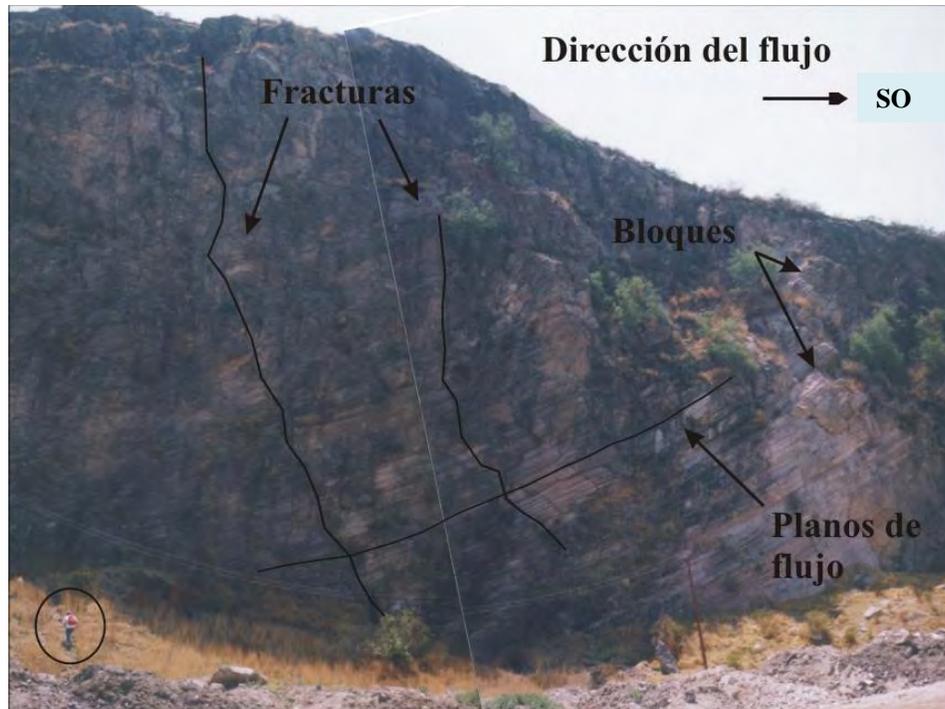


Figura 3.8.- La estructura interna se puede reconocer en un corte vertical, en la porción SO del domo, donde se aprecia el bandeamiento de los flujos y fracturas asociadas al emplazamiento. El círculo señala una persona como escala.

La falla Tenayuca forma parte del sistema NE-SO que afecta a la Sierra de Guadalupe (Figura 3.9; ver sección 1.6.1). Esta falla abarca una longitud de 7 km aproximadamente y se reconoce desde el cerro María Auxiliadora, al norte de la Sierra de Guadalupe, hasta su extremo SO, en el cerro Chalma de Guadalupe, donde se releva hacia el cerro El Tenayo (Figura 3.10). Se reconoce como una falla con una orientación $N35^{\circ}-40^{\circ}E$ y un fuerte buzamiento hacia el SE. La afectación estructural en el domo, define una amplia zona de fracturamiento en su flanco SE; sobre los planos de falla se identificaron estrías verticales, escalones incongruentes, harina y brecha de falla (Figura 3.11a), así como estructuras sigmoidales (Figura 3.11b) que indican un sentido de movimiento normal.

La influencia antrópica en el domo se manifiesta principalmente por cortes a la ladera, ya sea para urbanización o explotación del material rocoso para su utilización en mampostería, o bien mediante la vibración de vehículos pesados, filtraciones de agua de uso doméstico, sobrecarga de viviendas (que en algunos casos llegan a ser de tres o cuatro niveles) y la quema de vegetación.

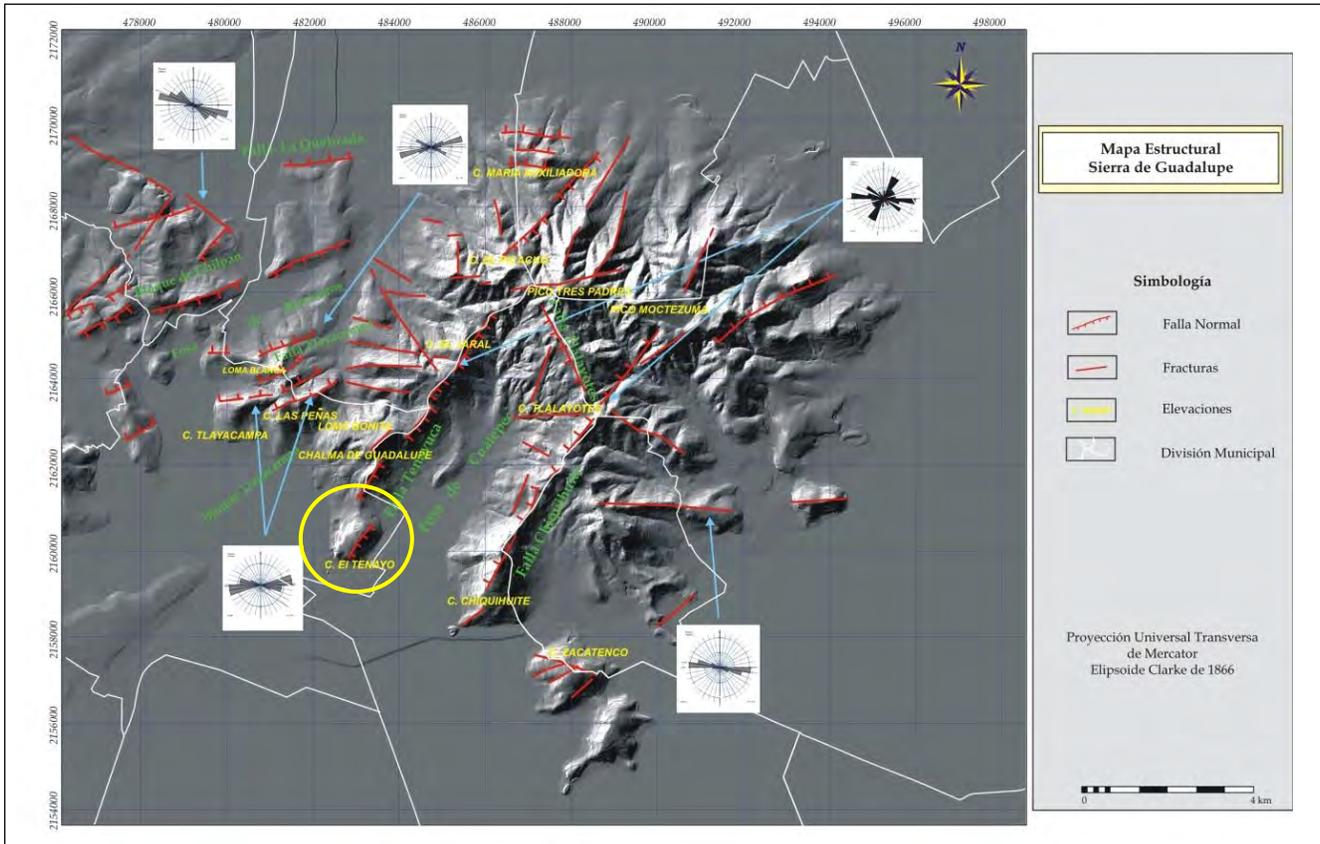


Figura 3.9.- Mapa estructural de la Sierra de Guadalupe, donde se resaltan principalmente los sistemas de fallas NE-SO y E-O (Carlos-Valerio, 2004). El círculo señala la ubicación del domo.

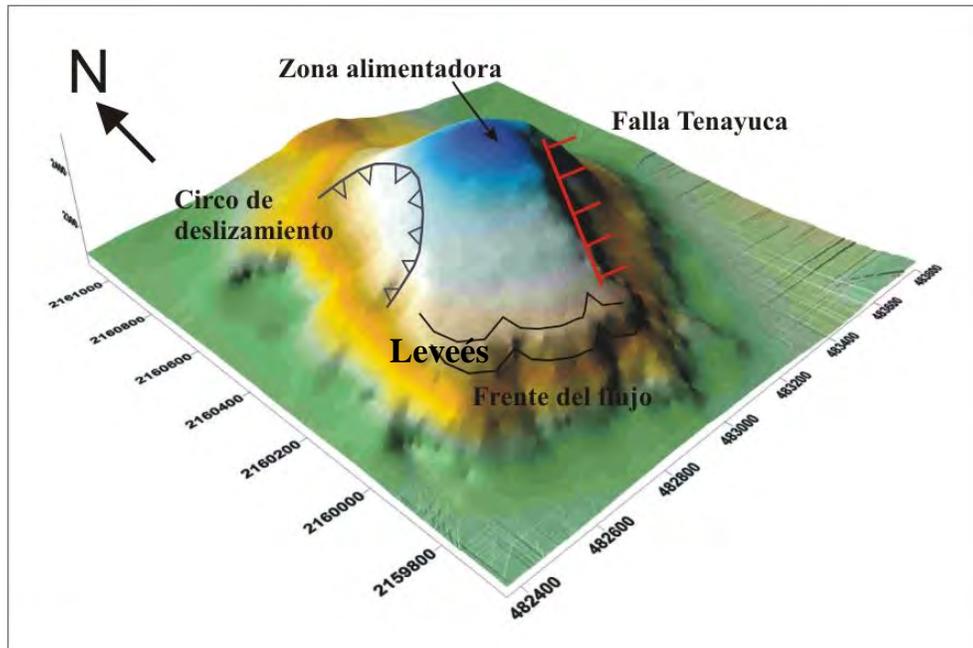


Figura 3.10.- Modelo tridimensional del domo Tenayo, generado con el software Surfer versión 6.0. Se muestra el frente del flujo, hacia el SO y la falla Tenayuca en la porción SE.

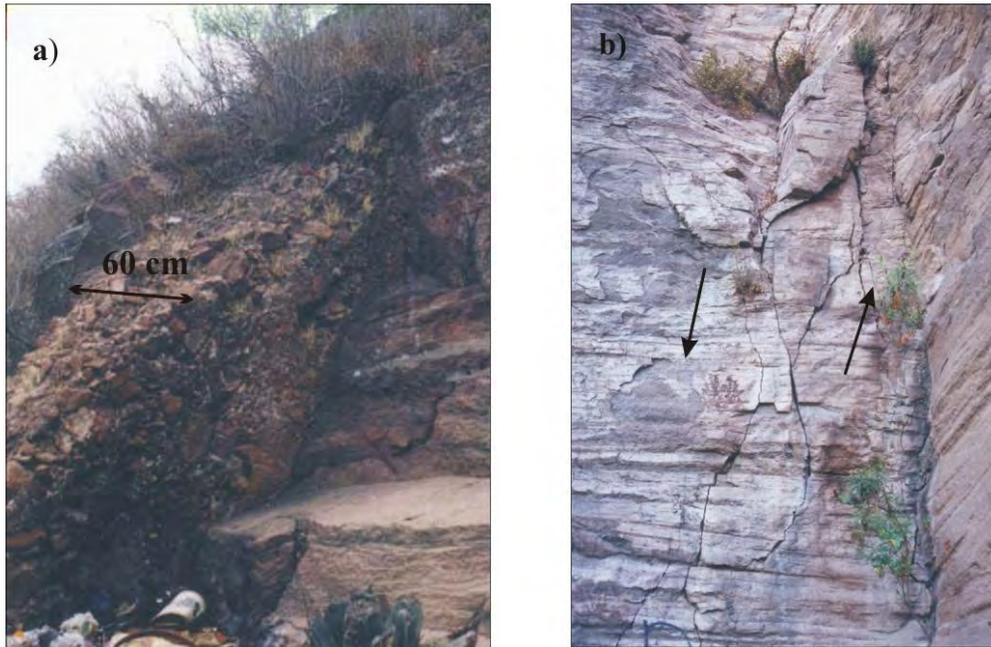


Figura 3.11.- a) Brecha de falla consolidada, con un espesor promedio de 60 cm;
b) sigmoides de deformación que muestran la dirección del fallamiento.

3.3.- RESULTADOS

Con base en la fotointerpretación, los recorridos de campo y las características morfológicas y estructurales del domo, se delimitaron cuatro zonas (Figura 3.12) que presentan rasgos característicos en función del fracturamiento y desarrollo de bloques en la superficie.

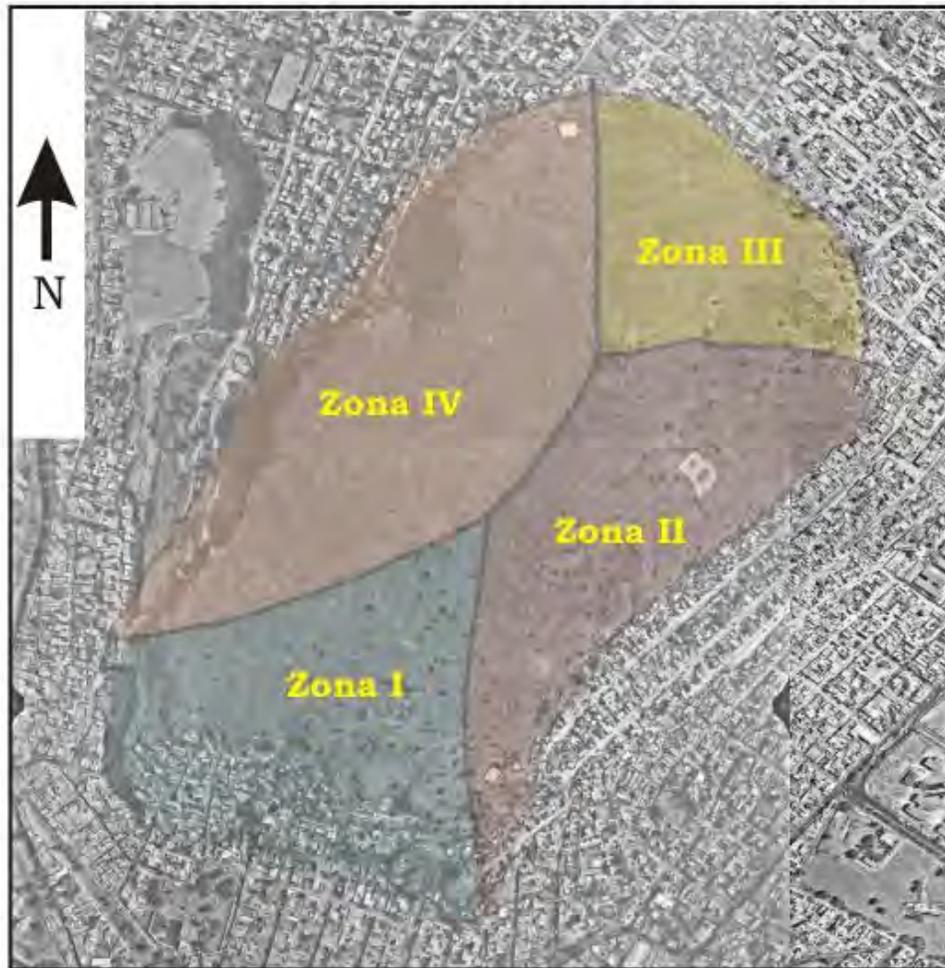


Figura 3.12.- Zonificación general del domo Tenayo. La zona I corresponde con el frente del derrame (SO), las zonas II y IV con los flancos SE y NO respectivamente y la zona III con la parte NE del domo.

Esta zonificación se desarrolló para identificar de manera cualitativa, aquellos sectores que se consideran críticos para la generación de PRM. La terminología utilizada para describir los procesos es la descrita por Hutchinson (1988) (ver sección 2.1) para materiales rocosos, que consiste en volteo, deslizamiento plano y en cuña, caída por desprendimiento (proceso primario), caída por rodamiento (proceso secundario) y flujo de detritos. A continuación se describen los rasgos principales de cada zona y los PRM que las caracterizan.

Zona I

Corresponde a la parte frontal del derrame, en la porción SO del domo, presenta zonas de compresión debido al emplazamiento sucesivo de los derrames de lava. En el frente los planos de flujo tienden a la vertical, en lo que se conoce como estructura de rampa (Francis y Oppenheimer, 2004), siendo posible el volteo de rocas. Asimismo, en los frentes de flujo de lava se generan bloques en posición de cantiliver o a desplome, es decir, sobresaliendo del talud sin un apoyo en la base, que pueden presentar desprendimiento (Figura 3.13a). También hay brechas de enfriamiento expuestas a la disgregación mecánica debido al intemperismo, a los efectos del agua y de raíces.

Existe un corte vertical en la ladera, localizado al O de esta zona, realizado para la extracción del material rocoso y su utilización en la construcción. En estos taludes se forman bloques que pueden presentar deslizamiento y desprendimiento (Figura 3.13b), así como volteo (Figura 3.13c).

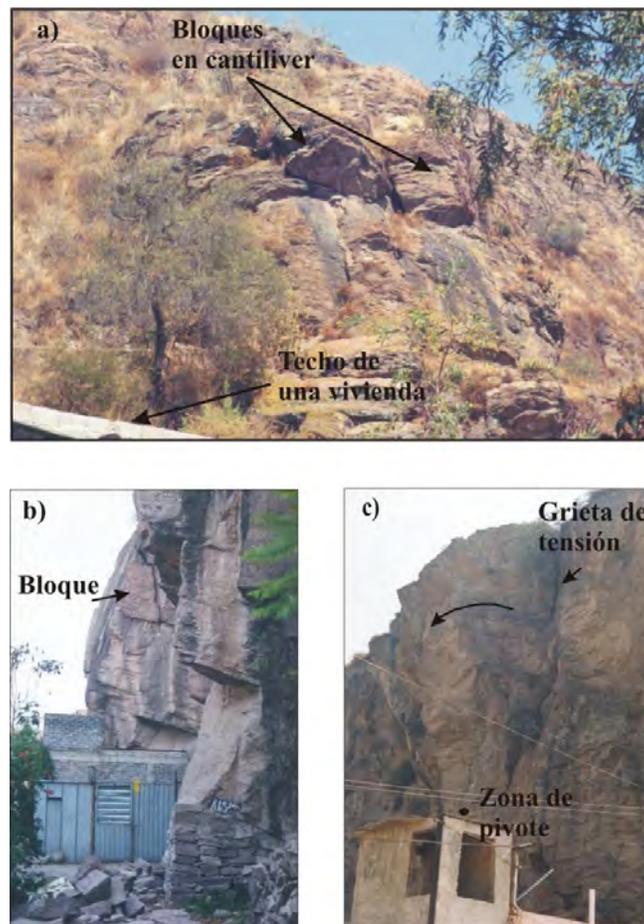


Figura 3.13.- a) Bloques a desplome localizados justo arriba de la zona de viviendas, en la zona I. b) Potencial desprendimiento de bloques. c) Volteo de un bloque con forma de prisma, se aprecian las grietas de tensión en la cabecera del bloque.

Zona II

Comprende la parte SE del domo y se caracteriza por un intenso fracturamiento, del orden de 5 a 7 fracturas por metro lineal. La expresión estructural de la falla Tenayuca es clara en esta zona, se caracteriza por una franja de 50-60 m de espesor, donde existe abundante fracturamiento, con espaciamiento que varía de 5 a 30 cm. Las fracturas tienen una apertura de 0.3 a 5 cm, presentan relleno arcilloso y tienen baja rugosidad. Los bloques presentes en esta zona son de forma tabular, columnar, irregular y sub-redondeada, de tamaños variables, de 0.5 hasta 5 m (Figura 3.14 a). Los bloques tabulares están asociados al volteo (Figura 3.14b) y deslizamiento, mientras que existen bloques subredondeados apoyados sobre la ladera con posibilidad de rodar (Figura 3.14c). Se observaron bloques tabulares o columnares cuyo mecanismo de movimiento es combinado, con volteo y deslizamiento traslacional (Figura 3.15). Por efecto de la falla, en esta zona se generó un circo de erosión, que funciona como ladera de captación (Figura 3.16a), donde hay material detrítico, con pendientes de 30° o mayores por lo que puede formarse un flujo de detritos en caso de una precipitación abundante. También hay bloques tabulares y cúbicos de hasta 2 m en su dimensión mayor, apoyados unos sobre otros (Figura 3.16b), con el potencial de caer ladera abajo y afectar a las viviendas.

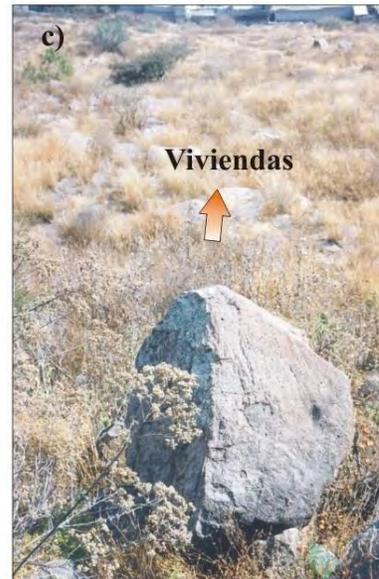
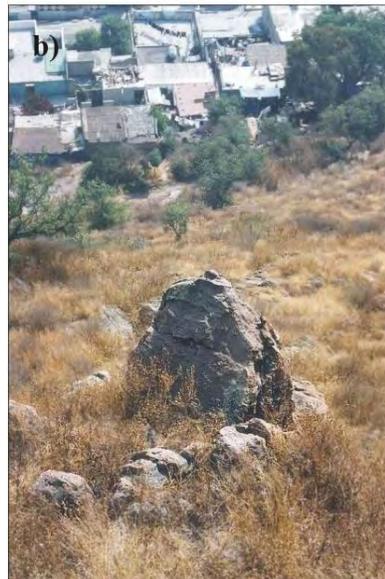
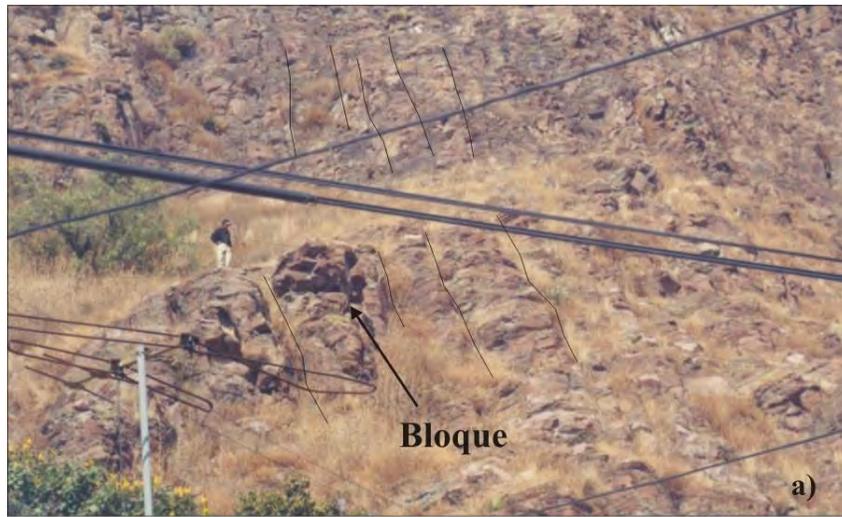


Figura 3.14.- a) Fracturas sistemáticas que delimitan bloques en la zona II. Junto al bloque señalado se encuentra una persona como escala.

b) Bloque tabular, que podría presentar el volteo hacia el frente y protegerse hacia el área de viviendas, las cuales presentan techos de lámina lo que incrementa su vulnerabilidad.

c) Bloque redondeado en zona de fuerte pendiente, con el potencial de impactar a las viviendas.



Figura 3.15.- Bloques tabulares apoyados sobre un plano inclinado, donde se puede presentar el volteo y/o deslizamiento.

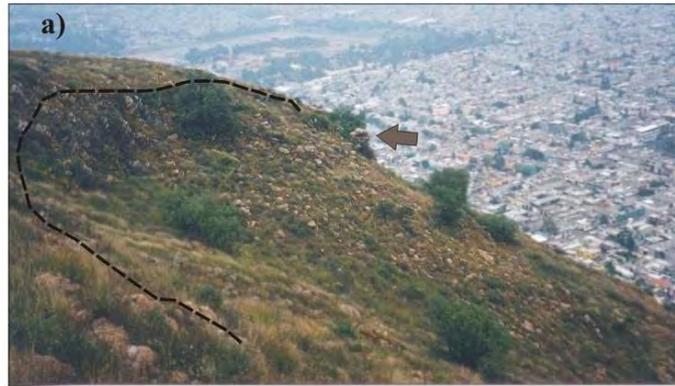


Figura 3.16.- a) Aspecto de un circo de erosión (con línea punteada), que funciona como ladera de captación, donde existen abundantes bloques y detritos, asociados al intenso fracturamiento que afecta a esta zona. La flecha señala un conjunto de bloques (b), los cuales se encuentran apoyados entre sí, formando un sistema de losas y columnas monolíticas.

Zona III

Esta zona corresponde a la parte NE del domo, donde se reconocieron pocos rasgos de fracturamiento. Existen algunos bloques sueltos, con tamaño de 1-2 m (Figura 3.17a), que podrían rodar en caso de erosión en su base. En esta zona se conforman de manera natural algunas terrazas y hay abundante vegetación herbácea, lo que impide que en algunos sectores los bloques rueden con facilidad. El principal tipo de proceso es la caída por rodamiento, debido a la erosión e intemperismo que redondea bloques originalmente tabulares (Figura 3.17b). Es la parte del domo que presenta menor número de afloramientos rocosos potencialmente inestables.

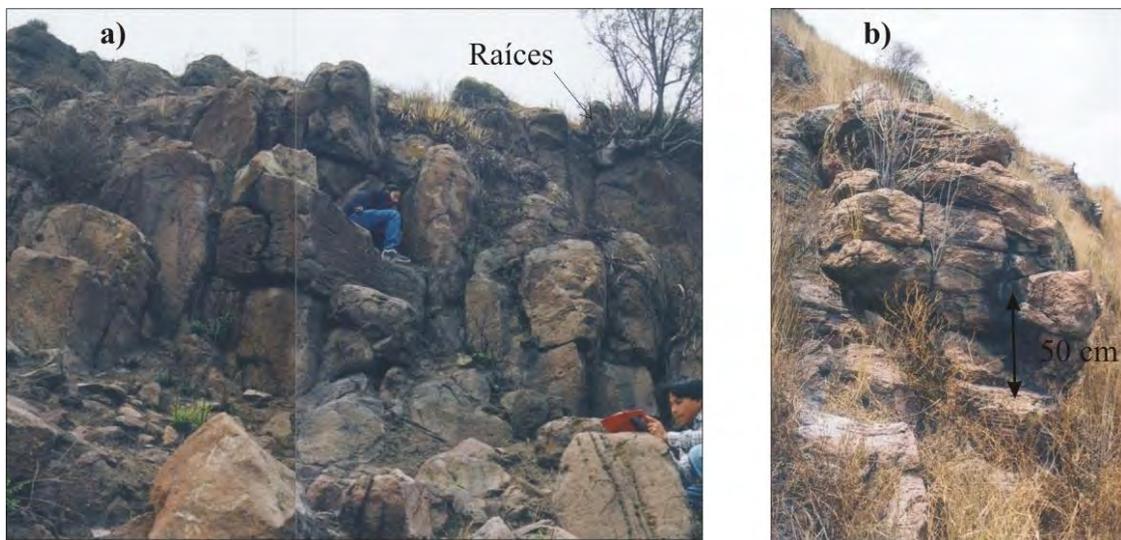


Figura 3.17.- a) Afloramiento donde hay bloques de forma cúbica o subredondeada. Las raíces en muchos casos crecen entre las fracturas siendo un factor importante de disgregación mecánica. b) Bloque fracturado que está apoyado sobre otros de menor tamaño, susceptibles de presentar alguna inestabilidad.

Zona IV

Esta zona comprende la parte NO del domo y en ella se reconocieron rasgos de fracturamiento y un circo de deslizamiento, el cual sirve como ladera de captación que arrastra material detrítico y bloques de varios metros cúbicos (Figura 3.18a).

Hay escarpes y cantiles con fracturamiento vertical, siendo común el volteo de rocas (Figura 3.18b). Existen bloques, ya sea aislados o en grupos, ubicados en zonas de pendiente abrupta, de 15 a 25 m³ y con forma tabular, cúbica o redondeada, que podrían rodar o deslizarse en caso de que su base sea erosionada (Figura 3.19a y Figura 3.19b). Hay bloques de roca a desplome, delimitados por fracturas y cuyo mecanismo es el deslizamiento y desprendimiento. En algunos puntos la intersección de las discontinuidades no es ortogonal y esta variación favorece la formación de cuñas o bloques de geometría irregular, que pueden presentar deslizamiento, ya sea plano, en cuña o en una superficie compuesta.

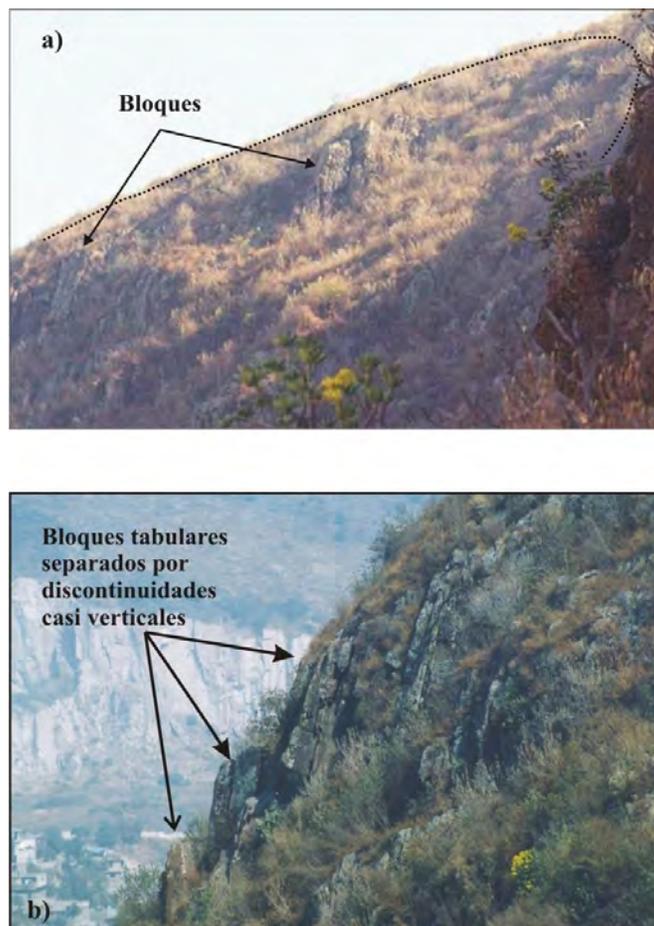


Figura 3.18.- a) Ladera de captación (con línea punteada) donde existen bloques que potencialmente pueden presentar volteo y deslizamiento; b) Ejemplo de un frente de bloques que presentan discontinuidades que tienden a la vertical, siendo el volteo el mecanismo potencial de movimiento.

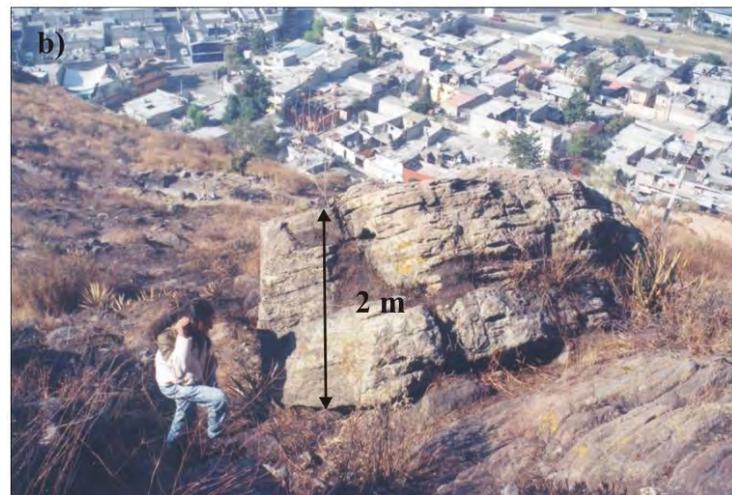
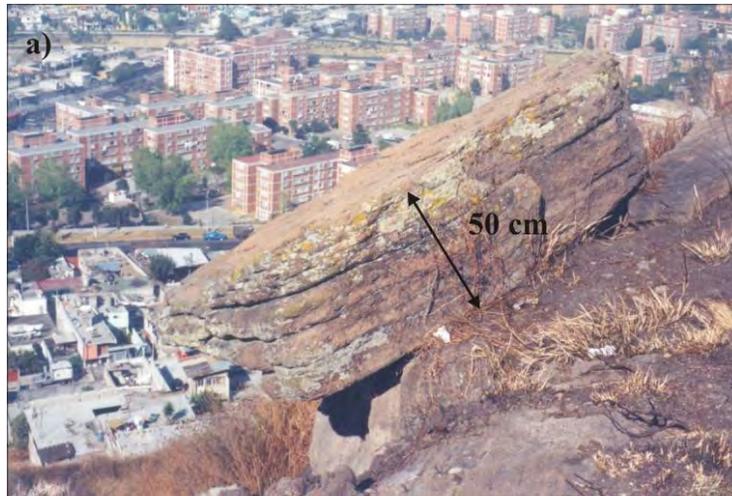


Figura 3.19.- a) Bloque tabular que puede presentar inestabilidad en caso de que se erosione la base o ante empujes sísmicos; b) Este bloque, de 24 m^3 aproximadamente, está simplemente apoyado sobre la ladera, con el potencial de rodar hacia la zona de viendas.

3.4.- DISCUSIÓN

Es fundamental reconocer la estructura geológica de las laderas, pues dependiendo de su origen y formación, éstas heredarán rasgos estructurales y litológicos que influirán en la generación de PRM (Hutchinson, 1988; Capra *et al.*, 2003b; Margielewski, 2006). Los taludes rocosos, generalmente se presentan como macizos afectados por discontinuidades y constituidos por bloques de diferentes dimensiones y formas que definen su estructura interna (Gaziev, 1984), lo que controla los tipos de procesos de remoción que pueden presentarse. Esto es evidente en el caso del domo Tenayo, donde la forma de emplazamiento y los rasgos asociados a la afectación tectónica de la Falla Tenayuca, definen la estructura de la superficie como un arreglo sistemático en bloques, mismos que paulatinamente son afectados por los agentes naturales externos y eventualmente por la acción antrópica, causando su remoción por distintos mecanismos (Figura 3.20).

Las familias de discontinuidades que afectan al domo conformando la estructura interna y de la superficie son básicamente tres: planos de flujo, juntas de enfriamiento y fracturas de origen tectónico. Los planos de flujo presentan una variación concéntrica alrededor de la zona alimentadora mientras que los planos de enfriamiento generalmente tienen una disposición radial. Esta configuración de las discontinuidades en principio determina arreglos tabulares y cúbicos de los bloques. Los planos de fracturamiento asociados a la falla, disgregan a los bloques en geometrías irregulares y en cuñas. Es notable cómo en muchos puntos los bloques se han moldeado para adquirir formas casi redondas, lo que implica que una vez que se separan totalmente de la masa rocosa relativamente estable, quedan simplemente apoyados sobre la ladera con el potencial de rodar pendiente abajo (ver Figura 3.14c).

Asimismo, la actividad antrópica ha generado cortes en las laderas del domo, provocando que en estos sitios, existan bloques en una posición a desplome (ver Figura 3.13) incrementando el riesgo de impacto toda vez que al pie de estos taludes se han construido viviendas, muchas de ellas en condiciones vulnerables debido a la mala calidad de los materiales de construcción.

La vegetación en el domo generalmente es escasa, además de que se observaron prácticas desfavorables para la estabilidad tales como la quema de basura, lo que impide que se forme una cubierta vegetal que limite la movilidad de los bloques. Por el contrario, en algunos sitios existen arbustos cuyas raíces crecen ante las fracturas, generando el efecto de cuña y favoreciendo la disgregación de bloques.

La zonificación realizada, permite establecer que la zona II debe ser considerada como la más crítica, debido a: fuertes pendientes (mayores de 30°), intenso fracturamiento asociado a la Falla Tenayuca, alto

número de bloques sueltos sobre la ladera determinado por el inventario de bloques realizado, además de la presencia de todos los tipos de PRM. Después seguirían las zonas I y IV, caracterizadas por fuerte pendiente en algunas porciones, presencia de grandes bloques potencialmente inestables y por los cortes verticales de origen antrópico; finalmente la zona III, con pendiente moderada, presencia de vegetación y de escasos bloques sueltos sobre la ladera.

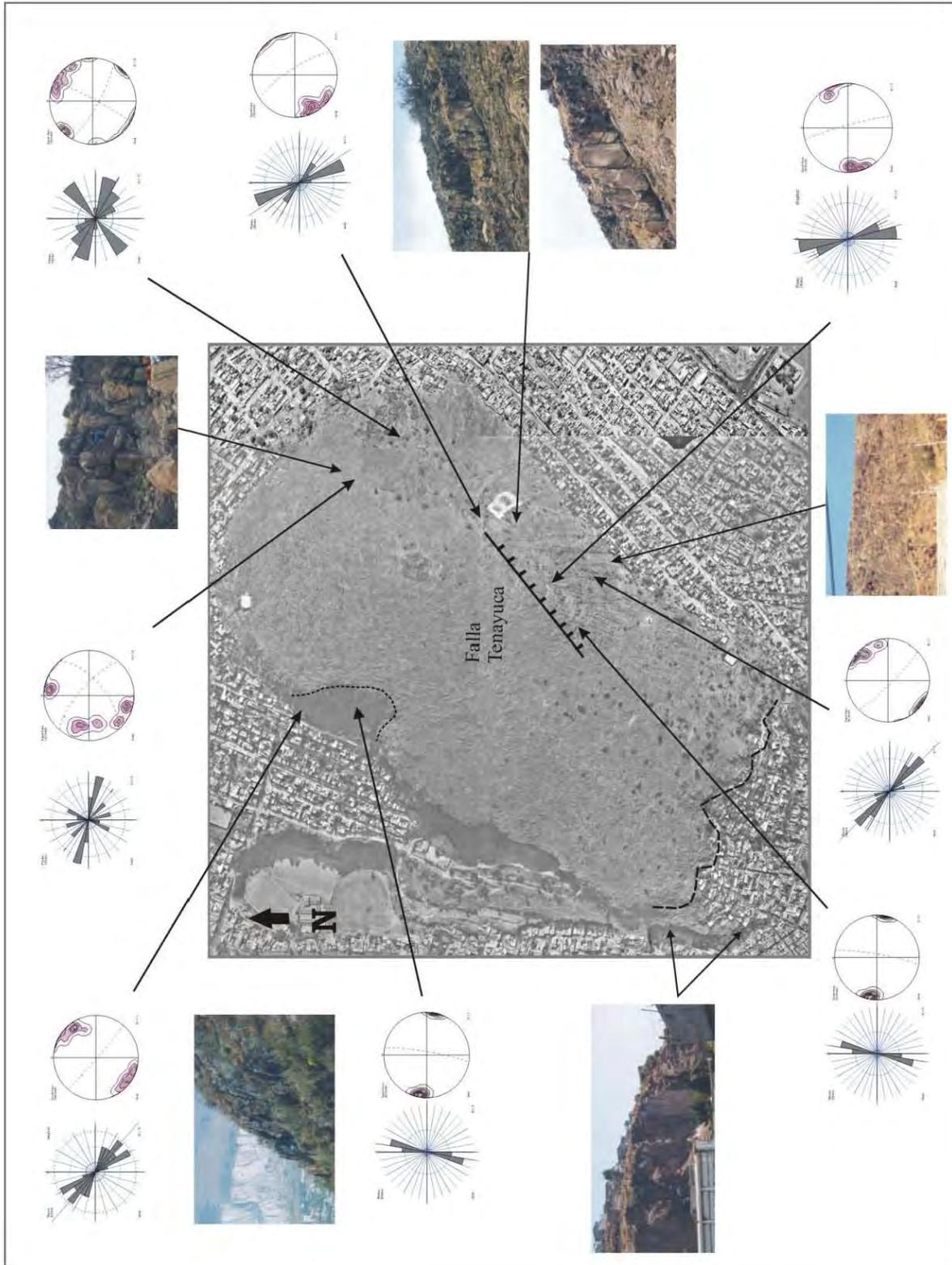


Figura 3.20.- Aspecto general del domo y de los puntos de muestreo de fracturamiento principal y asociado. Se muestra de manera esquemática la falla Tenayuca, el frente del flujo y un circo de deslizamiento (con línea punteada) así como algunas imágenes de los taludes rocosos.

3.5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El cerro del Tenayo ha sufrido un proceso de urbanización, con efectos negativos en la estabilidad de las laderas, debido a cortes o excavaciones, sobrecarga de las construcciones, vibraciones de vehículos pesados, presencia de agua en las fracturas (por fugas o carencia de servicios sanitarios), entre otros.

De acuerdo con las observaciones de campo, el inventario de bloques, el muestreo de fracturamiento y de planos de flujo, se pudo establecer una zonificación cualitativa y práctica para determinar los tipos de PRM y su distribución. El modo de emplazamiento del domo a través de derrames sucesivos de lava y la afectación por la falla Tenayuca, definen un sistema de discontinuidades que conforman la estructura de su superficie como un arreglo de bloques, de tamaño y geometría variada, lo cual controla la distribución y tipos de PRM presentes.

Los procesos de remoción en masa que se pueden presentar en el domo se pueden agrupar en los siguientes mecanismos de movimiento principales:

- 1) Caída por rodamiento de bloques redondeados, subredondeados o irregulares. Este mecanismo se localiza en las zonas II y IV principalmente aunque también en la zona III. Está relacionado con bloques que han sido separados del macizo rocoso y que están simplemente apoyados en la ladera. El movimiento se puede originar básicamente por erosión y pérdida de apoyo en la base de los bloques y por fuerzas sísmicas.
- 2) Caída por desprendimiento de bloques cúbicos o irregulares que están a desplome en zonas de pendiente abrupta. Este mecanismo es característico de la zona I y de una porción de la zona IV, donde hay escarpes y cantiles de origen antrópico que presentan bloques acuñados y/o delimitados por planos de debilidad. La disminución de la resistencia en las discontinuidades por los efectos del intemperismo y de raíces es uno de los principales detonantes.
- 3) Volteo de bloques tabulares, asociados a zonas de fuerte pendiente como escarpes de falla, cabeceras de circos de deslizamiento y frentes de flujo de lava. Este mecanismo es característico de las zonas II y IV, donde existe fracturamiento vertical asociado y bloques tabulares o columnares definidos por la ortogonalidad de las discontinuidades. También se presenta en la zona I, donde puede existir volteo con flexión de estratos debido a la estructura de rampa formada por planos de flujo verticales. Entre los factores que afectan la estabilidad tenemos los empujes sísmicos y del agua, así como la sobrecarga de las construcciones (principalmente en la zona I).

- 4) Deslizamiento de bloques. Este mecanismo es común en las zonas II y IV y está asociado a bloques o cuñas cuyos planos o líneas de intersección afloran en la cara del talud, siendo posible su movimiento. También se origina en bloques tabulares que están apoyados sobre cobertura de suelo en zonas de fuerte pendiente. La pérdida progresiva de resistencia al esfuerzo cortante, la erosión de la base de los bloques, los efectos del agua y los sismos son los principales detonadores de este movimiento.
- 5) Flujos de material detrítico y bloques, que pueden formarse durante una precipitación intensa. Este proceso se presenta principalmente en la zona II y en menor medida en la IV, donde hay cabeceras que conforman laderas de captación y canalizan material detrítico y bloques hacia las partes más bajas. Estas zonas se caracterizan por un intenso fracturamiento y pendientes mayores a 30°.

Las condiciones geológicas, morfológicas y estructurales del domo, aunado a la alta vulnerabilidad de muchas viviendas debido a carencias constructivas, implica un importante riesgo para sus habitantes.

Para mitigar el efecto de los PRM en la población e infraestructura civil, se puede tomar como base este trabajo, estableciendo las soluciones geotécnicas para cada tipo de movimiento identificado. Esto último es relevante si se tiene en cuenta que la eficacia de un tratamiento geotécnico, depende de la evaluación correcta tanto de las fuerzas resistentes como de las actuantes y del adecuado entendimiento del mecanismo potencial de movimiento.

Es recomendable que en la ejecución de los trabajos de mitigación, se tomen en cuenta las siguientes recomendaciones generales: en caso de realizar la demolición de bloques de roca, ya sea con productos químicos expansores o en forma manual, debe observarse que no se afecte la estabilidad de otros bloques y que el volumen de disgregación pueda ser captado por barreras protectoras. La inyección de mortero o algún otro tipo de cementante en las discontinuidades no es recomendable, debido a que se pueden generar presiones que resulten desfavorables para la estabilidad. Generalmente estas labores de mitigación son clasificadas como de alto riesgo, por lo que el personal que los ejecute deberá estar capacitado y emplear equipo de seguridad. El uso de medidas de drenaje debe considerarse primordial, para evitar la generación de presiones de poro en las discontinuidades. Por último, los tratamientos deberán partir de un estudio geotécnico detallado de cada bloque o zona a estabilizar.

Respecto a las condiciones de amenaza en que se encuentra la población asentada en las laderas del Cerro El Tenayo se recomienda:

- 1) evitar más construcciones y modificaciones a la ladera original.
- 2) inhibir la quema de basura, debido a que se afecta la cobertura vegetal que eventualmente limita la movilidad de los bloques.
- 3) no verter agua de las viviendas de la corona del talud hacia abajo para evitar filtraciones y empujes hidrostáticos.
- 5) limitar el tránsito de vehículos pesados en los caminos construidos en zonas de ladera para evitar inducir vibraciones que afecten la estabilidad.
- 6) evaluar el interior de las viviendas para detectar macizos rocosos inestables ya que en muchos sitios, se ha construido al pie de los taludes donde incluso los problemas de estabilidad no son visibles.
- 7) realizar estudios geotécnicos detallados para proponer tratamientos de mitigación para cada talud y tipo de movimiento en particular.
- 8) desarrollar un plan de mitigación de riesgo que abarque campañas de difusión, talleres para que los habitantes conozcan las prácticas de tipo antrópico desfavorables para la estabilidad de los taludes así como jornadas de limpieza y estabilización paulatina con los materiales del sitio.

CAPÍTULO IV

CARTOGRAFÍA DE PELIGROS GEOLÓGICOS EN EL CERRO PEÑÓN DEL MARQUÉS, DELEGACIÓN IZTAPALAPA



Vivienda situada al pie un talud formado por escoria volcánica, Peñón del Marqués, Iztapalapa.

4.1.- INTRODUCCIÓN

El Reglamento de Construcciones del Distrito Federal, distingue tres tipos de terreno: Zona I de Lomas, Zona II de Transición, Zona III Lacustre y emite una serie de recomendaciones, enfocadas principalmente a las cimentaciones, que dependen de la ubicación así como del tipo y magnitud de la obra (RCDF, 2004). La zonificación geotécnica menciona los problemas principales que se presentan en cada tipo de terreno, así como el mínimo de estudios requeridos. La zona lacustre y de transición han sido muy estudiadas por especialistas de todas las ramas de la Ingeniería y las Ciencias de la Tierra (Marsal y Mazari, 1959; Lugo-Hubp *et al.*, 1996; Cabral-Cano *et al.*, 2000; Auvinet *et al.*, 2000; Santoyo *et al.*, 2005; Díaz-Rodríguez, 2006; Carreón-Freyre *et al.*, 2006), por su peculiar comportamiento geomecánico, por el especial interés que implica su urbanización, además de ser el núcleo a partir del cual el crecimiento urbano se ha desarrollado. Desafortunadamente, no se cuenta con un manual detallado que mencione y regule los criterios técnicos mínimos establecidos para el tema específico de la estabilidad de laderas, como por ejemplo, el desarrollado por el Departamento de Ingeniería de Hong Kong (Geotechnical Control Office, 1984).

La Sierra de Santa Catarina (SSC), localizada al oriente del DF representa un claro ejemplo de un proceso de urbanización en una zona afectada por peligros geológicos y geomorfológicos, originando como consecuencia la exposición permanente de la población e infraestructura civil ante procesos tales como hundimiento y agrietamiento de suelos así como procesos de remoción en masa. En particular la Delegación Iztapalapa, que abarca los tres tipos de terreno mencionados en el Reglamento de Construcciones del Distrito Federal, representa una de las zonas con mayor problemática desde el punto de vista del riesgo, ya que existe una gran concentración de población, zonas de alta vulnerabilidad socioeconómica aunado a la presencia de peligros geológicos, muchas veces exacerbados por la acción antrópica (Cruz, 2003).

La Delegación Iztapalapa, se caracteriza por tener un relieve peculiar y relativamente joven, conformado por tres clases de terreno (Lugo-Hubp *et al.*, 1996), que condicionan la presencia de determinados peligros geológicos: 1) una extensa planicie de origen lacustre, en la que existen depósitos arcillosos interestratificados, sometidos a un proceso de consolidación con el consecuente hundimiento del terreno; 2) zonas de piedemonte, que rodean a los cerros de La Estrella, Peñón del Marqués así como a la Sierra de Santa Catarina, y en las cuales se presentan procesos de hundimiento diferencial, grietas de tensión y reptación de depósitos arcillosos y/o granulares sobre el basamento rocoso y 3) la zona de laderas, conformada por conos volcánicos y sus productos asociados, con los problemas de inestabilidad inherentes a estos materiales.

Un caso concreto se presenta en el Cerro Peñón del Marqués o Peñón Viejo, el cual ha sufrido alteraciones y modificaciones en su relieve debido a la urbanización de las últimas décadas. En esta estructura volcánica, existe agrietamiento del terreno en la zona de transición abrupta y en la planicie lacustre que la rodea, mientras que en la zona de laderas, se presentan PRM, tales como caída y deslizamiento de material. Las afectaciones a la infraestructura son considerables y se han presentado de manera continua, prácticamente al mismo tiempo que la urbanización.

El propósito principal de este capítulo, es realizar la cartografía actualizada de los procesos de remoción en masa y agrietamientos del terreno que afectan al Cerro Peñón del Marqués. El mapa de peligros preliminar, el cual incluye información de la ubicación y tipo de fenómeno, además puede ser considerado como una base para realizar otro tipo de estudios, enfocados a determinar la vulnerabilidad y el riesgo. Asimismo, resulta útil para identificar zonas críticas, formular propuestas de mitigación y monitoreo, así como orientar acciones preventivas en materia de Protección Civil.

Para lograr el objetivo, se realizó la recopilación e integración de estudios geológicos, geotécnicos e hidrológicos, artículos técnicos así como información cartográfica de la zona. Además se contó con informes técnicos realizados por empresas de ingeniería y por la Universidad Nacional Autónoma de México. Con base en mapas topográficos y de catastro, se realizó en campo la cartografía de los procesos de remoción en masa y de los agrietamientos. En la etapa de gabinete, la información referente a los agrietamientos, se integró con algunos datos previamente obtenidos por el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM) así como por el Centro de Estudios y Monitoreo de Agrietamientos de la Zona Oriente (CEMA), de la Secretaría de Protección Civil del Distrito Federal. Esta información previamente cartografiada resultaba incompleta, mostrando sólo una pequeña parte del total de agrietamientos, lo cual se debe a que este fenómeno es dinámico y se manifiesta a través del tiempo, por lo que se procedió a generar una integración y una cartografía actualizada. Las zonas afectadas por PRM se muestran junto con los agrietamientos para generar así el mapa de cartografía de peligros.

4.2.- GENERALIDADES

El Cerro Peñón del Marqués se ubica en la porción central de la Cuenca de México, en los límites orientales del Distrito Federal con el Estado de México, al sur de la Calzada Ignacio Zaragoza, en la Delegación Iztapalapa (Figura 4.1).



Figura 4.1.- Peñón del Marqués, al oriente del Distrito Federal. Imagen tomada de Google Earth.

La zona cuenta con servicios públicos tales como luz, agua potable, drenaje y calles pavimentadas; sólo en algunos puntos se carece de algunos de ellos, que generalmente corresponden con asentamientos irregulares situados sobre laderas empinadas.

Antecedentes del problema

El Cerro Peñón del Marqués fue durante varios años un banco de material de cantera, lo que propició la destrucción de laderas y el piedemonte del cono. A raíz de esto, se han desarrollado un gran número de asentamientos humanos, la mayoría irregulares. La urbanización del sitio se dio de manera improvisada, llegando incluso a la invasión de áreas verdes consideradas como reserva ecológica. Muchas construcciones generalmente carecen de procedimientos constructivos adecuados. Asimismo, existe el problema de la generación de tiraderos de escombros y basura, los cuales son fuente de contaminación e infecciones. La estabilidad de los cortes efectuados para la extracción del tezontle y la urbanización en el Cerro Peñón del Marqués, han sido motivo de estudio ya que en el transcurso del tiempo se han presentado desprendimientos de rocas, graneos superficiales producto de la alteración de los materiales y la descompresión generada por los cortes, por lo que ha sido necesario proyectar una serie de obras para mitigar el riesgo (Millán, 1993; TGC, 1998, 2005).

Respecto al agrietamiento, la primera descripción técnica como problema urbano la presentó Roberto Gayol en 1925 (Santoyo *et al.*, 2005). Tocó a Nabor Carrillo en 1947 establecer la relación teórica entre el hundimiento y la consolidación de las arcillas inducida por la extracción del agua. En los estudios de agrietamiento asociados a problemas locales específicos, las grietas se consideran como un efecto secundario debido a fenómenos como la subsidencia del terreno, los eventos sísmicos o volcánicos o la desecación producida por la presencia de árboles. Juárez-Badillo (1959) determina que las grietas superficiales son generadas por evaporación-desecación en extensiones planas arcillosas, generadas por los cambios en las condiciones climáticas y en la presión de poro de las capas sedimentarias inferiores. A partir de un análisis de la literatura existente hasta entonces, Orozco y Figueroa-Vega (1991) señalaban que: “Las grietas aparecen en zonas de fuertes hundimientos, la mayoría se inician a profundidad y se propagan hacia la superficie”.

Algunos trabajos en la zona del Peñón del Marqués fueron realizados por Lugo-Hubp y colaboradores (1996), donde se estudian las grietas que afectan a una porción de la delegación Iztapalapa. Posteriormente Cabral-Cano y colaboradores (2000) realizaron un estudio el cual consistió en recorrer las zonas afectadas, haciendo un levantamiento de las grietas con fines de zonificación y registrando los daños ocasionados a la infraestructura. Con base en un análisis numérico, aplicado a dos zonas con comportamiento geohidrológico diferente en el Cerro del Peñón del Marqués (Aguilar-Pérez *et al.*, 2006), se demostró que las deformaciones del terreno y la generación de fracturas está ligada al abatimiento de la carga hidráulica del acuífero.

4.3.- GEOLOGÍA Y MORFOLOGÍA

El Peñón del Marqués es semejante a los volcanes de la Sierra de Santa Catarina, aunque más antiguo, pues está sepultado en gran parte por los sedimentos lacustres (Lugo-Hubp *et al.*, 1996).

El Peñón consiste de dos estructuras volcánicas sobrepuestas, la más joven situada en el extremo norte y están constituidas de escoria alternada con capas de lava y piroclastos. La constitución del piedemonte es de material volcánico con texturas que varían de gravas-arenas mientras que la zona lacustre consiste en depósitos de arenas-limo-arcillosas. Litológicamente está constituido por rocas de composición basáltico-andesítica, con intercalaciones de ceniza, escoria, ceniza de caída y brecha volcánica, conformando una estructura que tiene de altura 2 370 m s.n.m (Lugo-Hubp *et al.*, 1996).

Al pie de las elevaciones volcánicas se formaban manantiales, mismos que han sido desecados gradualmente por la actividad humana (Santoyo *et al.*, 2005).

La figura 4.2 muestra una sección del Cerro Peñón donde se observa, de manera general, la estratigrafía de la zona.

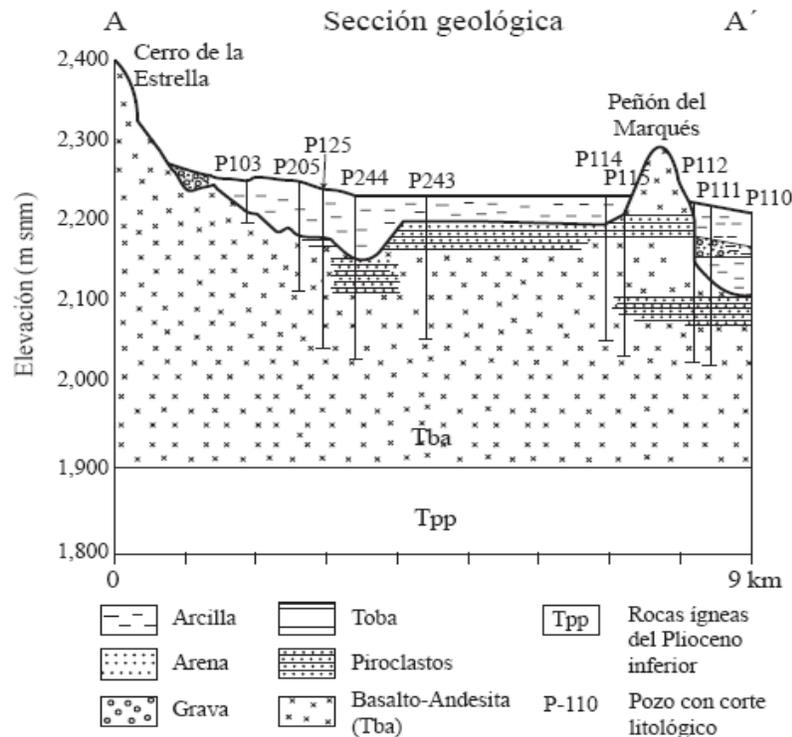


Figura 4.2.- Esquema general de los tipos de materiales en el Peñón del Marqués (Tomado de Aguilar-Pérez *et al.*, 2006).

En la zona estudiada se reconocen tres unidades de relieve: la planicie lacustre urbanizada, el piedemonte del peñón y las laderas del mismo. Los depósitos lacustres varían en edad, abarcando todo el Holoceno y parte del Pleistoceno tardío (Lugo-Hubp *et al.*, 1996). La composición y grosor de los estratos es muy variable. Las capas arcillosas alcanzan una profundidad media de 300 m; entre los sedimentos lacustres y los volcánicos se encuentra una zona de transición, donde están intercalados ambos tipos de materiales, además de otros de origen fluvial (Lugo-Hubp *et al.*, 1996).

El piedemonte del Peñón es una planicie inclinada de aproximadamente 6° en su contacto con las laderas del cono volcánico, mismas que tienen una inclinación superior a los 20°, lo que marca un límite claro entre ambas. La zona de transición abarca desde la base del volcán hasta una distancia entre 0.5 y 1.0 km, donde desaparece el piedemonte y se fusiona con la planicie lacustre (Lugo-Hubp *et al.*, 1996). La constitución del piedemonte es de material volcánico areno-limoso y limo-arcilloso (Cabral-Cano *et al.*, 2000). En algunos sitios alrededor de esta estructura volcánica, se presentan zonas de transición abrupta, representadas por el cambio litológico entre los derrames de lava, los depósitos de talud (detritos, bloques) y los depósitos arcillosos correspondientes a la zona lacustre.

El Peñón presenta forma elíptica y está orientado sensiblemente en dirección E-O, lo que posiblemente refleje un control estructural, debido a que se identificaron fallas de tipo normal con esta dirección, determinadas a partir de indicadores tales como brechas (Figura 4.3), fracturamiento y sigmoides.



Figura 4.3.- Brecha cohesiva de falla localizada en los cortes realizados en el Peñón.

En la actualidad las características geológicas y geomorfológicas del Peñón se han modificado por el gran impacto antrópico, que ha alterado el relieve original mediante la destrucción del cono en más de un 50% debido a la extracción de materiales y para habilitar terrazas para la construcción de vivienda. En la zona del piedemonte y en las terrazas se han construido unidades habitacionales (Figura 4.4); en los bordes de escarpes y laderas empinadas se han instalado casas improvisadas, lo que implica un riesgo para sus habitantes (Figura 4.5).



Figura 4.4.- Unidad habitacional Peñón Viejo, construida al interior del cono. Se observan bloques en la corona del talud.



Figura 4.5.- Aspecto de la urbanización en el Peñón del Marqués, tanto en la corona como al pie de cantiles verticales.

Estratigrafía y propiedades mecánicas

Los tipos de materiales presentes en el cono volcánico y sus características son (Lugo-Hubp *et al.*, 1996; Cabral-Cano *et al.*, 2000):

Lavas.- En algunas cortes o paredes verticales, de 10 a 70 metros de altura, localizados en las partes más elevadas de la estructura volcánica, se aprecian capas de lava alternadas con capas de escoria. Las coladas de lavas son compactas y de alta resistencia. Su espesor varía de 2-3 metros.

Capas de escoria.- Estas capas son gruesas, incluso más de 20 metros y en su estructura son en general deleznales aunque su grado de compactación es variable. En los cortes artificiales de terrazas y bancos de material estas capas se vuelven inestables, muy frágiles y pasan a un proceso activo de retroceso por erosión, el cual es mayor en la medida que los cortes son más altos (Figuras 4.6 y 4.7).

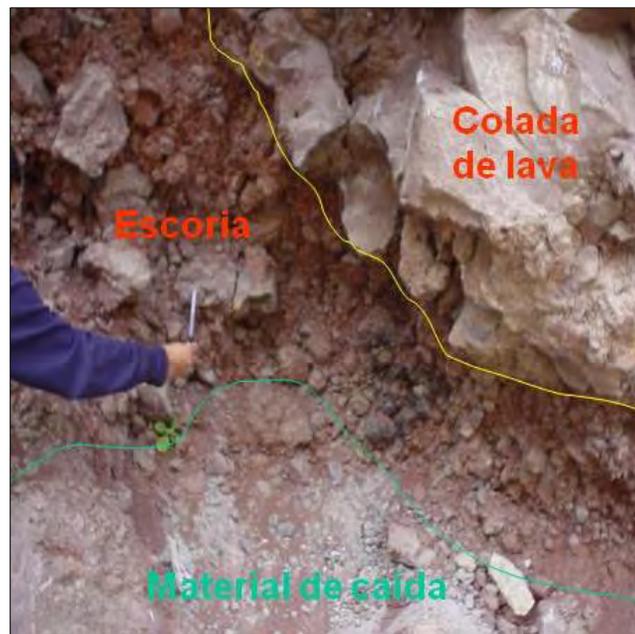


Figura 4.6.- Aspecto de un contacto entre la colada y material de escoria.



Figura 4.7.- Procesos de erosión en las paredes de los cortes verticales, al interior del cono volcánico.

Las arenas limosas de la superficie lacustre son de compresibilidad media a alta, con un contenido de agua menor al 100%. A mayor profundidad, se tienen arcillas de alta compresibilidad con un contenido variable de agua de 100 a 400%, estratificadas con arenas-limosas de baja compresibilidad en grosor variable. Finalmente se presentan capas de arena y grava con escoria, condiciones que se consideran normales en un radio de 600 a 100 metros a partir de la periferia del cerro.

Las propiedades geotécnicas de los materiales se resumen en la tabla 4.1. La brecha volcánica es poco densa, pero su modo de emplazamiento y la aspereza de su superficie le confiere propiedades de cohesión y fricción relativamente buenas. El problema en estos depósitos es que no son homogéneos, presentando superficies de debilidad que funcionan como planos de deslizamiento o desprendimiento. Los suelos arenosos de la zona de transición y lacustre, presentan valores favorables del ángulo de fricción, aunque su comportamiento se ve afectado, pues está relacionado con la inter-estratificación de suelos arcillosos, de baja cohesión y prácticamente nula respuesta friccionante.

ZONA DE LOMAS

Unidad	Peso Volumétrico (t/m ³)	c (t/m ²),	φ (en grados)
<i>Brecha volcánica</i>	1	12 a 20	26-38°

ZONA DE TRANSICIÓN ABRUPTA

Unidad	Espesor (m)	Peso Volumétrico (t/m ³)	c (t/m ²),	φ (en grados)
<i>Costra Superficial</i>	8 - 10	1.6	10	20°
<i>Suelos Blandos</i>	4 - 6	1.3	5	0°

ZONA LACUSTRE

Unidad	Espesor (m)	c (Kg/cm ²)	φ φ (en grados)
<i>Limosa</i>	3.6	0.23-0.6	7-18
<i>Arcillosa</i>	36	0.19-0.53	0-7

Tabla 4.1.- Propiedades mecánicas obtenidas para los materiales que conforman las distintas zonas del Peñón del Marqués (Cabral-Cano *et al.*, 2000; TGC, 1998, 2005).

4.4.- CARTOGRAFÍA DE PELIGROS

La cartografía de las zonas que presentan PRM y agrietamientos se realizó directamente en campo, tomando como base planos de catastro y de curvas de nivel.

Cortes de la Unidad Habitacional Peñón Viejo

Los taludes realizados al interior del cono volcánico para la construcción de la unidad habitacional están constituidos de escoria, con horizontes de basalto y coladas de lava interestratificadas, que presentan una alta permeabilidad, ya que se observan marcas en las fisuras debido a la filtración y flujo de agua. El talud principal presenta un rumbo general E-O, la altura varía desde los 10 hasta los 60 m., aproximadamente, con pendientes muy escarpadas cercanas a los 90° (Figuras 4.8 y 4.9). En este sector se presentan los mayores problemas de estabilidad, además de que al pie del talud existen áreas comunes como estacionamientos, juegos, pasillos además de los edificios de 5 niveles.



Figura 4.8.- Panorámica del interior del cono volcánico, donde se encuentra la Unidad Peñón Viejo.

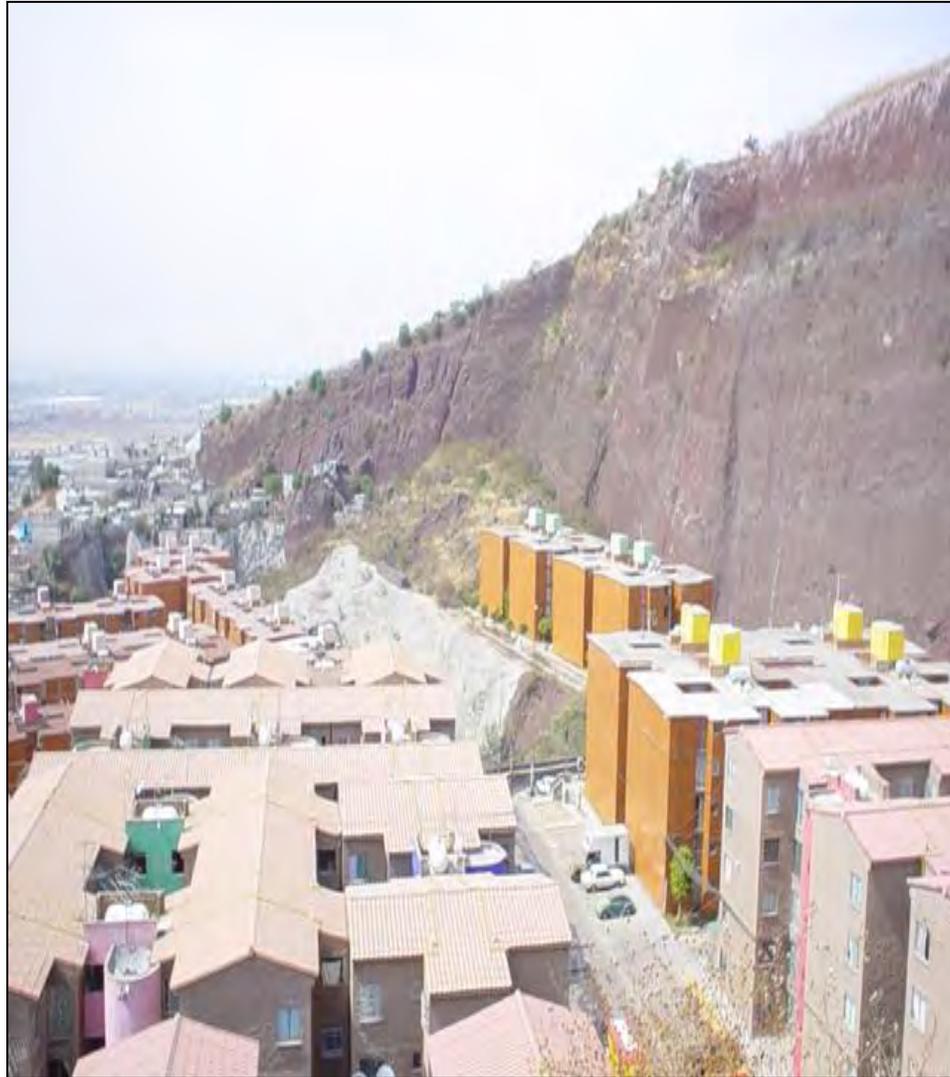


Figura 4.9.- Los problemas en este corte son constantes debido al grado de exposición y el tipo de materiales.

En los macizos rocosos se observa un alto grado de intemperismo superficial, acelerando la erosión de los taludes y favoreciendo la formación de arcillas. En algunas zonas existen fracturas que se llegan a interceptar, delimitando bloques o cuñas con el potencial de deslizar.

Los tipos de PRM que se presentan en los taludes del Cerro Peñón del Marqués se describen a continuación:

1) Inestabilidad en los cortes verticales debido al desgranamiento superficial de las gravas de tezontle y eventual caída de bloques por erosión del material circundante (Figura 4.10).



Figura 4.10.- Graneo en los materiales formados por escoria volcánica y caída de bloques.

2) Caída de rocas, ya sea por desprendimiento en caso de bloques unidos débilmente al macizo, o bien por rodamiento en bloques separados y apoyados sobre la ladera. Para este mecanismo se pueden presentar bloques aislados o en grupo (Figuras 4.11 a 4.13).



Figura 4.11.- Conjunto de bloques que se han desprendido sujetos por una malla tipo gallinero. Abajo se encuentra un estacionamiento.



Figura 4.12.- Bloques sueltos simplemente apoyados, en un camino de terracería.



Figura 4.13.- Aspecto de un bloque rodado ejerciendo presión sobre el muro de una vivienda.

3) Flujos de detritos y de material granular, en caso de acumulaciones de escombro sobre la pendiente (Figura 4.14), ya sea de origen natural o antrópico.



Figura 4.14.- Material suelto sobre la pendiente. Abajo existen viviendas con techo de lámina y una zona de juegos.

4) Deslizamiento de bloques o lajas de roca, con fracturas orientadas a favor del deslizamiento (Figuras 4.15 y 4.16).

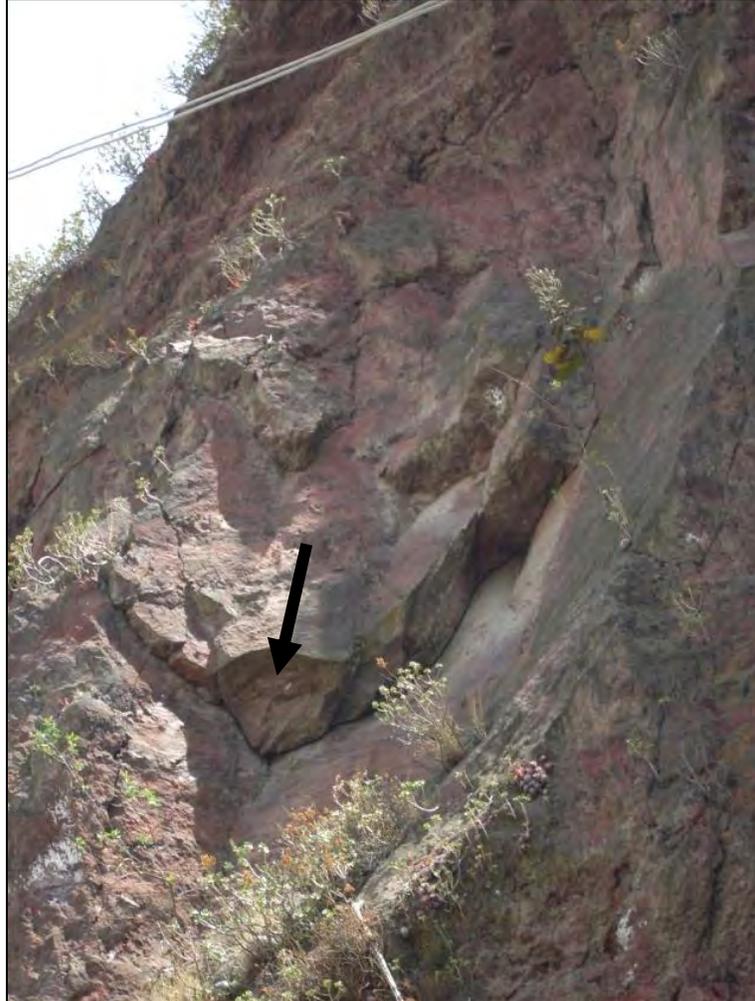


Figura 4.15.- Cuña en forma de laja, con el potencial de presentar deslizamiento.

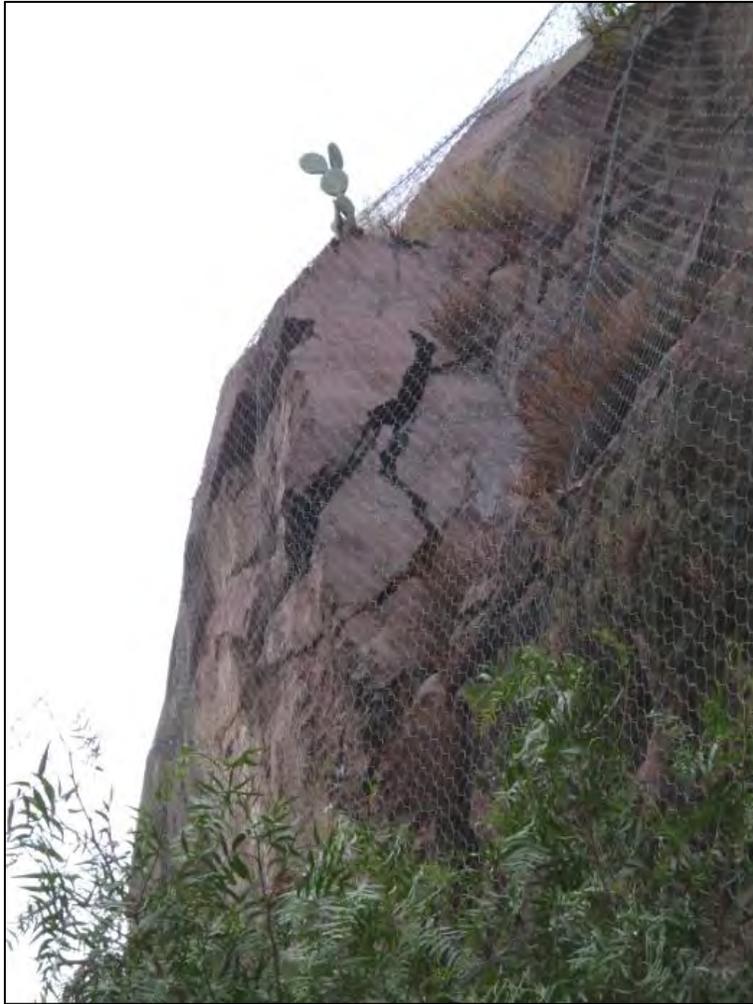


Figura 4.16.- Bloques en proceso paulatino de deslizamiento, lo cual se aprecia por el desplazamiento que se presenta en las discontinuidades.

5) Volteo de bloques en forma tabular y cúbica. Este mecanismo es común de las partes altas del cono volcánico, donde la presencia de juntas de enfriamiento en los derrames de lava de la parte superior, delimitan bloques columnares o cúbicos. Asimismo, hay zonas que han quedado como relictos de la antigua explotación, que dejan al descubierto grandes pináculos que pueden colapsar (Figuras 4.17 y 4.18).



Figura 4.17.- Bloques rectangulares con fracturas verticales en las partes altas del cono.



Figura 4.18.- Peñasco con un avance de disgregación notable debido a la abertura que presenta y alrededor del cual existen viviendas.

Agrietamientos

Al desarrollarse el hundimiento regional así como los procesos de extracción de agua alrededor del Peñón del Marqués, se producen agrietamientos del terreno por tensión hacia los límites de la zona lacustre y en el piedemonte. Generalmente este tipo de discontinuidades siguen trayectorias semejantes a las curvas de nivel topográfico, o bien a los contornos de formaciones subterráneas de mayor rigidez que las formaciones arcillosas. Sin embargo también se reconocieron agrietamientos radiales y en echelón.

Algunas veces las lluvias favorecen la aparición de agrietamientos o bien su propagación, debido a que el agua que se introduce ejerce un efecto de cuña. El desarrollo de este tipo de discontinuidades causa daños evidentes a las construcciones, vialidades, a la línea A de la Red de Transporte Metro así como a la infraestructura hidrosanitaria.

Tipos de agrietamiento reconocidos

- 1) Grietas de tensión asociadas a zonas de transición, donde existen intercalaciones de material fino y granular apoyados sobre la roca basal.
- 2) Grietas asociadas al bombeo y a esfuerzos de tensión en la masa de suelo, principalmente en la zona de la planicie lacustre.
- 3) Grietas asociadas a fugas de agua y mal estado de las instalaciones sanitarias.

Estos agrietamientos forman escalonamientos, llegando inclusive a tener 1 m de desnivel, que resultan alarmantes toda vez que las deformaciones inducidas sobre el terreno se ven reflejadas en la infraestructura, causando daños económicos importantes, al tiempo que ponen en riesgo a los habitantes de la zona (Figuras 4.19 a 4.23).



Figura 4.19.- Escalonamientos de hasta 1 m en el andador Nicolás Bravo, zona SE del Peñón. La entrada de agua en las grietas en temporada de lluvias, provoca desplazamientos súbitos que causan alarma entre la población.



Figura 4.20.- Daños en construcciones sujetas a hundimientos diferenciales excesivos.



Figura 4.21.- En la traza de las grietas se crean desniveles, causando inclinación de las viviendas así como daños en su estructura.



Figura 4.22.- Aspecto de los daños causados en bardas, banquetas y en la carpeta asfáltica.



Figura 4.23.- Un daño importante se localiza a lo largo de la Calzada Ignacio Zaragoza, causando deformaciones en las dovelas de los carriles de la línea A del Metro.

Los agrietamientos del Peñón forman un sistema concéntrico y básicamente siguen las curvas de nivel (Figura 4.24), aunque por la forma elíptica del cono en algunas zonas dichos agrietamientos forman arreglos en echelón o radiales, producto de tensiones laterales.



Figura 4.24.- Mapa de catastro que muestra los agrietamientos y su distribución alrededor del Peñón del Marqués.

La información cartografiada directamente en campo, se digitalizó usando como referencia mapas catastrales para finalmente integrarla en un solo mapa (Figura 4.25), el cual muestra los dos tipos de peligro que afectan al cerro Peñón del Marqués. La tipología de los PRM se caracterizó mediante colores que hacen alusión al tipo de movimiento potencial.

PEÑÓN DEL MARQUES

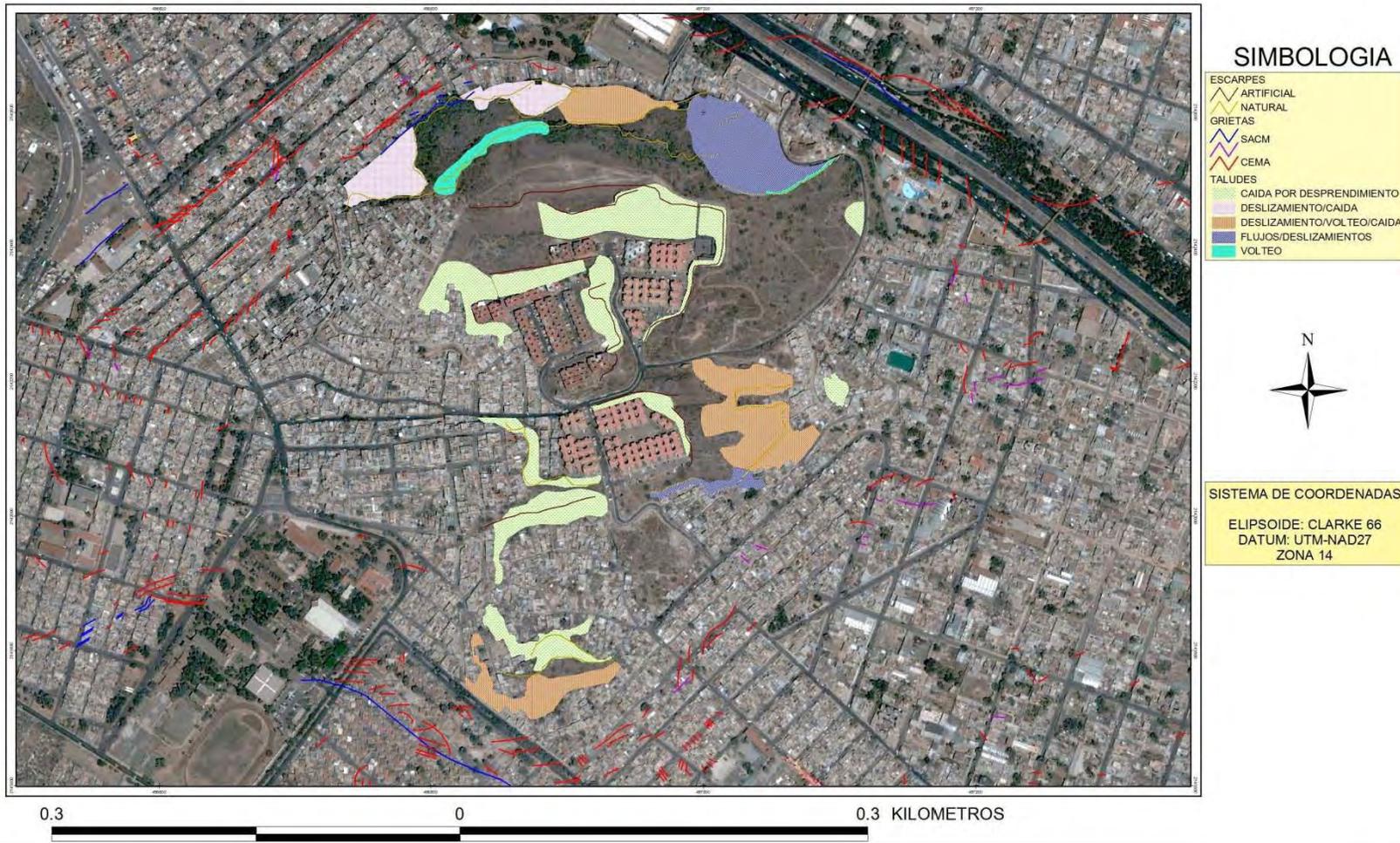


Figura 4.25.- Mapa de cartografía de peligros.

4.5.- DISCUSIÓN

Procesos de remoción en masa

La explotación y extracción de materiales llevada a cabo durante varios años, ha transformado el cono volcánico en una serie de terrazas y escarpes elevados, donde la inestabilidad de las laderas se explica por el déficit de masa al extraer el material, ya que el talud pierde soporte y se generan fracturas por descompresión, creando superficies potenciales de movimiento.

En general los taludes presentan problemas de estabilidad a largo plazo, por tener un factor de seguridad cercano al equilibrio límite (es decir las fuerzas actuantes igualando a las fuerzas resistentes), tomando en cuenta una posible reducción del parámetro de cohesión por saturación del material. La ocurrencia de desprendimientos y deslizamientos, mismos que en ocasiones quedan atrapados en las mallas que se han colocado o bien, se impactan contra el pie de los taludes en zonas donde no existe obra de mitigación, es evidencia de que los materiales no soportan una pendiente tan grande, sobre todo en las zonas donde se han hecho cortes para la construcción. Asimismo, debido a la constitución litológica del cono, el graneo y desprendimiento es un proceso natural una vez que los cortes generados han dejado expuestas las capas de escoria y bloques.

Las obras de mitigación en el corte de la unidad habitacional Peñón Viejo, que consisten en mallas de tipo gallinero ancladas en la corona, resultan insuficientes debido al acelerado proceso de erosión que presentan los taludes. Prueba de ello es que generalmente se encuentran acumulaciones de material que hacen que la malla se “cuelgue”, por lo que el mantenimiento y el retiro de escombros debe ser más frecuente, evitando con ello la posibilidad de que el peso logre separar la malla de las uniones y se desprenda con todo el material acumulado.

Otros problemas observados en las diferentes zonas de los cortes han sido el desarrollo de fracturamiento en las zonas conformadas por derrames de lava. En unos puntos se han implementado obras de mitigación como la construcción de un muro de protección de gaviones, aplicación de mallas protectoras y protección contra infiltraciones por medio de concreto lanzado. A pesar de todo, estos trabajos no son suficientes y generalmente no se les da mantenimiento, el cual consistiría en retirar periódicamente los bloques que se acumulan detrás de los muros, asegurando siempre una zona de amortiguamiento.

En el caso de las mallas esta situación se agrava dado que no están diseñadas para contener bloques tan grandes sino únicamente detritos, por lo que se debe optar por otras soluciones para evitar que se cuelguen y se separen de las pequeñas anclas que las fijan al talud.

Se puede afirmar que los PRM del cerro Peñón del Marqués, están íntimamente ligados a la constitución litológica, que consiste de intercalaciones de escoria, ceniza y lavas, provocando con ello erosión diferencial debido a las diferencias de competencia mecánica. Esto a su vez, es acelerado por la acción antrópica, misma que ha modificado en gran medida el relieve así como las condiciones de estabilidad de los materiales. El ejemplo más claro es la generación de cortes para edificar viviendas, la sobrecarga en los taludes, la generación de materiales de escombros sobre la pendiente, las malas condiciones de la red hidráulica, por mencionar los más importantes.

Aunado a esto, las condiciones de vulnerabilidad física en muchos asentamientos, que se manifiestan a través de inadecuados procedimientos constructivos y materiales de construcción de tipo precario (lámina, madera), incrementan el riesgo ante el impacto de los PRM.

Agrietamientos

En la zona localizada al sureste del cerro del Peñón del Marqués se encuentra el Sistema Peñón (Figura 4.26), el cual empezó a operar desde finales de 1960 y está formado por nueve pozos de extracción de agua, que alcanzan profundidades de 200 y 250 m. Esto ha provocado variaciones en los niveles piezométricos. El análisis realizado en los pozos ubicados en la Delegación Iztapalapa, muestra un descenso en los niveles estáticos de 6 metros en un lapso comprendido entre 1985 a 1995, lo cual da un promedio de 60 centímetros por año (Aguilar-Pérez *et al.*, 2006). Como un efecto asociado a la extracción de agua que genera hundimientos del terreno, se tiene la presencia de agrietamientos en la zona lacustre y de transición. El efecto es particularmente grave en la zona de transición abrupta donde se produce fallamiento del terreno con desniveles de hasta 1 m; en estos casos es frecuente que las grietas sean paralelas a la topografía de los cerros (grietas anulares).

El piedemonte del Peñón, con un radio aproximado de menos de un kilómetro, es la zona más afectada, donde el agrietamiento es favorecido por el bombeo que realizan 9 pozos localizados en esta zona. El resultado es la formación de grietas concéntricas y desplazamientos ladera abajo y escalones a manera de escarpes de falla normal. Los problemas se han agravado en los últimos 15 años por el crecimiento de estas grietas en el piedemonte del cerro y aún en la planicie lacustre (Lugo-Hubp *et al.*, 1996).

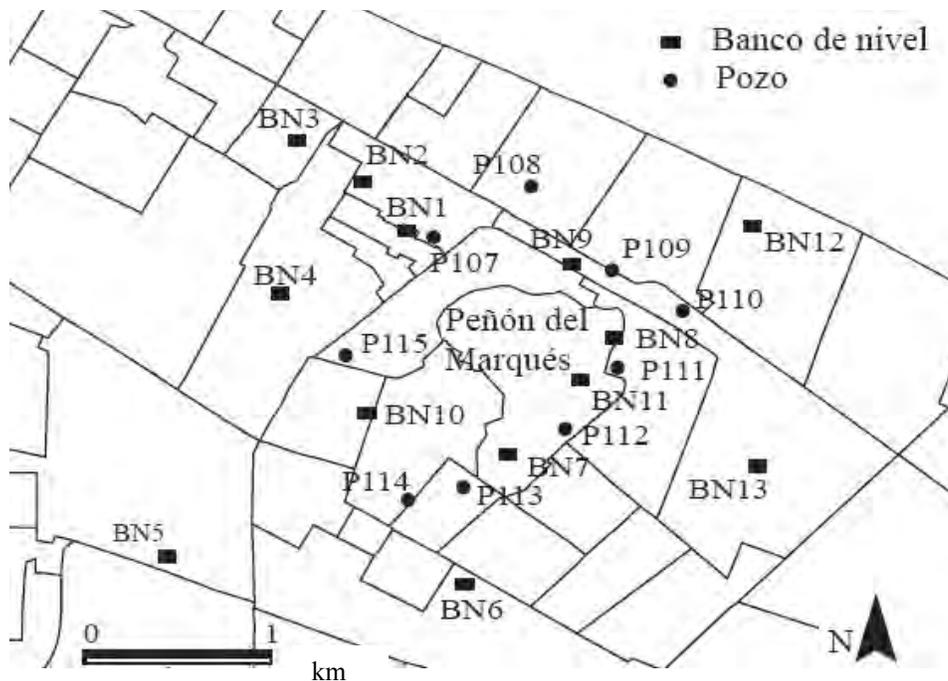


Figura 4.26.- Localización de pozos y bancos de nivel (Aguilar-Pérez *et al.*, 2006).

De manera concreta, se puede decir que el proceso que afecta al Peñón es un complejo mecanismo de *hundimiento–deslizamiento*, donde la estratigrafía del subsuelo influye para que exista un corrimiento de los materiales granulares o arcillosos más finos sobre un estrato basal inclinado, favorecido o acelerado por la consolidación de los materiales finos y eventualmente por el colapso de estratos arenosos que rodean al cono.

Aunado a esto, en sistemas de drenaje mal sellados donde se provoca un flujo permanente de agua, se favorece la generación de zonas de tensión en los estratos superficiales, produciendo el agrietamiento y asentamiento de carácter local. Las fugas de agua pueden cambiar la humedad de materiales, provocando grietas, asentamientos y socavación.

En términos de riesgo, la dinámica de las grietas ha generado la afectación de casas habitación, edificios públicos e infraestructura urbana (pavimentos, banquetas, ductos de agua, drenaje, etc.), causando pérdidas y daños que generan una necesidad permanente de inversión en reparaciones. El estado de muchos edificios es cada vez más precario, por lo que requieren de reforzamiento continuo. Por ello la urgencia de desarrollar un programa de gestión del riesgo y de monitoreo a largo plazo en la zona.

4.6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El cerro del Peñón del Marqués ha sufrido un proceso de urbanización con efectos negativos en la estabilidad de las laderas, debido a cortes o excavaciones, sobrecarga de las construcciones, vibraciones de vehículos pesados, presencia de agua en las fracturas (por fugas o carencia de servicios sanitarios), entre otros. Las condiciones geológicas, geomorfológicas y geotécnicas del cono volcánico, aunado a la alta vulnerabilidad de muchas viviendas debido a carencias constructivas y al nivel socioeconómico desfavorable de una parte de la población, implican un importante riesgo para sus habitantes (Figuras 4.27 y 4.28).



Figura 4.27.- Viviendas con deficientes procedimientos constructivos asentadas al pie de un talud afectado por procesos de caída de rocas.



Figura 4.28.- Aspecto de la vulnerabilidad de los asentamientos, reflejada en la calidad de las construcciones.

Los PRM que afectan al Cerro Peñón del Marqués se pueden resumir en los siguientes mecanismos:

- 6) Caída por rodamiento de bloques redondeados, subredondeados o irregulares, que han sido separados del macizo rocoso y que están simplemente apoyados sobre la ladera.
- 7) Caída por desprendimiento de bloques localizados en zonas de pendiente abrupta, escarpes y cantiles de origen antrópico.
- 8) Volteo de bloques tabulares o columnares, asociados a los derrames de lava, donde existe fracturamiento vertical asociado.
- 9) Deslizamiento de bloques o cuñas cuyos planos o líneas de intersección afloran en la cara del talud, siendo cinemáticamente posible su movimiento.
- 10) Flujos de material detrítico y bloques, en zonas donde se ha acumulado el material de manera natural o en tiraderos de escombros producto de la acción humana.

Asimismo, la actividad humana ha ido transformando las condiciones de filtración por medio de las construcciones, pavimentación, drenaje y red hidráulica, mismas que modifican el régimen de infiltración y escurrimiento, incidiendo en una menor recarga de los mantos subterráneos y más inundaciones. Esto a su vez provoca mayores hundimientos a nivel regional y en el caso del piedemonte, donde la estratigrafía favorece el desplazamiento lateral de las capas de material limo-arcilloso sobre el basamento rocoso, los procesos de agrietamiento se van agravando cada vez más.

Aunado a esto, las presiones hidráulicas dentro de las grietas preexistentes, tanto por agua de lluvia como por fugas en la red hidrosanitaria, favorecen la propagación de las mismas.

En la zona es frecuente la atención de emergencias en temporada de lluvias, ya sea por PRM, socavaciones o agrietamientos, que han generado afectaciones estructurales en viviendas, rotura de instalaciones sanitarias, caída de árboles, postes de luz y eventualmente pérdidas humanas.

La problemática que se presenta en el Peñón del Marqués implica establecer un programa preventivo y de monitoreo de los taludes y agrietamientos a mediano y largo plazo, debido a la situación de riesgo latente que afecta a la población.

Recomendaciones geotécnicas para la zona de taludes

- 1) Recubrir los taludes que no han sido tratados, mediante malla de triple torsión para encauzar el desgrane de los materiales al pie del talud.
- 2) Construir o ampliar los muros de contención, con el fin de evitar que las rocas puedan causar daños a los vehículos, la infraestructura civil o eventualmente a las personas.
- 3) Retirar el material de la cima los taludes en forma de terrazas, en los sitios donde existan superficies potenciales de falla que tengan la inclinación a favor de la pendiente, para disminuir los riesgos por deslizamientos.
- 4) Anclar o retirar los bloques potencialmente inestables, tomando las medidas de protección correspondientes y en donde las condiciones del terreno lo permitan.
- 5) Sellar fisuras que puedan servir como planos potenciales de falla, para evitar su desarrollo impidiendo la infiltración del agua.
- 6) Efectuar mantenimiento e inspección de las obras por lo menos cada seis meses, donde se debe verificar el estado de las mallas y retirar el material acumulado al pie del talud.
- 7) No verter agua de las viviendas de la corona del talud hacia abajo para evitar filtraciones y empujes hidrostáticos.
- 8) Desalojar las viviendas situadas en condiciones de alto riesgo, con el potencial de impacto directo de bloques y donde la mitigación sea compleja o más costosa que la reubicación.
- 9) Evitar construcciones en los cortes, en zonas donde haya deslizamientos o caídos previos.
- 10) Limpiar los taludes, retirando basura y raíces de árboles que puedan crecer entre las fracturas de las rocas.

Recomendaciones generales para la zona de agrietamientos

- 1) Revisar las condiciones del drenaje, ya que se reconocieron o se infirieron numerosas fugas de agua, tanto en unidades habitacionales como en las calles.
- 2) Impedir la circulación de vehículos pesados en el piedemonte del Peñón, donde existan agrietamientos.
- 3) Evitar construir en terrenos donde antes hubo viviendas afectadas por grietas, pues los problemas en estos sitios son recurrentes.
- 4) Rellenar las grietas con bentonita o con mezclas que restauren la continuidad del terreno así como dar mantenimiento continuo a los sitios tratados.
- 5) Limitar la construcción de edificaciones, sobre todo si son de más de un nivel.
- 6) Introducir tuberías flexibles con el fin de tener una mayor resistencia a los esfuerzos cortantes y para reducir las fugas de la red hidrosanitaria.
- 7) Monitorear permanentemente la zona afectada.
- 8) Establecer un programa de exploración geotécnica y geofísica para plantear soluciones efectivas a largo y mediano plazo.

CAPÍTULO V

INESTABILIDAD EN FRENTE DE LAVA, CASO PALMITAS, SIERRA DE SANTA CATARINA



Aspecto de la caída de rocas en el frente de lava, Colonia Palmitas

5.1.- INTRODUCCIÓN

En este capítulo, se analizan los problemas de inestabilidad asociados a un frente de lava basáltica, localizado en la sección sur-oriente de la Colonia Palmitas, Delegación Iztapalapa. Se presenta la sectorización del frente rocoso realizada con fines de mitigación y prevención, tomando como base el control geológico-estratigráfico del problema, además de la morfología local. Asimismo, se discuten las soluciones geotécnicas implementadas y las acciones llevadas a cabo por parte de las instituciones involucradas, para lograr el restablecimiento de las condiciones de seguridad en la zona.

El frente de lava basáltico pertenece a la Sierra de Santa Catarina (SSC). En esta zona se han realizado diversos trabajos, entre los que podemos mencionar las excursiones realizadas por la Sociedad Geológica Mexicana (Waitz, 1912), donde se describen de manera general las estructuras volcánicas que conforman esta sierra. Asimismo, los estudios realizados por Lugo-Hubp y colaboradores (1994), se centran en la morfología de las unidades volcánicas; el Servicio Geológico Metropolitano (2000), evalúa el peligro por deslizamiento y caída de rocas en los predios de Cabras y Malacates, en las inmediaciones de la SSC; Magaña (2003) analiza la geología a detalle y Cruz (2003) estudia los aspectos de vulnerabilidad y riesgos, centrándose en la problemática de la delegación Iztapalapa.

La SSC es un complejo volcánico monogenético, que incluye procesos de tipo efusivo y explosivo, y dio origen a conos de escoria acompañados de flujos de lava. Las rocas que constituyen la sierra son de composición andesítica y andesítico-basáltica (Lugo-Hubp *et al.*, 1994). Magaña (2003) determinó con análisis geoquímicos de algunas muestras, que las rocas de esta zona son andesitas, con un porcentaje de sílice de 57.7 a 59.13% en peso.

La SSC se divide en 12 unidades volcánicas (Magaña, 2003); cada una consiste en el aparato volcánico principal y sus depósitos piroclásticos asociados. La unidad más antigua es la Caldera seguida por Yuhualixqui, Xaltepec, Mazatepec 1, Mazatepec 2, Tetecón 1, Tetecón 2, Coronillas, Tecuatzin, Guadalupe, Acahaltepec, por último la más joven, San Miguel (Figura 5.1).

La Sierra de Santa Catarina tiene una extensión de 12 km aproximadamente y una anchura de hasta 6 km. Los conos que la conforman tienen altitudes relativas de 60 a 310 m considerando los límites de la unidad volcánica con la planicie lacustre.

Respecto a su edad, la Sierra de Santa Catarina ha sido considerada contemporánea a la Sierra Chichinautzin, como propone Mooser (1975). En la historia geológica de la Cuenca de México, esta zona representa la etapa de actividad volcánica más joven (Urrutia-Fucugauchi, 1995), fin del Pleistoceno y Holoceno. Los rasgos morfológicos que apoyan la edad joven de la SSC son las lavas expuestas en la superficie, que constituyen malpaís, con suelos incipientes o ausentes (Lugo-Hubp *et al.*, 1994) así como una red fluvial que manifiesta poca disección, con corrientes de bajo orden de tipo radial y paralelo, así

como poca longitud y profundidad debido a la alta permeabilidad del material piroclástico y al fracturamiento de las lavas.

Las modificaciones principales del relieve de la Sierra de Santa Catarina se deben a factores antrópicos tales como la explotación de minas a cielo abierto (Figura 5.2) y la realización de cortes para construcción de viviendas.



Figura 5.1.- Principales estructuras volcánicas de la Sierra de Santa Catarina: A) Yuhualixqui; B) Xaltepec; C) Tetecón; D) Mazatepec; E) Tecuautzi; F) Guadalupe; G) Acahaltepec y H) La Caldera. El círculo señala la zona donde ocurrió la inestabilidad del talud.



Figura 5.2.- Aspecto de las actividades de extracción de material en el volcán Xaltepec.

Un rasgo estructural importante, es la falla Santa Catarina la cual es de tipo normal con dirección preferencial $N73^{\circ}E$ y longitud de 10 km (Magaña, 2003); corta un espesor considerable de depósitos aluviales con una edad del Pleistoceno-reciente. Existen varios elementos que indican la presencia de esta falla, como la alineación de aparatos monogenéticos (Nakamura, 1977), la elongación con dirección N-S de los volcanes Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecón y Tecuatzin. Sin embargo también se define de acuerdo con evidencias geofísicas como gravimetría y sismicidad (Campos-Enríquez *et al.*, 1997; CIGSA, 2000; Montiel-Rosado, 1990). Los valores de elipsoidad obtenidos para los conos de la Sierra de Santa Catarina (Tabla 5.1) sugieren un control estructural (Magaña, 2003).

La pendiente de los conos es en promedio de 30° , que es un valor típico para este tipo de estructuras. En los frentes de los derrames de lava la pendiente es abrupta, por lo que dichas zonas son susceptibles a presentar problemas de estabilidad de bloques.

Nombre	Altitud cima (msnm)	Altitud base (msnm)	Altura relativa(m)	D. mayor (m)	D. menor (m)	Elipsidad	Pendiente (°)
Yuhualixqui	2420	2260	160	1440	1158	0.80	30
Xaltepec	2510	2280	230	1450	1200	0.83	32
Tetecón	2480	2280	200	850	580	0.68	31
Mazatepec	2550	2380	170	950	450	0.47	30
Tecuatzí	2650	2440	210	750	650	0.87	38
Guadalupe	2740	2450	290	1700	1350	0.79	35
La caldera	2470	2320	150	1450	1150	0.79	32

Tabla 5.1.- Morfometría de las estructuras que conforman la SSC (Magaña, 2003).

Influencia antrópica en la Sierra de Santa Catarina

La explotación a cielo abierto de los materiales volcánicos de la SSC se ha presentado durante varias décadas, principalmente para la construcción, práctica que aún se desarrolla en la actualidad. Los procesos de urbanización y ocupación irregular que alteran las condiciones naturales del medio, influyen posteriormente de manera negativa, debido a la sobrecarga de las construcciones, cortes en los taludes con el fin de ganar espacio para la construcción (Figura 5.3), deficiencias en las instalaciones sanitarias, generación de zonas de acumulación de escombros, por mencionar los más importantes.

La figura 5.4 muestra el cambio radical que sufrió la SSC durante un periodo de 40 años, haciendo una comparación gráfica mediante una foto aérea y una imagen actual. Para 1960 el área estaba totalmente despoblada, con condiciones del uso de suelo diferentes a las actuales. Hoy en día vemos una gran mancha gris que cubre todo el piedemonte y parte de las laderas, con los consecuentes deterioros ambientales, ecológicos y urbanos.



Figura 5.3.- En los cortes generados en los conos de escoria se localiza infraestructura que en sí misma representa un riesgo, tales como tanques de almacenamiento de combustibles.



a)



b)

Figura 5.4.- a) Foto aérea de 1960; b) imagen actual obtenida de Google Earth, año 2010.

5.2.- EVENTO EN LA COLONIA PALMITAS

Los problemas de inestabilidad de taludes y laderas en las zonas urbanas de la ciudad de México, se ven agravados por factores socio-ambientales y políticos, por prácticas constructivas inadecuadas, donde generalmente se omiten las normas constructivas y de uso del suelo de la ciudad. Las propias normas y regulaciones carecen de control y supervisión, resultando en un manejo negligente de índole antropogénico. Todo ello incrementa la vulnerabilidad de los asentamientos humanos frente a dichos fenómenos, lo cual tiene efectos más marcados en los sectores urbanos de más bajo nivel socioeconómico, especialmente aquellos asociados a asentamientos irregulares. Aunado a esto, en muchos casos no existen obras de mitigación o bien presentan deficiencias constructivas, planteándose más bien como soluciones psicológicas (que dan la sensación de seguridad, como lo es el uso indiscriminado del concreto lanzado) en vez de geotécnicas.

Un caso concreto se presentó el día 22 de enero de 2009, aproximadamente a las 7:48 a.m. en la Colonia Palmitas (Figura 5.5), en la Delegación Iztapalapa, donde un talud rocoso presentó el desprendimiento de un volumen aproximado de 240 m³, lo que representa un peso aproximado de 600 toneladas de material rocoso, mismo que se proyectó sobre un muro pantalla y que provocó la muerte de dos personas y afectaciones a cinco viviendas de construcción precaria (Figuras 5.6 y 5.7). Las coordenadas UTM del punto del colapso son: X= 497457, Y= 2137520, Altitud= 2295 m.

Este evento, suscitó un conjunto de acciones que involucraron a entidades gubernamentales y académicas.

La gestión del riesgo en la zona incluyó las siguientes etapas:

- 1) atención a la emergencia y gestión social inmediata.
- 2) determinación del potencial riesgo en otros sitios mediante un estudio geológico-geotécnico.
- 3) sectorización del frente de lava con fines preventivos y de mitigación.
- 4) evaluación del número de personas afectadas y evaluaciones estructurales de inmuebles.
- 5) mesas de trabajo, tanto técnicas como de gestión social, orientadas a la mitigación de riesgos y a la coordinación de evacuaciones preventivas y apoyo social.
- 6) seguimiento a trabajos de estabilización de taludes, corrección de tuberías y demás recomendaciones orientadas a mitigar el riesgo.
- 7) Monitoreo de los taludes.

Lo anterior fue fundamental para el restablecimiento de las condiciones de seguridad a corto plazo en la zona. Sin embargo, las condiciones de potencial inestabilidad en otros sitios similares hacen necesario el análisis de este caso como un ejemplo representativo de lo que puede suceder en otros frentes rocosos de los amplios derrames de lava que rodean a la Sierra de Santa Catarina.

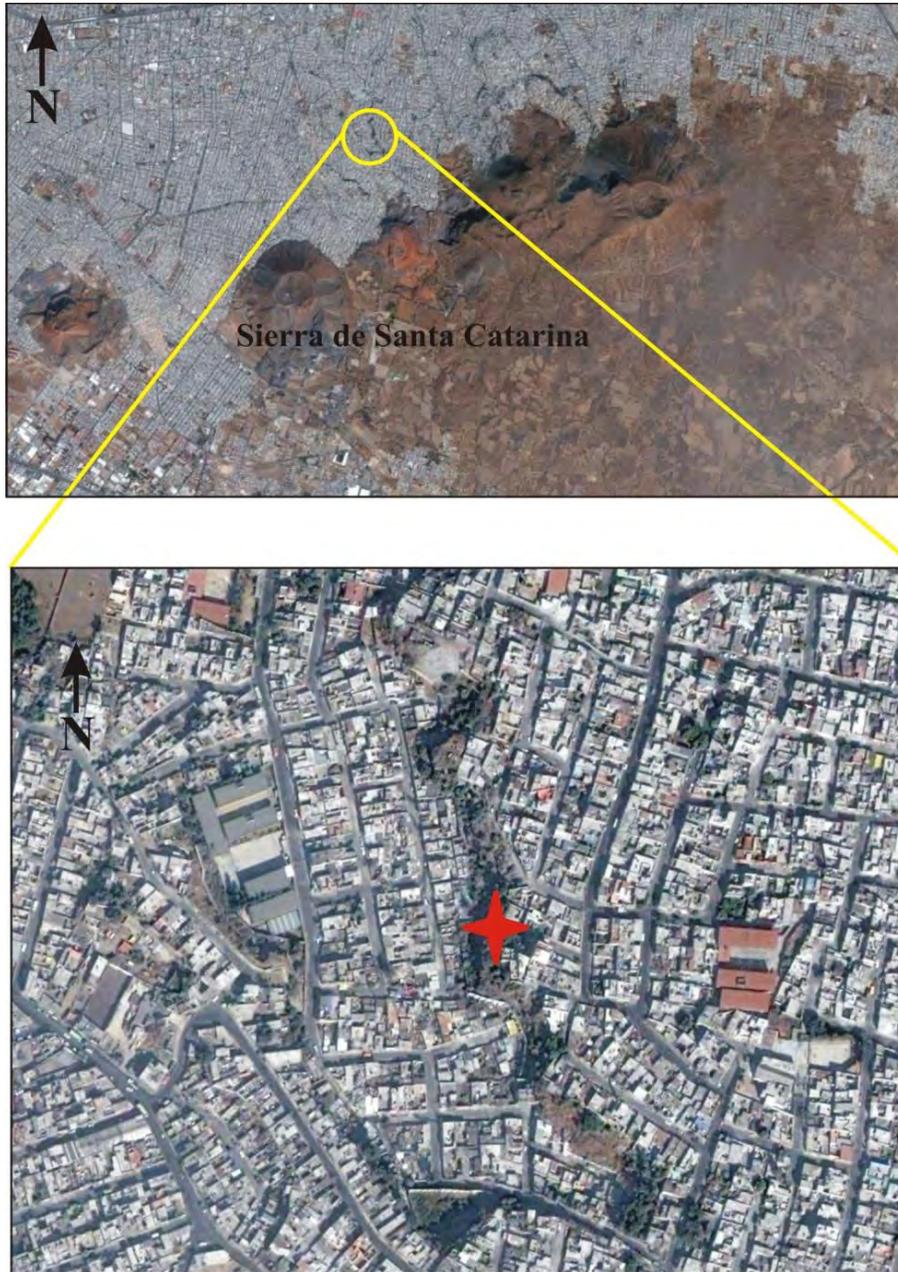


Figura 5.5.- Localización de la zona de inestabilidad del talud. Imágenes tomadas de Google Earth.



Figura 5.6.- Aspecto de los daños ocasionados momentos después del colapso del frente rocoso.



Figura 5.7.- Acciones de retiro de bloques encima de las viviendas.

5.3.- MECANISMOS DE INESTABILIDAD Y CARACTERIZACIÓN DEL FRENTE DE LAVA

La estratigrafía del frente de lava consiste básicamente de tres estratos con características y propiedades muy diferenciadas:

1. En la base existe una capa con un espesor que varía de 2 a 4 m con respecto al pie de los taludes, formada por secuencias horizontales de lapilli y ceniza de consistencia deleznable, las cuales presentan erosión diferencial (Figura 5.8).
2. La zona intermedia está conformada por una capa de escoria volcánica, conformada por bloques de consistencia deleznable aunque en ocasiones se encuentran soldados y presentan mayor resistencia (Figura 5.9).
3. La parte superior está conformada por secuencias de lava basáltica, vesicular y con fracturamiento sin un patrón definido, originadas por actividad efusiva (Figura 5.10). En ocasiones esta última secuencia se presenta como bloques de escoria, pero con una dureza casi similar a la de la roca masiva fracturada. Los macizos rocosos presentan discontinuidades tales como juntas de enfriamiento y fracturas de origen antrópico, debido a la explotación de la roca con explosivos o en forma manual. Los bloques delimitados generalmente tienen forma cúbica, subredondeada, en cuña y en lajas, pero principalmente irregular.



Figura 5.8.- Secuencias horizontales de lapilli y ceniza volcánica.



Figura 5.9.- Escoria volcánica de aspecto vesicular, con presencia de oquedades.



Figura 5.10.- Aspecto de los derrames de lava que yacen sobre las capas de escoria y de lapilli. Se aprecian bloques caídos al pie del talud.

La altura de los taludes a lo largo de todo el frente es variable, en promedio de 8 a 12 m. Los problemas que se presentan en los taludes, obedecen a la disposición desfavorable de las diferentes capas de material. La capa de lapilli en general es deleznable y su rápida erosión, provoca que los taludes tengan una pendiente negativa, generando grandes bloques y cuñas en una posición a desplome, es decir sin un apoyo en la base, con el potencial de presentar desprendimientos y colapsos súbitos (Figura 5.11).

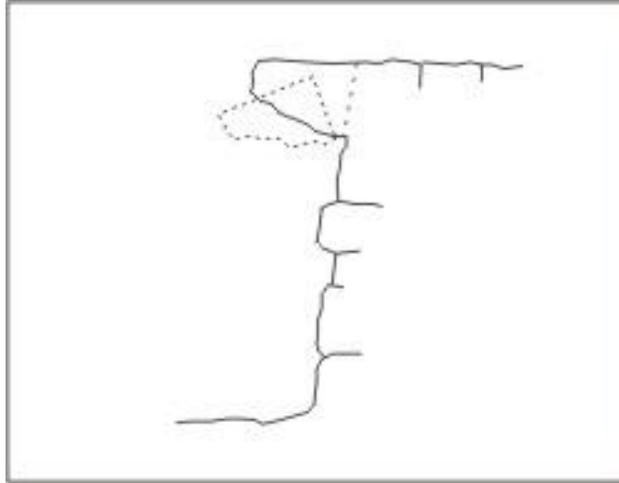


Figura 5.11.- Esquema de la posición a desplome o en cantiléver, que es el mecanismo principal de las remociones que presentan los taludes del frente de lava.

Las figuras 5.12 y 5.13 muestran el aspecto de estos tres tipos de materiales en conjunto, lo que condiciona los procesos de inestabilidad, debido a la diferencia de comportamiento mecánico.



Figura 5.12.- La diferencia de competencia mecánica promueve la posición a desplome de los bloques.



Figura 5. 13.- Aspecto del frente rocoso con señales de erosión en su base.
El muro pantalla de concreto se encuentra a unos metros del talud.

Los mecanismos principales de movimiento son, la caída primaria o por desprendimiento, controlada esencialmente por la pérdida de apoyo al pie de los bloques (Figura 5.14) debido a la erosión de los estratos inferiores de lapilli y escoria volcánica. En frentes rocosos con pendiente negativa existen bloques o cuñas, apenas sostenidos por la fricción entre discontinuidades, que pueden presentar deslizamiento, volteo (Figura 5.15), desprendimiento o un mecanismo combinado. Asimismo se presenta la caída secundaria o por rodamiento, de bloques sueltos sobre la cara del talud, con el potencial de proyectarse pendiente abajo afectando a las viviendas (Figura 5.16) y al muro de concreto (Figura 5.17).

Entre los factores que promueven la inestabilidad en la zona están los siguientes: crecimiento de raíces entre las discontinuidades de los árboles; filtraciones de origen antrópico (tales como fugas, vertido de aguas domésticas hacia la corona del talud, etc.); sobrecarga de las construcciones que llegan a tener de 3 hasta 4 niveles; la diferencia de las propiedades mecánicas e hidráulicas de los litoestratos y la estratigrafía particularmente desfavorable.

El fracturamiento de los macizos rocosos de la zona se debe, en primer lugar, al tipo de roca (basaltos vesiculares) con planos de flujo y enfriamiento. Asimismo la tectónica del lugar y el uso de explosivos para la obtención de material de construcción hasta hace aproximadamente 40 años, según refieren los habitantes de la zona, ha inducido mayor fracturamiento.



Figura 5.14.- Bloques tratados con concreto lanzado, pero con la condición de inestabilidad latente, dada por su pérdida de apoyo en la base del bloque.



Figura 5.15.- Gran bloque delimitado por una discontinuidad vertical y con las raíces del árbol ejerciendo efecto de cuña.



Figura 5.16.- Bloques de 1 a 20 m³ apoyados sobre la pendiente.
Las viviendas se localizan a unos cuantos metros.



Figura 5.17.- Daños en el muro de concreto debido al impacto de un bloque rodado.

Sectorización del frente de lava

Con fines de atención a la emergencia y para valorar oportunamente las condiciones de los taludes, se realizó una sectorización de todo el frente usando una ficha geotécnica con su anexo fotográfico (Figuras 5.18 y 5.19), que toma en cuenta aspectos tales como la morfología local de los taludes (concavidad/convexidad), presencia de bloques, mecanismos potenciales de inestabilidad, influencia antrópica (rellenos, fugas de agua, procedimientos constructivos) y existencia de obras de mitigación previas (ya sea funcionales o no).

Con ello se dividió el frontis rocoso, de aproximadamente 1 km de longitud, en 18 sectores (Figura 5.20), mismos que sirvieron de referencia para la gestión y valoración técnica de las soluciones de mitigación. Asimismo, se definieron zonas especiales de prevención (Figura 5.21), denominadas ZEP (Secretaría de Protección Civil, 2009), las cuales funcionaron como referencia en la gestión social, para definir acciones y evacuaciones preventivas así como para apoyos en materia de vivienda.

Punto 8	
Calle: Pistaches	Fecha: 26 enero 2009
Colonia: Palmitas	
Coordenadas (UTM)	X: 497457 Y: 2137520
Características del talud:	Tiene una altura aproximada de 10 m, está compuesto aparentemente por tres eventos volcánicos. En un costado, existe un tiradero de basura mezclada con material suelto. Presenta muro de concreto como obra de mitigación que se encuentra a 6 m del talud.
Estratigrafía:	La columna estratigráfica se diferencia de su base a la cima por tres eventos volcánicos. <ul style="list-style-type: none"> • El primer evento consiste en un depósito de material arenoso, producto de diferentes flujos piroclásticos. • El segundo evento consta de escoria volcánica muy deleznable, de espesor variable. • El tercer evento está conformado de bloques masivos y de escoria, densamente fracturados.
Fracturamiento y tamaño de bloques:	Esta zona presenta intenso fracturamiento y abundantes bloques. Es la zona del colapso que suscitó la emergencia, anteriormente documentada. Hay grandes fracturas con espaciados menores de 1 m y aperturas de 10 cm aproximadamente.
Mecanismos de movimiento:	En la zona predomina la caída, el volteo y el colapso por pérdida de apoyo al pie.
Recomendaciones:	<ul style="list-style-type: none"> • Limpieza del talud mediante el retiro del material. • Reubicación de las personas que habitan la vivienda localizada en la cima del talud, debido a la alta vulnerabilidad que presentan. • Se deberán encauzar los escurrimientos de agua provenientes de la calle de Maguellales ubicada en la corona, al sistema de drenaje pluvial de la colonia ubicada al pie del talud, reconstruyendo el sistema de drenaje con tubos de alta densidad (HDP). • Se retirarán los bloques inestables o sueltos del macizo basáltico ubicado en la parte derecha. • Para evitar empujes de agua sobre el muro, se recomienda instalar drenes de 3” de diámetro a cada 2.0 m, en la parte baja del muro de concreto, colocándolos lo más bajo posible y encauzar los escurrimientos al sistema de drenaje de la colonia.

Figura 5.18.- Ficha geotécnica empleada para caracterizar los sectores del frente rocoso.

Punto 8. Zona del colapso.



Figura 5.19.- Anexo fotográfico que complementa la ficha geotécnica.
El punto mostrado corresponde con la zona del colapso.



Figura 5.20.- Sectorización de los 18 frentes (Secretaría de Protección Civil, 2009).

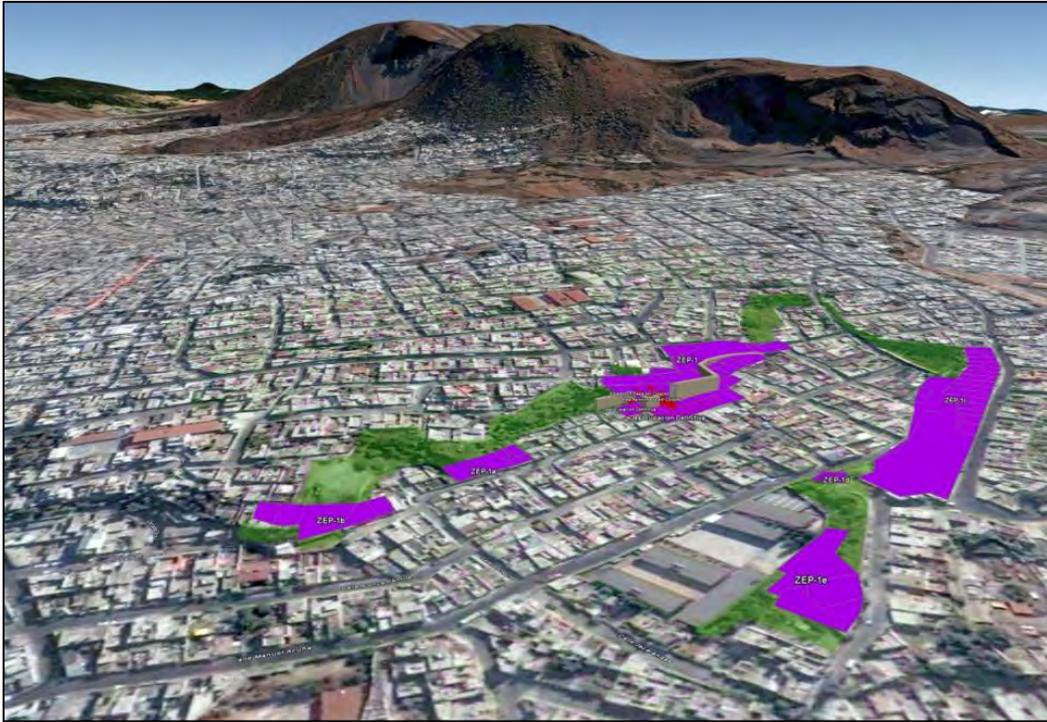


Figura 5.21.- Vista 3D del frente, con una imagen de Google Earth.
Se marca la sectorización del frente rocoso, en verde y las zonas especiales de prevención (ZEP) en morado (Secretaría de Protección Civil, 2009).

5.4.- PREVENCIÓN Y MITIGACIÓN DE RIESGOS

Un aspecto importante para la gestión del riesgo a nivel local, es la mitigación, la cual debe estar fundamentada en un conocimiento detallado de las condiciones de los macizos rocosos, su comportamiento ante fuerzas externas, así como en la comprensión del mecanismo potencial de falla. La mayoría de los taludes existentes en el frente de lava escapan a cualquier análisis de estabilidad tradicional, toda vez que tienen configuraciones peculiares, aunque se resalta el uso de técnicas de estabilización tradicionales. Las soluciones fueron planteadas por la empresa Técnicas Geomecánicas en la Construcción (TGC) y por personal técnico de la Secretaría de Protección Civil del Gobierno del Distrito Federal. Previamente se realizó una labor social y de apoyo comunitario para coordinar evacuaciones preventivas durante los trabajos. Asimismo, se involucró a la población de la zona en el cuidado y mantenimiento de las obras, además de concientizarla sobre las prácticas que deben evitar para así reducir al mínimo el riesgo por causas antrópicas. La tabla 5.2 resume las soluciones planteadas para cada tipo de talud (Figuras 5.22 a 5.25).

Características de los taludes	Alternativa de mitigación
Pequeños bloques en cantiléver	Reposición de roca al pie mediante muretes de mampostería
Grandes zonas con bloques en cantiléver.	Muros de mampostería
Grandes zonas con bloques en cantiléver.	Muros de gaviones con relleno
Zonas de material suelto, detrítico.	Muros de gaviones sin relleno
Zonas con intenso fracturamiento que formen bloques pequeños (<1 m ³).	Malla de triple torsión con concreto lanzado/Malla de alta resistencia
Grandes bloques con posibilidad de desprenderse, volcar o deslizar sobre planos.	Anclas
Grandes bloques tabulares con posibilidad de volcar.	Cables de acero
Zonas cóncavas con abundantes bloques sueltos apoyados sobre la pendiente.	Demolición controlada y retiro de bloques

Tabla 5.2.- Resumen de soluciones geotécnicas empleadas.



Figura 5.22.- Demolición controlada de bloques mediante sustancias expansivas.



Figura 5.23.- Barrenación en grandes bloques de roca para la colocación de anclajes.



Figura 5.24.- Empleo de llantas para guiar y amortiguar bloques en caso de que se desprendan.

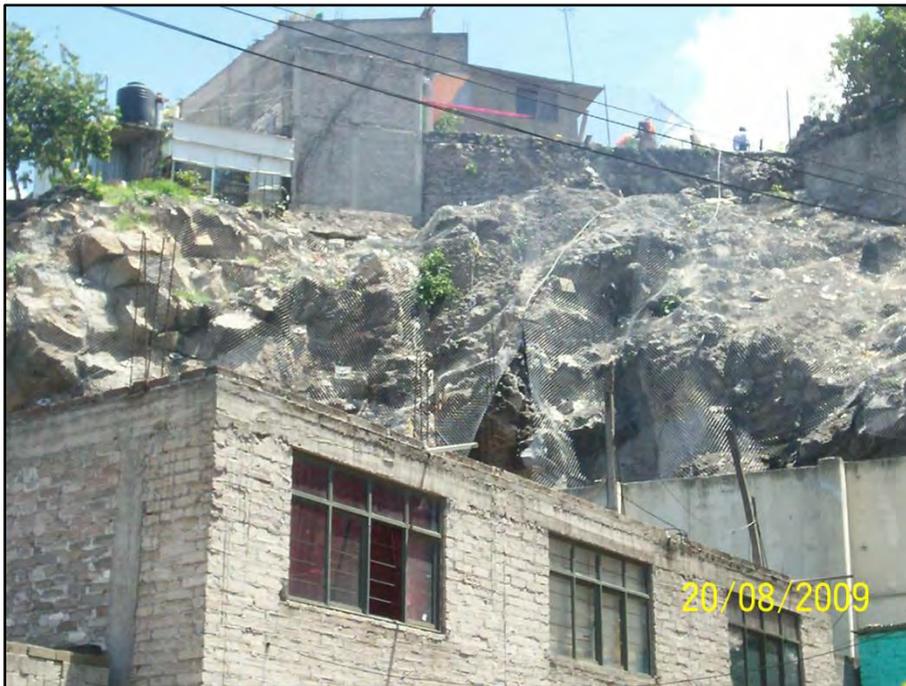


Figura 5.25.- Colocación de la malla de alta resistencia Geobrug, con el fin de evitar rodados y desprendimientos.

5.5.- DISCUSIÓN

A partir de este caso de estudio, se puede afirmar que la inestabilidad en este frente de lava y aún en otros observados alrededor de la Sierra de Santa Catarina, está controlada por la configuración estratigráfica desfavorable, producto de la actividad volcánica de tipo explosivo y efusivo que caracterizó a esta zona. En la base de los taludes existe una capa de espesor variable conformada por secuencias de lapilli, de consistencia deleznable y encima se encuentra una capa de escoria coronada por derrames de lava, que conforma macizos rocosos sin un patrón definido de fracturamiento. Asimismo, las actividades de explotación de material para la construcción propiciaron la generación de cortes verticales así como acumulaciones de escombros, consistentes de rocas sueltas apiladas detrás del muro pantalla construido en años recientes.

El mecanismo principal de inestabilidad es de desprendimiento de bloques, debido a su posición a desplome o en cantiléver. Sin embargo, se observaron otros mecanismos tales como caída por rodamiento de bloques sueltos, volteo de bloques delimitados por discontinuidades verticales y mecanismos de deslizamiento a través de superficies irregulares. El tamaño predominante de los bloques es de 2 a 6 m en su dimensión mayor y generalmente su geometría es irregular.

Se observaron prácticas de origen antrópico que influyen de manera desfavorable para la estabilidad de los taludes en la zona tales como la extracción de los materiales granulares para la construcción, debilitando aún más las condiciones de apoyo de los bloques de la parte superior. Debido a la condición irregular de muchos asentamientos, se carece de instalaciones sanitarias por lo que el agua de uso doméstico se vierte directamente sobre la corona de los taludes, promoviendo la filtración constante a través de las discontinuidades de los macizos rocosos y la alteración de la capa de lapilli de la parte inferior.

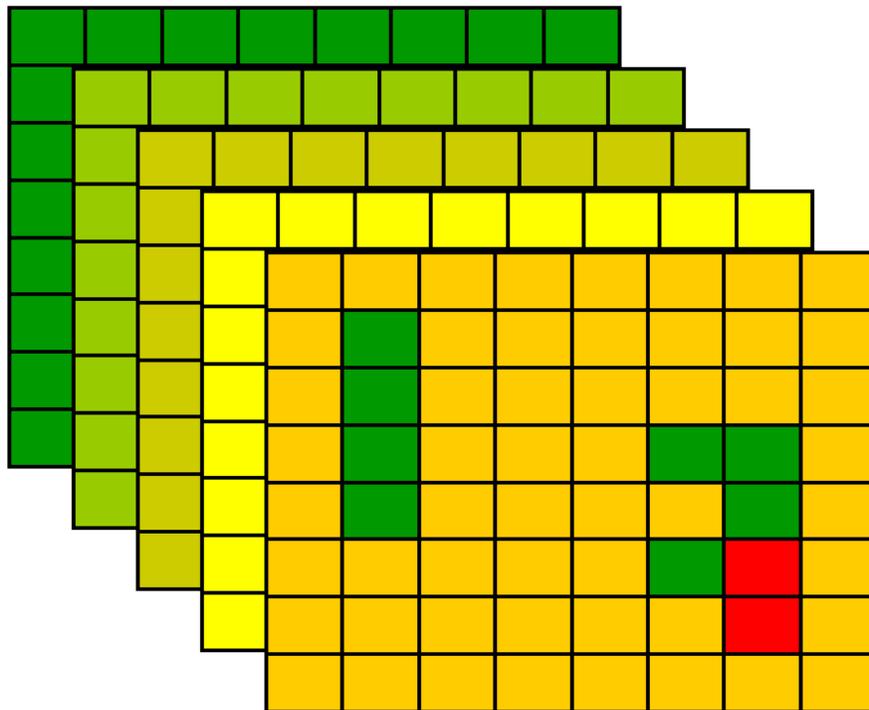
En la corona de los taludes, existen construcciones de hasta tres niveles, lo que implica una sobrecarga importante. Los comentarios expresados por la gente del lugar, se refieren a la roca basáltica como un estrato firme, capaz de soportar el peso de sus viviendas, ignorando que aunque la roca intacta tiene valores altos de resistencia, del orden de 15-30 kN/cm² (Suárez, 1998), ésta a su vez carece de un apoyo adecuado en la base. El comportamiento global del talud indica la necesidad de ofrecer mayor resistencia en la base, ya sea mediante la construcción de muros al pie, que den un soporte adecuado, o bien anclando los bloques hacia zonas interiores del talud. Los trabajos de mitigación realizados incrementan las condiciones de seguridad en este frente rocoso, sin embargo deben estar sometidas a una constante supervisión y mantenimiento, en caso de que las condiciones se alteren, ya sea por la presencia de nuevas zonas inestables o por el deterioro de los tratamientos geotécnicos implementados.

5.6.- RECOMENDACIONES

- 1) Para el adecuado funcionamiento de las obras de mitigación en el frontis Palmitas, se deberá implementar un programa de monitoreo, con base en un control topográfico de alta precisión de testigos colocados sobre los bloques con el potencial de presentar movimiento, para de esta forma valorar los afectos de las obras, particularmente los anclajes.
- 2) En zonas donde se ha estabilizado con malla de alta resistencia, se deberá revisar continuamente el anclaje de sujeción, que es lo que da el soporte y permite que los bloques queden atrapados a la cara de los taludes, de esta forma se evitará que la malla se “cuelgue” y permita el avance de los bloques hacia el pie de los taludes.
- 3) En general se deberá realizar limpieza y desyerbado de la cara de los taludes continuamente para evitar la acumulación de escombros y el efecto de raíces.
- 4) En la medida de lo posible, se deberán evitar filtraciones de la corona del talud, ya sea por fugas o por el vertido de aguas de uso doméstico.
- 5) La mitigación debe dar prioridad al drenaje y a su monitoreo, tanto superficial como interno, para evitar presiones de poro y erosión de los materiales arenosos que subyacen en los taludes.
- 6) Estas labores de mitigación y de mantenimiento se consideran de riesgo, por lo que deben ser realizadas por personal capacitado en este tipo de obras, previa evacuación de los habitantes durante los trabajos.

CAPÍTULO VI

ZONIFICACIÓN DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD



Esquema de la superposición de mapas

6.1.- PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN ROCAS VOLCÁNICAS

Cada formación geológica posee una susceptibilidad específica a presentar procesos de remoción en masa. Las características litológicas de las laderas determinan grado de alteración, propiedades geomecánicas e hidráulicas, respuesta ante cambios de esfuerzo, discontinuidades, entre otros factores.

El factor geológico es el primer condicionante para la ocurrencia de PRM. Su comprensión es muy importante para conocer los tipos de mecanismos de movimiento predominantes y su distribución. En las regiones donde el relieve es de origen volcánico, los tipos de PRM estarán controlados por la litología y estructura de los materiales que conformen las laderas, mientras que su ocurrencia, magnitud y velocidad, depende de un agente detonante, ya sea una precipitación intensa, una erupción volcánica o un evento tectónico (Wieczorek, 1996; Capra y Macías, 2000; Scott *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2003a y 2003b; Zimbelman *et al.*, 2004; Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

Una vez que se emplazan los productos volcánicos se forman las siguientes estructuras: volcanes compuestos, estratovolcanes, domos, conos, calderas, derrames fisurales o flujos de lava (Figura 6.1). La morfología en cada caso es diferente, además de otras características como la composición y litología, estilo eruptivo y modo de emplazamiento, la estructura de la superficie, presencia de discontinuidades, entre otras. Lo anterior implica que la distribución de los PRM está relacionada con la morfología de las estructuras volcánicas mientras que el mecanismo particular de movimiento y el material involucrado, está íntimamente vinculado a los rasgos litológicos y estructurales.

La Cuenca de México, que es una zona eminentemente volcánica, está rodeada por estructuras volcánicas que varían en edad, composición, morfología, modo de emplazamiento y características mecánicas e hidráulicas, lo cual tiene influencia en los tipos de procesos de ladera que se presentan.

Como se ha mencionado, la zona montañosa del Distrito Federal está formada por estratovolcanes, domos, conos de escoria, derrames de lava y amplias secuencias de depósitos vulcanoclásticos. Aunque los tipos de procesos de remoción dependen de las condiciones particulares de cada talud o ladera, en este apartado será importante destacar los tipos de PRM asociados a cada tipo de roca (basalto, riolita, andesita, dacita y productos vulcanoclásticos), así como a cada estructura o depósito volcánico (volcán, domo, cono, derrame de lava, depósitos piroclásticos). Esto es de suma importancia para posteriormente definir las zonas más susceptibles a presentar procesos de remoción en masa, así como su tipología.

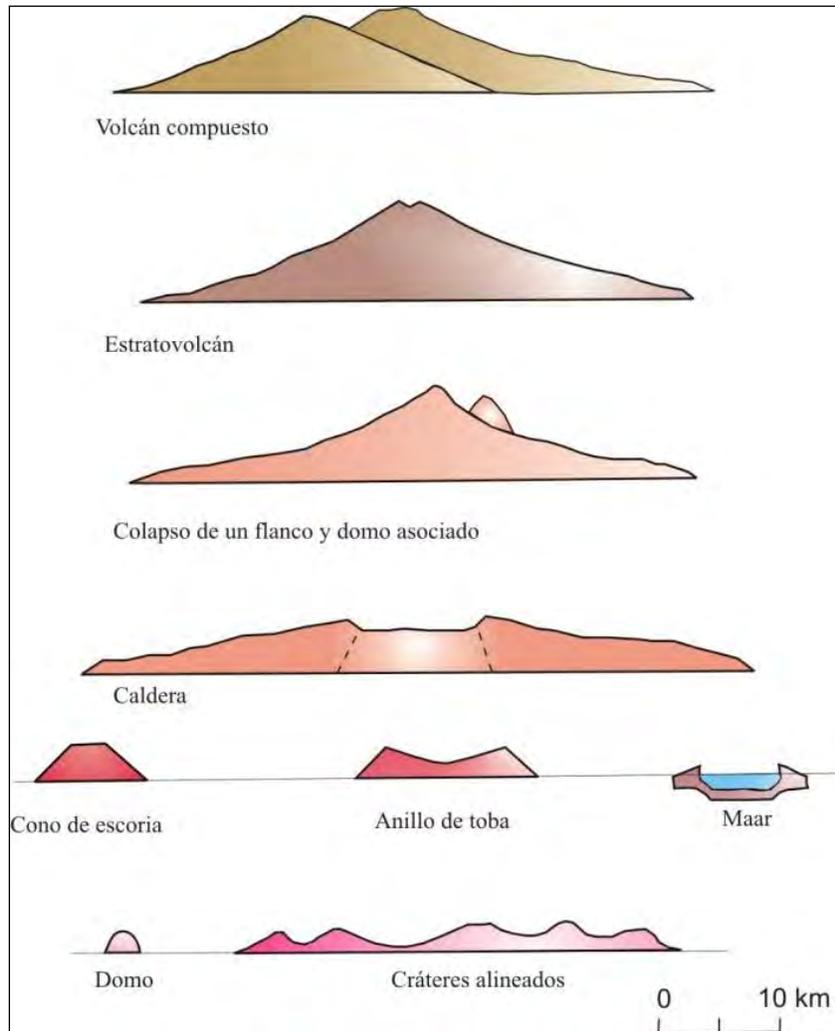


Figura 6.1.- Tipos de estructuras volcánicas (adaptado de Schmincke, 2004).

Rasgos litológicos

La litología juega un papel fundamental, sobre todo en el tipo de proceso o de mecanismo potencial de movimiento de las laderas. Entre las características que podemos asociar con la litología destacan: resistencia a la compresión, tensión y esfuerzo cortante, grado de alteración, porosidad, permeabilidad, presencia de discontinuidades asociadas con la formación de los materiales, entre otras (Giani, 1992; González *et al.*, 2002). Los materiales de origen volcánico presentan características inherentes a los procesos que les dieron origen. En el caso de las rocas formadas por secuencias de flujos de lava, se tiene la presencia de discontinuidades tales como planos de flujo y de enfriamiento (Fink y Anderson, 2000), oquedades (vesículas) y planos de contacto entre diferentes flujos. Además, por lo general existe afectación tectónica en las estructuras volcánicas, lo que genera el fracturamiento y brechamiento de las

rocas, contribuyendo así, a la formación de bloques o brechas que pueden presentar remociones. La forma y tamaño de los bloques, su posición dentro de los macizos rocosos y la orientación relativa de las discontinuidades con respecto a los taludes, definen qué tipo de movimiento es cinemáticamente admisible.

En el caso de los depósitos vulcanoclásticos, presentan una amplia gama tanto en granulometría, forma de emplazarse o depositarse sobre el terreno como en sus características geomecánicas; esto condiciona diferentes tipos de procesos, pudiendo presentarse caída de rocas y de material granular, deslizamientos y flujos canalizados en cauces y barrancas.

Al nivel de macizo rocoso, las rocas volcánicas presentan rasgos que son producto de su formación y que proporcionan datos que ayudan a comprender su forma de emplazamiento. Las vesículas, la disposición de los planos de enfriamiento o de flujo, la presencia de brechas y la textura de la roca, entre otros rasgos, nos indican qué procesos volcánicos estuvieron presentes en el momento de la formación de las rocas. En el caso de los depósitos piroclásticos, el estudio de su estratigrafía, morfología, textura, entre otros rasgos, ayuda a comprender los procesos que les dieron origen y la forma en que se emplazaron.

Las características de las rocas volcánicas que influyen para la generación de PRM son:

1. Presencia de secuencias anisotrópicas (lavas y piroclastos)
2. Variación de las propiedades mecánicas e hidráulicas
3. Diaclasas de enfriamiento
4. Planos de flujo
5. Fracturas
6. Vesículas y cavidades
7. Presencia de bloques sueltos
8. Acumulaciones de material granular

La presencia de secuencias de lavas intercaladas con depósitos piroclásticos, confiere a los macizos rocosos un carácter heterogéneo y anisotrópico. La heterogeneidad implica la existencia de zonas con diferentes propiedades mecánicas e hidráulicas, grado de alteración, contenido de agua entre otras características. La anisotropía implica la presencia de superficies de contacto a través de las cuales las propiedades de resistencia y de permeabilidad son diferentes de las obtenidas en otras direcciones.

En macizos rocosos donde se presenta un solo tipo de litología, existen discontinuidades asociadas al emplazamiento de las lavas. Los planos de flujo se forman durante el ascenso del magma y se deforman durante su avance. Las juntas de enfriamiento se generan como respuesta al cambio en el estado de esfuerzos, debido a variaciones de temperatura durante el flujo (Fink y Anderson 2000). Las fracturas se pueden originar por descompresión o bien estar asociadas a procesos tectónicos, los cuales son característicos en zonas volcánicas. Estas discontinuidades generalmente se interceptan y dan a los macizos rocosos una configuración en bloques, de geometría y tamaño diverso. Otro aspecto de las discontinuidades es que favorece la meteorización a través de estos planos, facilitando la separación de los bloques en los macizos rocosos.

En general los procesos de rotura en macizos rocosos se generan a través de las discontinuidades, pero en ocasiones ocurren involucrando tanto a las discontinuidades como a la roca intacta (Hoek y Bray, 1996). En este caso, la presencia de oquedades en la roca genera altas concentraciones de esfuerzo en sus bordes y propicia la propagación de fracturas a través del material intacto.

Como producto de la actividad volcánica de tipo explosivo, se puede tener la presencia de depósitos vulcanoclásticos, distribuidos en los flancos de los volcanes y estratovolcanes. La gama de depósitos es amplia y su distribución varía tanto vertical como horizontalmente. Los taludes formados por estos materiales son heterogéneos e isótropos. Otro caso de acumulaciones de material granular se da en los conos de escoria, donde los productos expulsados se acumulan formando laderas con pendiente que coincide con el ángulo de fricción o de reposo de los materiales, generalmente de 30-33°.

Rasgos estructurales

Anteriormente, autores como Muller (1959) y Terzaghi (1962) han enfatizado el hecho de que los macizos rocosos no son medios continuos y que su comportamiento está controlado por la presencia de discontinuidades como fallas, juntas, planos de estratificación, planos de flujo, etc. La existencia de estos rasgos estructurales en las laderas influye en la generación de procesos de remoción en masa, ya que el arreglo que forman las discontinuidades en los macizos rocosos determina la geometría, volumen y el mecanismo de movimiento potencial que se puede presentar (Hoek y Bray, 1996).

Las fallas y fracturas condicionan en gran medida el desarrollo y evolución del relieve (Córdova, 1992), además de incidir en la generación de PRM debido al fracturamiento y brechamiento que inducen en los materiales. Las fracturas de los macizos rocosos, generalmente se agrupan en sistemas que poseen sus acimuts y sus ángulos de echado en direcciones predominantes, aunque pueden presentarse, muy raras

veces, como una multitud de fisuras sin direcciones preferenciales (Gaziev, 2003). El fracturamiento asociado a las fallas, generalmente se presenta en forma sistemática y formando arreglos geométricos muy característicos. El fracturamiento sistemático se caracteriza por una geometría, rugosidad, orientación y espaciamiento muy similares. El fracturamiento no sistemático presenta geometrías curvas e irregulares y no sigue ningún patrón definido en cuanto a su orientación y espaciamiento. Los tipos más comunes de arreglos de fracturas son: en paralelo, relay, echelón, relevo, abanico, anastomosado, conjugados, perpendicular y complejo (Van der Pluijm, 2004).

Un esquema práctico para hacer una caracterización general de las zonas afectadas por rasgos estructurales, es propuesto por Pusch (1995), quien propone 7 órdenes de discontinuidades (Tabla 6.1). Las discontinuidades de primer y segundo orden están relacionadas con fallas y fracturas a nivel regional. Las discontinuidades de tercer orden representan rasgos locales y cartografiables en campo. Las discontinuidades de cuarto y quinto orden afectan a los macizos rocosos y son las que podemos observar en los afloramientos; la interacción entre estos órdenes de discontinuidades en los taludes, da lugar a ciertos arreglos geométricos de los bloques delimitados por estos planos de debilidad (Figura 6.2).



Figura 6.2.- Discontinuidades de cuarto orden, que delimitan bloques tabulares.

Orden de las discontinuidades	Descripción
<i>Primer orden</i>	Zonas de fractura regional con algunos kilómetros de espaciamiento y longitud de varias decenas de kilómetros. El ancho de la parte central, en su mayoría hidráulicamente activa y caracterizada por componentes arcillosos, va de un rango de metros a decenas de metros.
<i>Segundo orden</i>	Zonas de fractura local con un espaciamiento de centenares de metros hasta un kilómetro y con una extensión de varios kilómetros. Las características son similares a las de primer orden solo que con menos anchura en el centro y con menor frecuencia de fracturamiento y contenido de arcilla.
<i>Tercer orden</i>	Zonas de fractura local con un espaciamiento de 30-150 m y con un ancho de unos cuantos decímetros hasta dos metros. Su extensión puede ser de varios cientos de metros.
<i>Cuarto orden</i>	Estas discontinuidades son los principales miembros hidráulicamente activos de una roca localizada entre las discontinuidades de alto orden. Ocurren como discretas fracturas con un espaciamiento aproximado de 2 a 10 m, y con una extensión de más de 10 m.
<i>Quinto orden</i>	Representan el 90 % de las fracturas discretas visibles en la roca entre las de más alto orden. Su espaciamiento va de 0.2 a 1 m. Estas discontinuidades representan planos de debilidad donde se generan altos esfuerzos críticos cuando se altera el estado natural de esfuerzos.
<i>Sexto orden</i>	Las discontinuidades de este orden son planos de debilidad a pequeña escala. Representan zonas donde están alineados minerales de baja resistencia o bien fracturas finas. Forman subclases de planos de debilidad que no entran en las discontinuidades de quinto o cuarto orden.
<i>Séptimo orden</i>	Estas discontinuidades representan vacíos intercristalinos y contactos cristalinos incompletos los cuales generan posibles planos de falla (por ejemplo las fracturas de Griffith).

Tabla 6.1.- Caracterización general de los rasgos estructurales. Adaptado de Pusch (2005).

La tabla 6.2 relaciona el ángulo de fricción (ϕ) en las fracturas, con el orden del fracturamiento. Se observa un aumento gradual del ángulo de fricción a medida que se eleva el orden del fracturamiento: zonas de falla y con presencia de brechas y gouge tienen bajos valores de ϕ , mientras que las microfisuras y grietas de Griffith presentan valores altos de ϕ .

Orden de Discontinuidades	Ángulo interno fricción (°)
1	< 20
2	20-25
3	20-30
4	20-35 (excepcional 10-15)
5	35-50
6	45-60

Tabla 6.2.- Ángulo de fricción estimado en función del orden de discontinuidad (Pusch, 1995).

La tabla 6.3, muestra el volumen de material involucrado y la cohesión dependiendo del orden de las discontinuidades (Pusch, 1995).

Volumen rocas m ³	Cohesion (MPa)	Ángulo (°)	Orden de Discontinuidad
< 0.001	10-50	45-60	7
0.001-0.1	1-10	40-50	6, 7
0.1-10	1-5	35-45	5, 6,7
10-100	0.1-1	25-35	4, 5, 6, 7
100-10000	0.01-0.1	20-30	3, 4, 5, 6, 7
> 10000	< 0.1	< 20	todos

Tabla 6.3.- Relación entre las propiedades mecánicas, volumen y orden de discontinuidad (Pusch, 1995).

Entre las formas del relieve originadas por tectonismo se encuentran las fosas y pilares (Figura 6.3), las cuales son importantes en el área de estudio, pues a lo largo de estas estructuras se unen grandes sistemas fluviales que desembocan hacia la planicie. En zonas afectadas por fallas normales de alto ángulo es común la presencia de fracturas paralelas al plano de falla, lo que define planos casi verticales. Estos planos se intersectan con otras discontinuidades como planos de flujo, planos de enfriamiento, fracturas de descompresión o relajación y definen bloques con la posibilidad de volcar o deslizar. La geometría del bloque, la orientación y resistencia de las discontinuidades define en gran medida el tipo de movimiento que puede presentarse. Aparte del fracturamiento existen zonas que presentan harina o brecha de falla, dando la posibilidad de un deslizamiento dada la baja resistencia de estos materiales. Cuando en un afloramiento, la pared de una falla de tipo normal está expuesta y presenta brecha o roca triturada, ésta puede caer por desprendimiento. En la Figura 6.4 se muestran los problemas de estabilidad asociados a los rasgos estructurales.

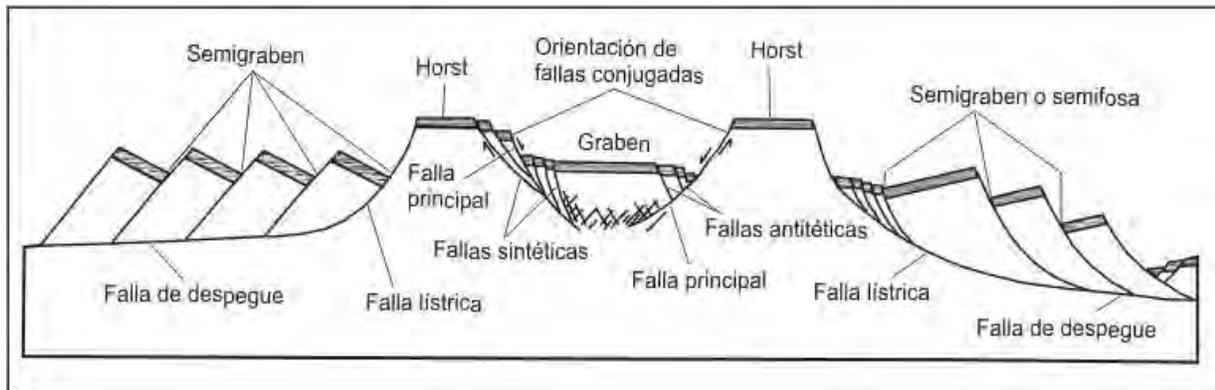


Figura 6.3.- Esquema de un sistema de fallas normales, caracterizado por las fallas principales con sus respectivas fallas secundarias. Modificado de Twiss y Moores (1992).

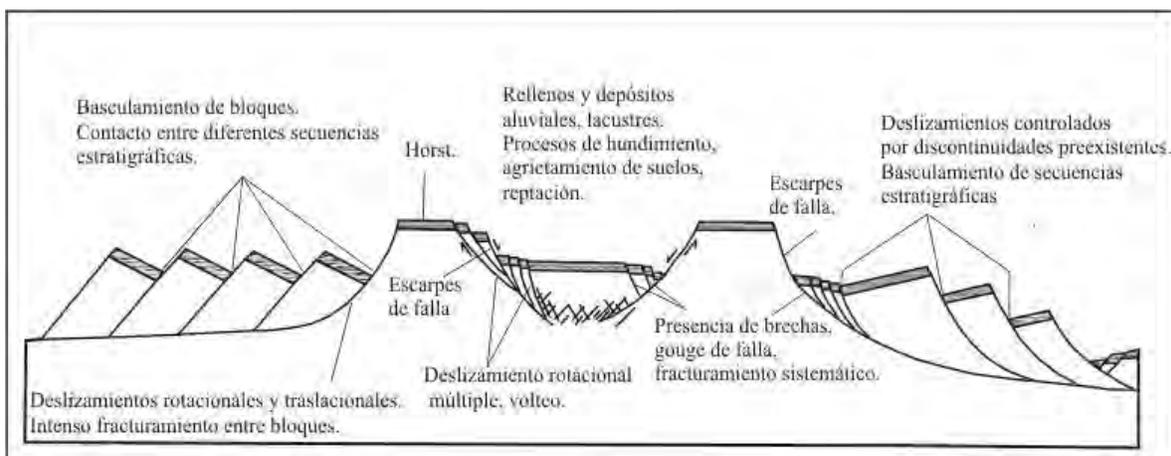


Figura 6.4.- Esquema en términos de los procesos de remoción en masa favorecidos por un control estructural. Adaptado de Twiss y Moores (1992).

Tipología de procesos de remoción en masa en la zona de estudio

A continuación se describen los tipos de PRM presentes en el área en estudio, relacionándolos con las características litológicas así como al tipo de estructura volcánica. Se hace una adaptación a la terminología antes descrita (Hutchinson, 1988; Suárez, 1998), tomando en cuenta el tipo de proceso y el material involucrado.

1) Lavas intermedias y félsicas.

a) *Andesitas*: rocas color gris oscuro, porfíricas finas, con cristales de cuarzo y plagioclasa. A nivel de macizo rocoso se presenta como paquetes de roca muy fracturada, alternando con bloques masivos de forma irregular. En ocasiones presentan fracturamiento sistemático formando lascas de roca y bloques tabulares.

Tipo de estructura volcánica

Volcán: dada su forma cónica, generalmente los procesos se distribuyen radialmente (Figura 6.5). En el caso de volcanes que presentan un colapso de una parte del edificio, esto da lugar a la formación de circos de erosión, que son estructuras en forma de herradura, con escarpes y procesos de erosión fluvial asociados. Los circos de erosión influyen en la generación de procesos de remoción: en las cabeceras se presenta el desprendimiento y volteo de bloques y hacia las porciones bajas e intermedias es común la presencia de bloques cuyo mecanismo es por rodamiento. En las zonas de escarpes de falla, es común el volteo de bloques. Los deslizamientos se pueden presentar tanto en zonas rocosas densamente fracturadas, así como en materiales arcillosos. El deslizamiento plano y en cuña se puede presentar cuando existen discontinuidades que afloran en la cara de los taludes.

Los volcanes y estratovolcanes se presentan principalmente en el núcleo de la sierra de Guadalupe y en la Sierra de las Cruces. Las figuras 6.6, 6.7 y 6.8 muestran ejemplos de remociones en masa observados en este tipo de edificios volcánicos.

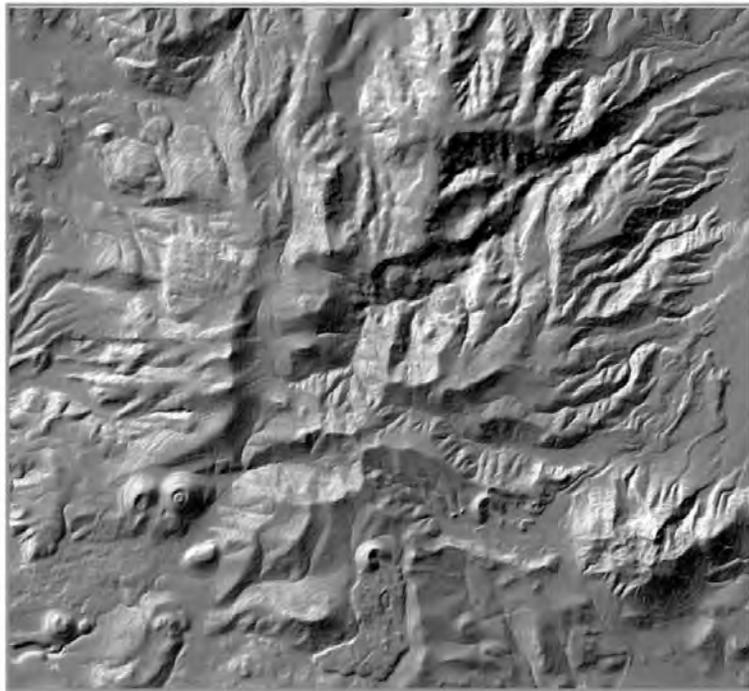
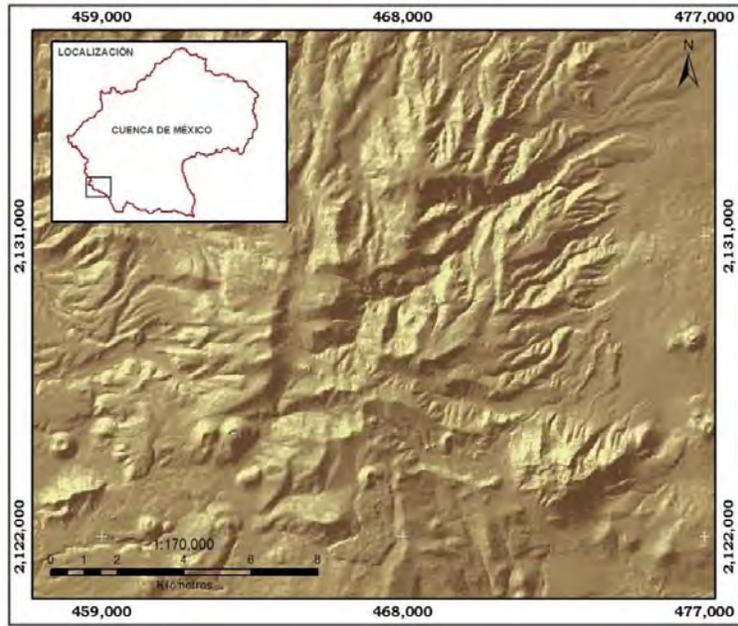


Figura 6.5.- Modelo de relieve sombreado del volcán San Miguel, Sierra de las Cruces.

Procesos de remoción en masa en volcanes

Litología: andesita



Figura 6.6.- Deslizamiento y desprendimiento de bloques en forma de lajas.



Figura 6.7.- Deslizamiento combinado con volteo en macizos rocosos fracturados.

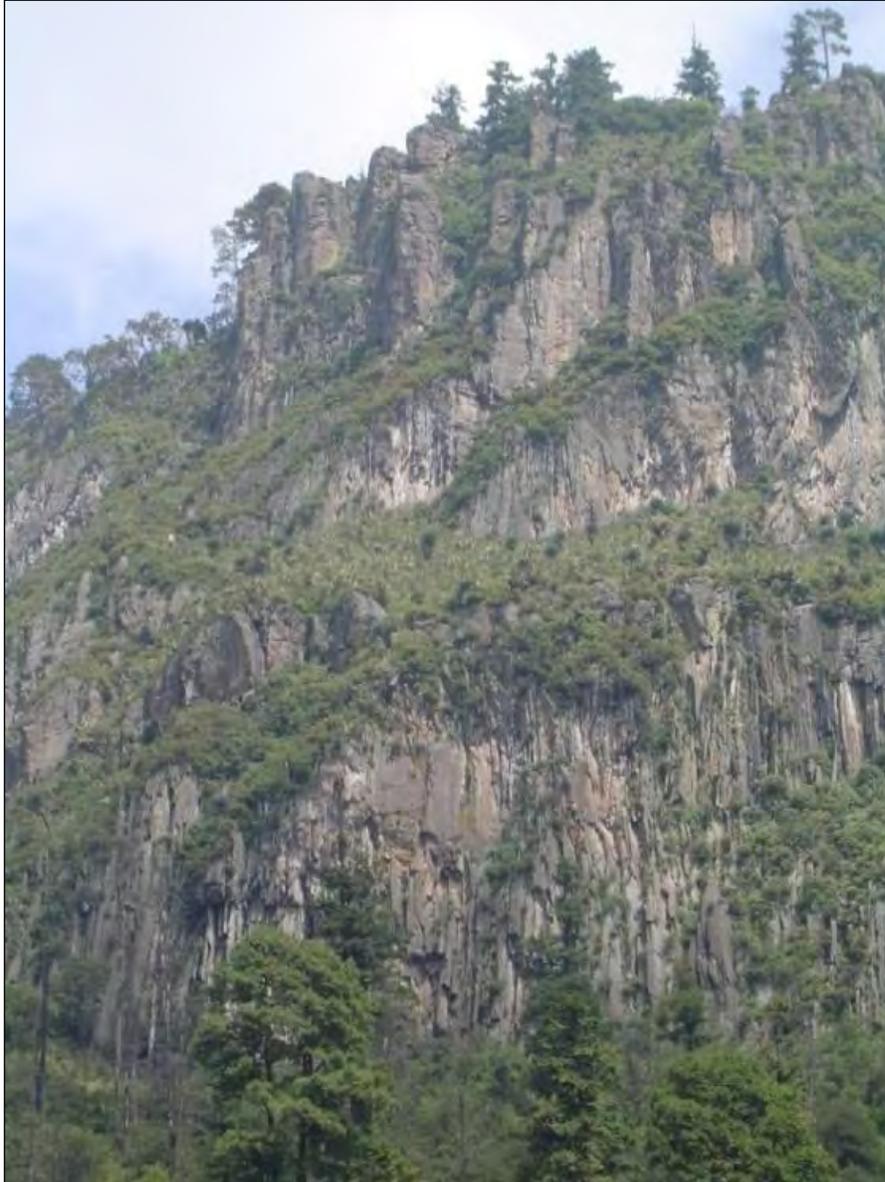


Figura 6.8.- Escarpes de falla en estructuras volcánicas. Los planos de flujo y de enfriamiento delimitan grandes bloques columnares cuyo mecanismo potencial es el volteo. Escarpe en la Delegación Magdalena Contreras, zona de los Dinamos.

b) *Dacitas*: rocas color gris a rosa claro, de textura porfídica, con cristales de plagioclasa y cuarzo, presentan estructura de flujo. A nivel de macizo rocoso presentan arreglos sistemáticos de discontinuidades, como son: planos de flujo, de enfriamiento y fracturas. Las fracturas generalmente se interceptan ya sea ortogonalmente o de manera oblicua, delimitando bloques tabulares, columnares, cúbicos o irregulares.

Tipo de estructura volcánica

Domo: las discontinuidades que afectan a los domos son planos de flujo, de enfriamiento y generalmente también fracturas de origen tectónico. En los flancos de los domos (Figura 6.9) es común el desarrollo de fallas normales, por lo que esta afectación tectónica induce fracturamiento en las rocas. Estas características de los domos hacen que la estructura de su superficie consista en bloques, cuya geometría y arreglo reflejan la dinámica del emplazamiento. La forma de los bloques es variada, aunque predominan geometrías rectangulares, irregulares y redondeadas. El rodamiento de rocas es frecuente pues existen bloques sueltos y libremente apoyados sobre la superficie. Asimismo, el volteo de rocas es común en los flancos de los domos y en los frentes de los derrames. El deslizamiento plano o en cuña se presenta principalmente en cortes o cantiles, donde las discontinuidades afloran en la cara de los taludes, por lo que es posible el movimiento de bloques o cuñas de roca (Figuras 6.10, 6.11 y 6.12).

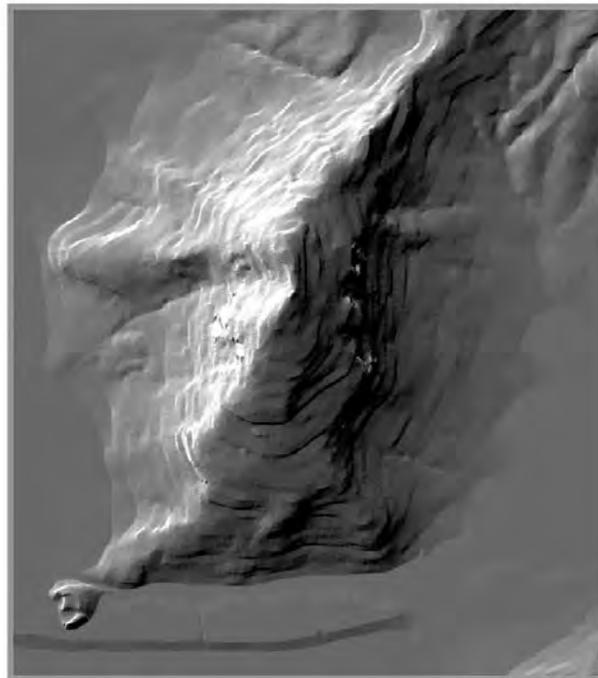
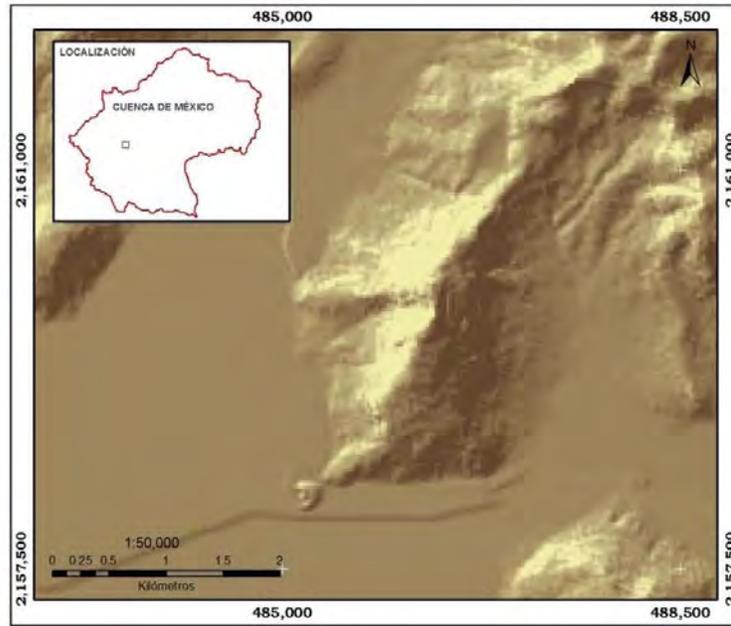


Figura 6.9.- Modelo de relieve sombreado de un domo, Cerro El Chiquihuite.

Procesos de remoción en masa en domos

Litología:dacita

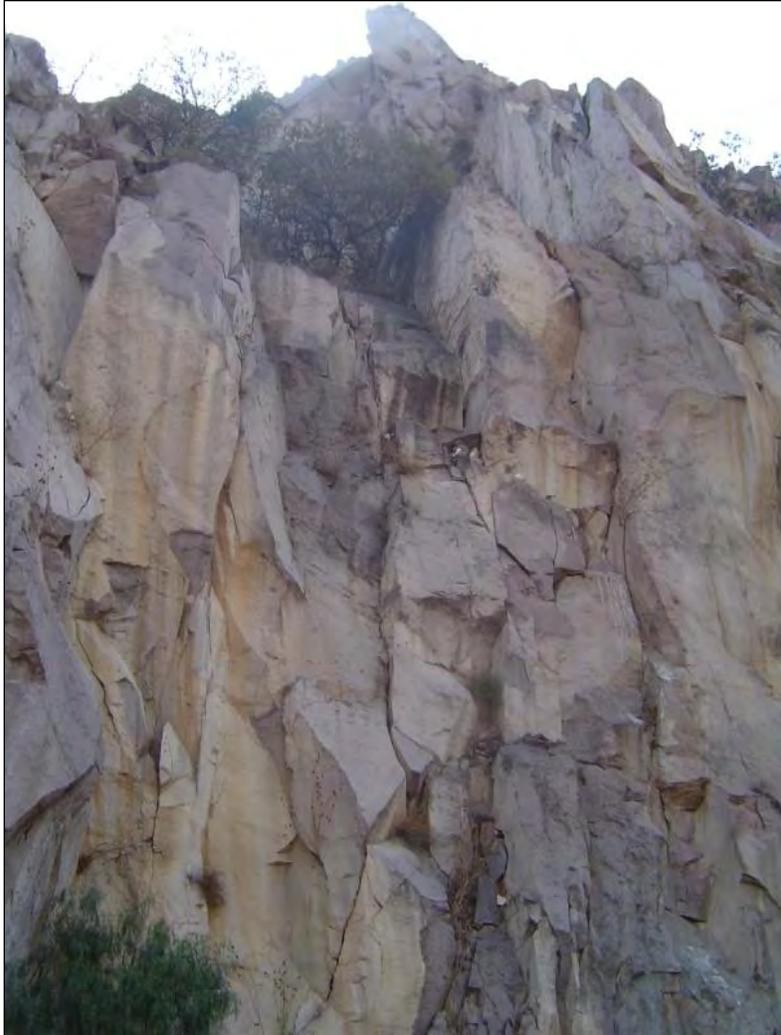


Figura 6.10.- Desprendimiento de bloques y deslizamiento de cuñas, canteras abandonadas en Cerro Gordo, Sierra de Guadalupe.

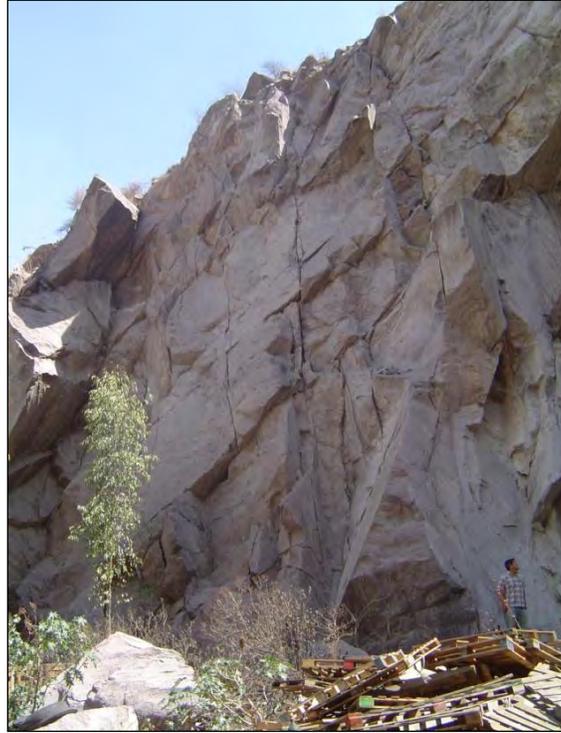


Figura 6.11.- Deslizamiento de bloques. Cerro Gordo, Sierra de Guadalupe.



Figura 6.12.- Desprendimiento y rodamiento de rocas en la ladera sur del Cerro del Chiquihuite, Sierra de Guadalupe.

2) Lavas máficas

Tipo de roca

Basalto: rocas color gris oscuro-negro, de textura afanítica, en ocasiones se distinguen cristales de cuarzo y olivino. En los frentes de los derrames de lava o *levees* es común la presencia de brechas y los macizos rocosos presentan fracturamiento caótico o aleatorio. En algunos casos el fracturamiento es de tipo columnar, además de que se distinguen estructuras propias de estos flujos como vesículas, lavas cordadas, tubos de lava y presencia de escorias.

Tipo de estructura volcánica

Derrames de lava: estos son extendidos y de altura variable (Figura 6.13). Las mayores pendientes se localizan en los bordes del derrame, donde existen brechas volcánicas formadas a partir del enfriamiento que tiene la parte frontal, la cual se disgrega por el avance del flujo creando bloques. El desprendimiento de bloques es frecuente en este tipo de estructura volcánica y es el más característico. En taludes muy altos, con intenso fracturamiento y alteración, se pueden presentar deslizamientos con superficies irregulares. El rodamiento de rocas se presenta cuando bloques de tamaño y geometría diversa, se separan del macizo rocoso quedando apoyados libremente sobre las laderas (Figuras 6.14, 6.15 y 6.16). Los derrames de lava son característicos del vulcanismo de la Sierra de Chichinautzin y de la Sierra de Santa Catarina

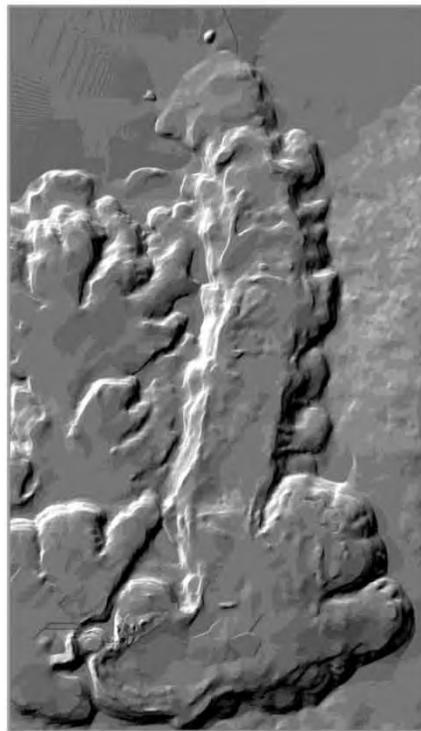
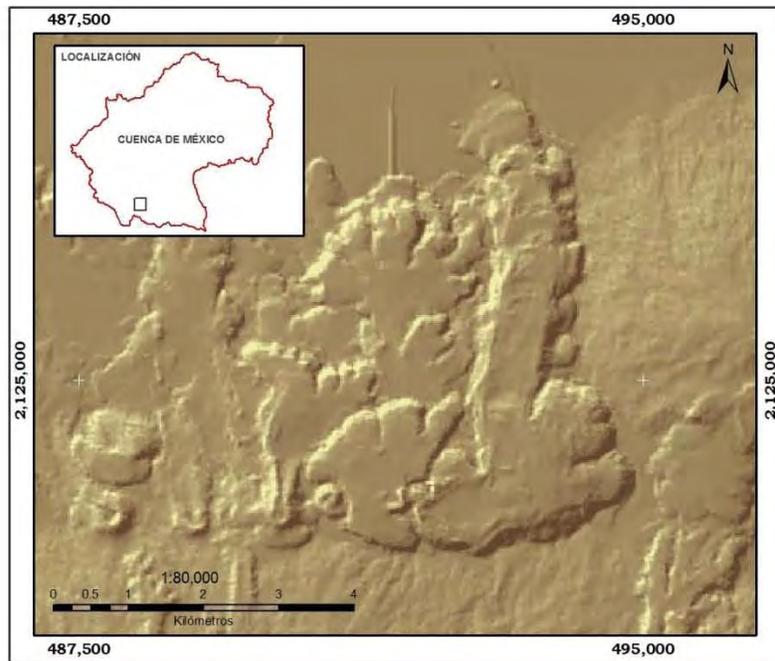


Figura 6.13.- Modelo de relieve sombreado de un derrame de lava, Delegación Xochimilco.

Procesos de remoción en masa en frentes de lava

Litología: basalto

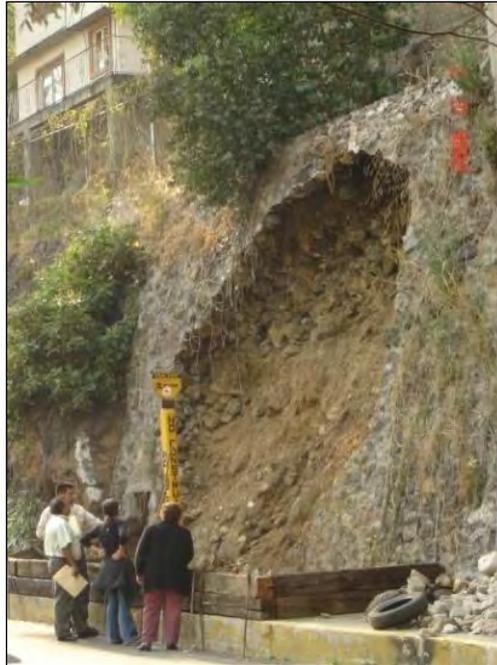


Figura 6.14.- Falla en muro de contención, frentes de lava y escoria, Delegación Xochimilco.



Figura 6.15.- Remoción en frentes de lava basáltica, Delegación Xochimilco.



Figura 6.16.- Muro de estabilización y anclas para prevenir el desprendimiento de bloques, Delegación Coyoacán, Miguel Ángel de Quevedo.

3) Conos de escoria

Los conos (Figura 6.17) son pequeños edificios compuestos generalmente por una alternancia de material piroclástico y coladas de lava. Los materiales consisten en ceniza, lapilli y bloques, dispuestos de forma radial y depositados con un ángulo que corresponde con el ángulo de fricción de los materiales, comúnmente 30-33°. Dependiendo del predominio de bloques o detritos, los procesos son (Figuras 6.18 a 6.21):

Deslizamiento de detritos. Este mecanismo se presenta cuando el talud está conformado por materiales sueltos (arenas y gravas) puramente friccionantes (cohesión $c=0$) dispuestos en un ángulo mayor que el ángulo de fricción de los materiales.

Flujo de detritos. Este mecanismo es favorecido por la presencia de material granular suelto, poco o no consolidado, sin cohesión ni compactación. Puede ser inducido por pérdida de apoyo en la base debido a un corte, o bien, por abundante precipitación. Este material suelto inicia su movimiento y se canaliza pendiente abajo, adoptando una forma lobulada.

Caída de rocas. Cuando existen modificaciones antrópicas en los conos de escoria, tales como cortes y excavaciones, los taludes pueden presentar problemas de desprendimiento de bloques y detritos. Esto es favorecido por las características litológicas, así como por el cambio de pendiente, que inestabiliza a los materiales próximos a la cara del talud. El rodamiento de rocas es favorecido por la erosión de la matriz que rodea a los bloques o bien porque haya bloques (bombas) apoyados sobre material granular.

Estas estructuras son típicas del vulcanismo que se manifestó en la porción sur de la cuenca y se presentan en la Sierra de Santa Catarina y de Chichinautzin.

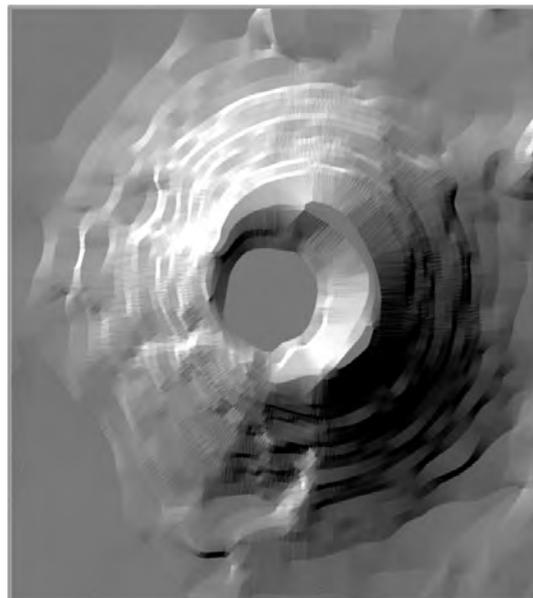
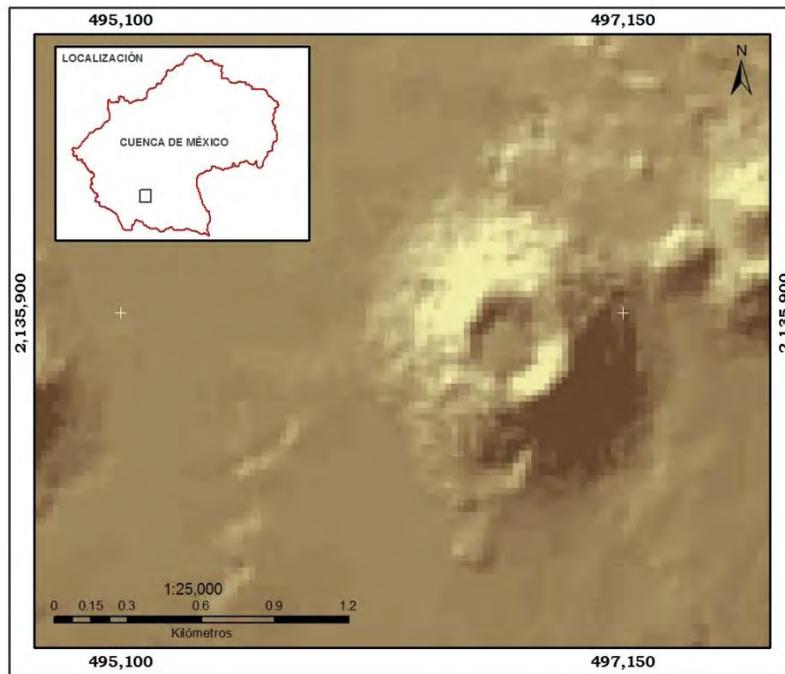


Figura 6.17.- Modelo de relieve sombreado de un cono de escoria, Sierra de Santa Catarina.

Procesos de remoción en masa en conos de escoria

Litología: basalto, basalto andesítico



Figura 6.18.- Deslizamientos y flujos en cortes a cielo abierto, Sierra de Santa Catarina.



Figura 6.19.- Problemas de desprendimiento de bloques y detritos en cortes verticales, Cerro Peñón del Marqués.



Figura 6.20.- Ejemplo de un caído en un corte vertical realizado en un cono, Cerro Peñón del Marqués.



Figura 6.21.- Deslizamiento de detritos en un cono de escoria de la Sierra de Chichinautzin.

4) Materiales vulcanoclásticos granulares.

Están formados por los productos provenientes de los grandes estratovolcanes (Figura 6.22) y aunque presentan una variación importante en sus características, se consideran de manera general los siguientes tipos principales de depósitos: a) de flujos de bloques y cenizas; b) de lahares y c) de avalanchas de escombros.

Su presencia es preponderante en la Sierra de Las Cruces y en menor medida en las sierras de Barrientos y Guadalupe.

Depósitos volcánicos: son heterogéneos, en su mayoría presentan una mezcla cementada o no de partículas que varían de arenas o gravas hasta bloques. Debido a la alternancia de bloques dentro de matrices de material fino, en este tipo de depósitos son frecuentes los procesos de caída de rocas y detritos por desprendimiento, debido a la erosión de la matriz que rodea a los bloques. Asimismo, esta alternancia de materiales de diferente resistencia ocasiona que en algunas porciones de los taludes se presente erosión diferencial, dejando capas o estratos en cantiléver (es decir, sin apoyo en la base) lo que promueve su caída por desprendimiento.

En estos depósitos se han desarrollado cauces y barrancas las cuales son susceptibles de presentar erosión de las paredes, así como grandes avenidas, flujos de lodo y detritos provenientes de las partes altas. Puede presentarse remoción no canalizada cuando porciones muy alteradas e intemperizadas de los taludes pierden la cohesión o son afectadas por agentes detonantes como la lluvia, vibraciones o excavaciones en la base. Las figuras 6.23 a 6.25 presentan ejemplos de remociones en estos depósitos.

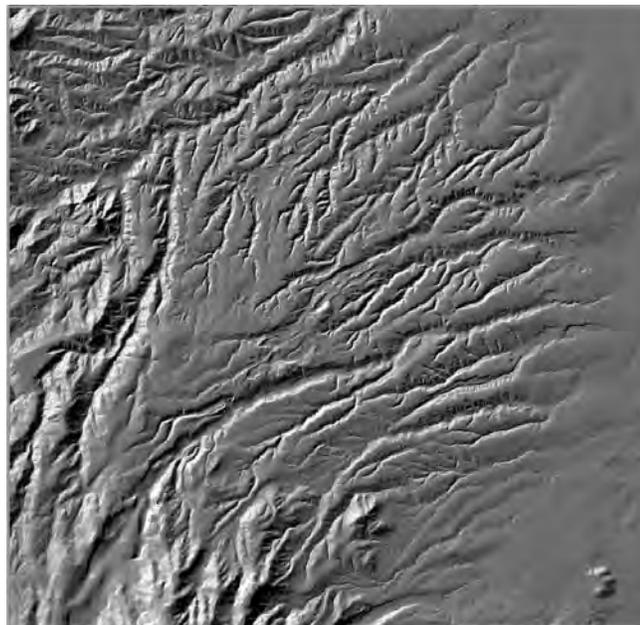
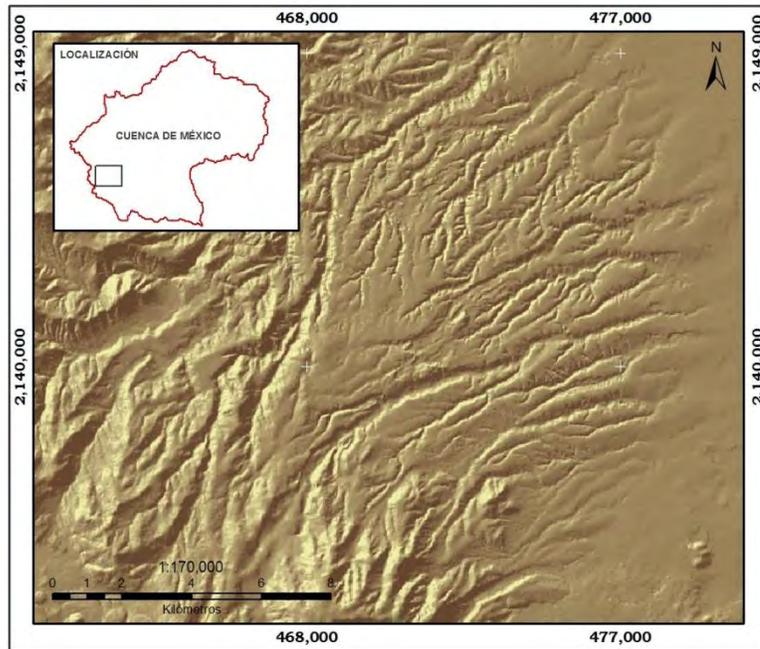


Figura 6.22.- Modelo de relieve sombreado de una zona conformada por depósitos vulcanoclásticos.
Volcán San Miguel.

Procesos de remoción en depósitos vulcanoclásticos

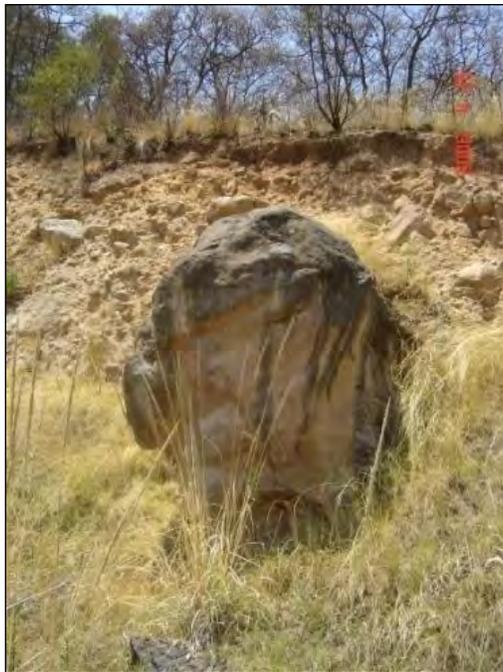
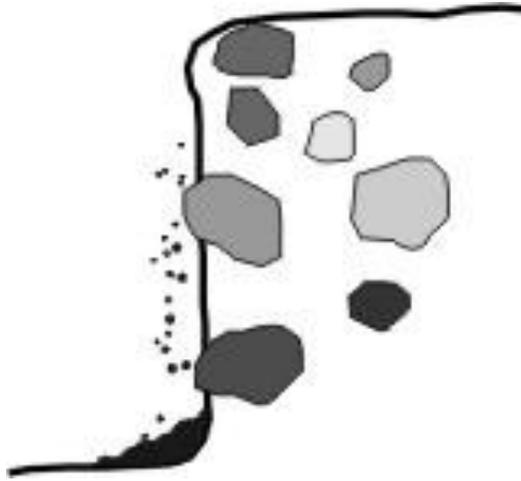


Figura 6.23.- Desprendimiento y rodamiento de rocas en taludes formados por depósitos de lahar. Carretera Chamapa-Lechería.

Procesos de remoción en depósitos vulcanoclásticos

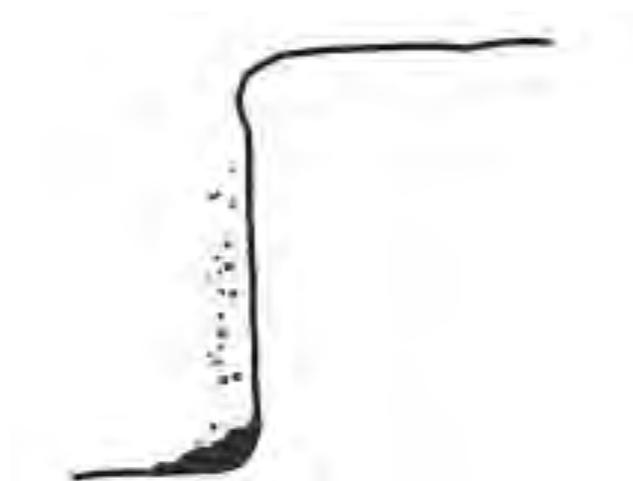


Figura 6.24.- Problemas de desprendimiento de detritos en depósitos vulcanoclásticos. Carretera-Chamapa-Lechería.



Figura 6.25.- Flujos de detritos y erosión en las cabeceras de los talwegs.
Delegación Álvaro Obregón.

El esquema de la figura 6.26 resume de manera general los tipos de procesos asociados a las estructuras volcánicas, así como sus características principales.

Modelo de relieve sombreado de la estructura	Tipo de estructura volcánica y de vulcanismo	Tipo de lava y litología	Características estructurales	Características morfológicas	Características de los macizos rocosos	Procesos de remoción en masa potenciales
	<p>Volcanes Estratovolcanes</p> <p>Vulcanismo efusivo y explosivo.</p> <p>Actividad vulcaniana, pliniana.</p>	<p>Lavas aa y en bloque.</p> <p>Andesita, dacita y riolita.</p>	<p>Generalmente son afectados por fallas (normales y laterales). Presentan fracturamiento, generalmente formando arreglos, brechas de fallas y fuertes escarpes.</p>	<p>Presencia de circos de erosión, desarrollo de drenaje de tipo paralelo y radial. Su forma es de un cono disectado y modelado en las direcciones del fallamiento.</p>	<p>Son heterogéneos y anisotrópicos. Presentan discontinuidades (planos de flujo, enfriamiento y fracturas). La superficie tiene un arreglo en bloques de tamaño y geometría variada.</p>	<p>Deslizamiento (plano, en cuña, rotacional, compuesto). Caída (rodamiento de bloques sueltos o desprendimiento en zonas escarpadas). Volteo (de bloques columnares y en zonas escarpadas).</p>
	<p>Domos asimétricos o tipo couléc</p> <p>Vulcanismo extrusivo (principal) y explosivo</p>	<p>Lavas en bloque. Dacita y riolita.</p>	<p>Generalmente están afectados por fallas en sus flancos (de tipo normal). La elongación en una dirección habla de un control estructural.</p>	<p>Presentan formas elipsoidales y presentan circos de erosión asociados a colapsos y antiguos deslizamientos. El drenaje es radial.</p>	<p>Presentan discontinuidades (plano de flujo, enfriamiento y fracturas). La superficie tiene un arreglo en bloques de tamaño y geometría variada.</p>	<p>Deslizamiento (plano, en cuña, rotacional, compuesto). Caída (rodamiento de bloques sueltos o desprendimiento en zonas escarpadas). Volteo (de bloques columnares y en zonas escarpadas).</p>
	<p>Conos de escoria</p> <p>Anillos de toba</p> <p>Conos de toba</p> <p>Vulcanismo efusivo y explosivo (principal)</p> <p>Actividad estromboliana y freatomagmática</p>	<p>Cuando hay asociados derrames puede ser lava de tipo aa y pahoehoe. Basalto, andesita basáltica.</p>	<p>Generalmente están afectados por fallas (de tipo normal). La elongación en una dirección y la alineación de conos habla de un control estructural.</p>	<p>Forma cónica. Presentan pendientes que varían de 20 a 33°. Se definen por la altura del cono, el diámetro exterior y el diámetro del cráter.</p>	<p>Acumulaciones de material granular dispuestos en su ángulo de reposo. Cuando hay lavas asociadas estas aparecen como un arreglo de bloques.</p>	<p>Deslizamiento. Flujos de detritos. Caída (por rodamiento cuando hay bloques sueltos sobre la ladera; por desprendimiento en cortes verticales).</p>
	<p>Derrames de lava</p> <p>Vulcanismo efusivo. Actividad hawaiana</p>	<p>Lava pahoehoe y aa. Basaltos, andesita basáltica.</p>	<p>Los derrames están asociados a la presencia de fisuras en la corteza y son congruentes con ambientes extensionales.</p>	<p>Son extendidos y de poca altura. Se emplazan siguiendo la paleotopografía. Los frentes del derrame presentan mayor pendiente.</p>	<p>Presentan planos de enfriamiento, en ocasiones con arreglo columnar. El fracturamiento es caótico debido al autobrechamiento.</p>	<p>Deslizamiento (rotacional o compuesto; en frentes del derrame caracterizados por un brechamiento y fracturamiento aleatorio). Caída (por rodamiento o desprendimiento)</p>
	<p>Secuencias de depósitos vulcanoclasticos</p> <p>Vulcanismo explosivo. Actividad pliniana, vulcaniana</p>	<p>Heterolitológicos. Cada tipo de depósito tiene asociado un proceso y una litología predominante.</p>	<p>Se emplazan siguiendo la paleotopografía y son afectados posteriormente por fallas. Hay brechas y desplazamiento de horizontes guía.</p>	<p>Forman el predomente de los estratovolcanes. El drenaje es de tipo paralelo y refleja un control estructural.</p>	<p>Son heterogéneos debido a la presencia de varios tipos de depósitos.</p>	<p>Caída (desprendimiento de bloques por erosión de la matriz que los rodea). Flujos no canalizados en la cara de los taludes. Flujos canalizados en cauces y barrancas asociados a lluvias.</p>

Figura 6.26.- Resumen de las estructuras volcánicas y sus PRM asociados.

6.2.- MAPA DE ZONIFICACIÓN

La geología y la pendiente son factores fundamentales para la ocurrencia de PRM (Brabb *et al.*, 1972; Capra *et al.*, 2003b) y se consideran como los insumos principales en la generación de mapas de susceptibilidad que consideren más variables.

El área en estudio comprende distintos tipos de materiales volcánicos, los cuales varían en origen, composición, textura, en sus propiedades geomecánicas e hidráulicas y por lo tanto en su comportamiento. Aunado a esto, dichos materiales se emplazaron formando estructuras volcánicas con diferente morfología, lo cual implica una variación en los tipos de procesos y en su distribución.

En este caso, la geología se reclasificó para obtener cuatro tipos de materiales (Figura 6.27):

Rocas:

- 1) Félsicas e intermedias (dacita, riolita, andesita).

Abarca tanto a las andesitas como a las dacitas, por su similitud en cuanto a presentar patrones de fracturamiento a nivel local, así como por la conformación de estructuras volcánicas definidas como son estratovolcanes y domos, característicos de la Sierra de las Cruces y la Sierra de Guadalupe.

- 2) Máficas (basalto).

Fundamentalmente basaltos y basaltos-andesíticos propios de la Sierra de Chichinautzin. Este tipo de roca no presenta patrones definidos de fracturamiento y son derrames extensos que se emplazaron siguiendo la paleotopografía.

Material granular:

- 3) Escoria volcánica (conos de escoria).

Conos de escoria característicos de la Sierra de Chichinautzin y la Sierra de Santa Catarina. Estas estructuras consisten en acumulaciones de material granular y bloques, dispuestos en ángulos de 30 a 33°.

- 4) Depósitos vulcanoclásticos (avalanchas, flujos de bloques y cenizas, lahares, flujos de detritos).

Material producto de las emisiones volcánicas de la Sierra de las Cruces y la Sierra de Guadalupe.

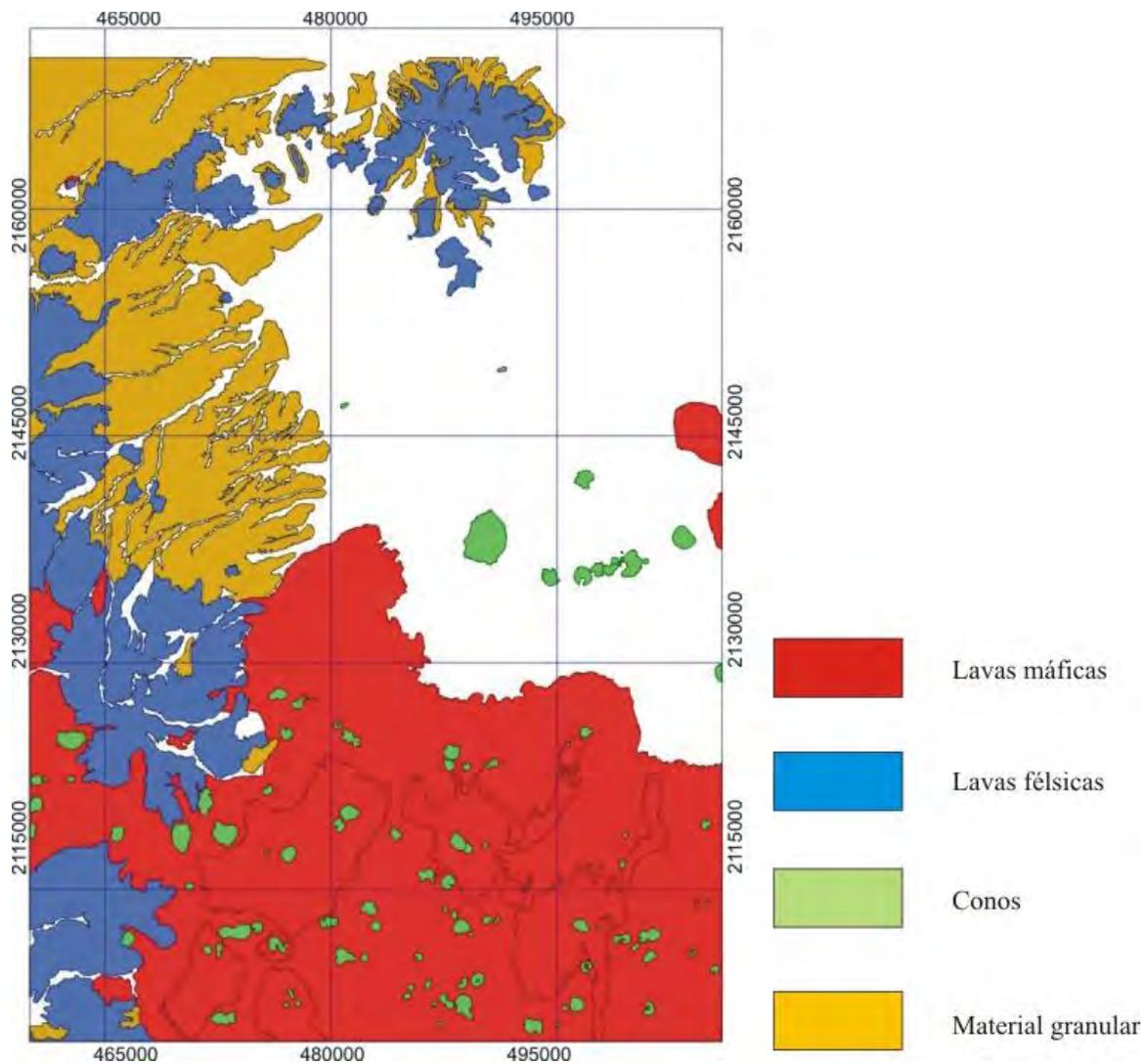


Figura 6.27.- Reclasificación de los materiales dentro del área en estudio.

La pendiente es uno de los factores más influyentes en la ocurrencia de remoción en masa y en muchos análisis regionales es utilizada como una de las variables independientes más importantes (Moreiras, 2005). Los rangos que se definieron para el mapa de pendientes (Figura 6.28) son:

- 0-3°, corresponde a la planicie lacustre en la parte central del área de estudio, así como porciones relativamente planas e inmersas dentro de la zona montañosa, que corresponden con cambios de curvatura de las laderas y con las partes altas y planas de derrames de lava o secuencias de flujos vulcanoclásticos;
- 3-6°, abarca la planicie aluvial y ligeras inclinaciones del piedemonte;

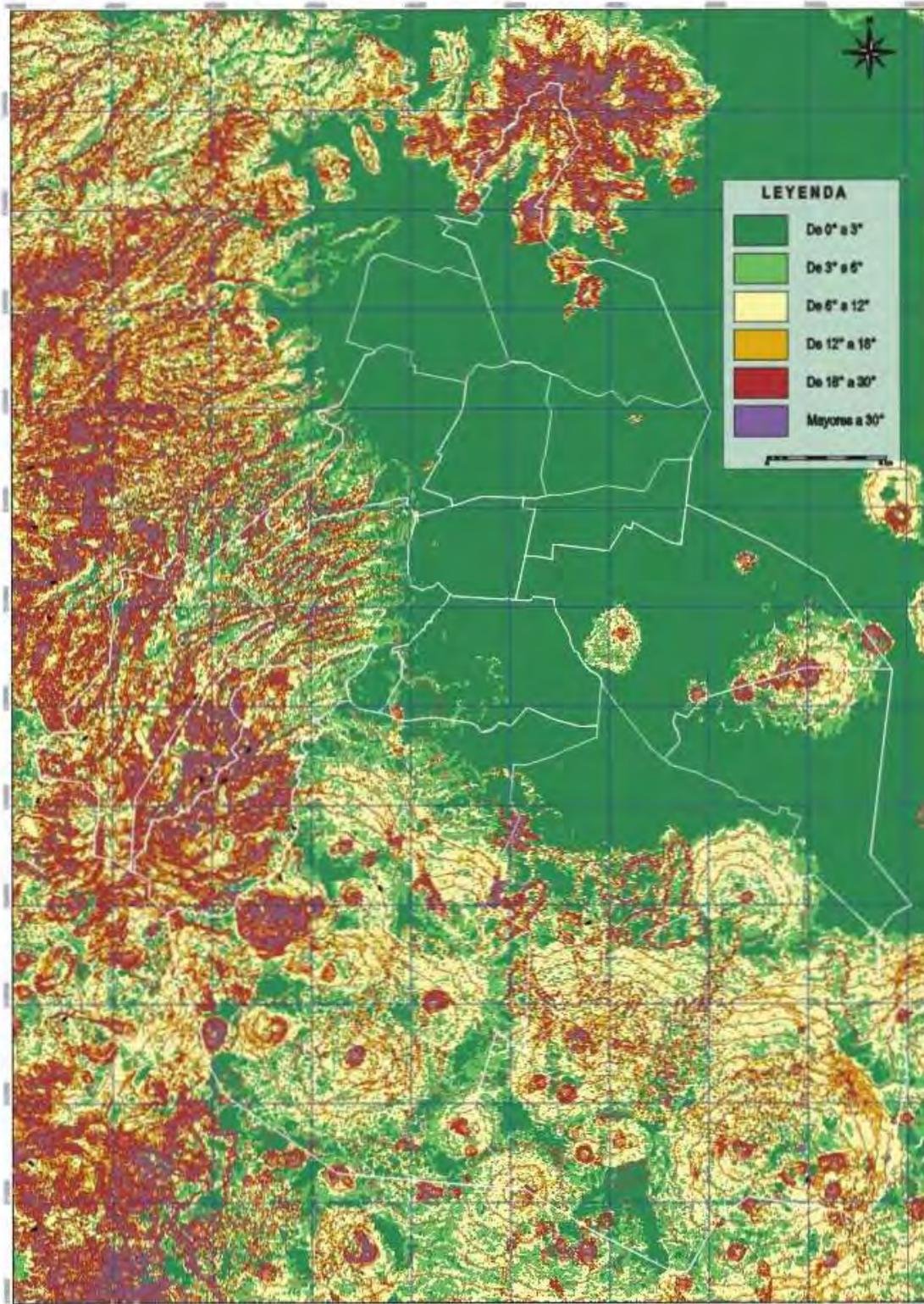


Figura 6.28.- Mapa de pendientes del área de estudio.

- 6-12°, en este rango se define el piedemonte de las laderas, conformado esencialmente por depósitos de talud y material de acarreo;
- 12-18°, define zonas de curvatura de las laderas y representa las zonas de montaña baja;
- 18-30°, este rango define las zonas de montaña alta y es muy frecuente, debido principalmente a la influencia de los procesos denudatorios, asimismo, se presenta en los frentes de flujo de lava y en los flancos de barrancos y circos de erosión;
- por último está el rango mayor a 30°, aquí se definen de manera precisa las zonas de montaña alta, las cimas agudas y las laderas de fuerte pendiente relacionadas con escarpes o trazas de falla, frentes de flujo de lava, cabeceras de circos de erosión, cabeceras y flancos de barrancas.

Este último rango, en general, representa afloramientos rocosos y/o granulares con procesos gravitacionales activos. Con base en la relación que existe entre la pendiente y las propiedades mecánicas de los materiales, ya sean masivos, fracturados o granulares, se consideró el valor de pendiente de 30° como un umbral, a partir del cual los PRM cobran importancia, ya que de manera general la mayoría de las rocas y discontinuidades tienen un ángulo de fricción que varía entre 25° y 50° y el ángulo de fricción de los materiales granulares (arenas y gravas) sueltos a compactos varía de 20° a 45° (Giani, 1992; Hoek y Bray, 1996; González *et al.*, 2002).

Para obtener el mapa de zonificación de los procesos de remoción en masa (Figura 6.29), en el Sistema de Información Geográfica ILWIS (ver 3.1) se realizó una sobreposición en formato raster y con tamaño de celda de 20 x 20 m, del mapa de pendientes con el mapa geológico reclasificado. Esto sirvió para identificar áreas donde se combina un cierto tipo de litología y pendientes mayores a 30°. La tipología de los procesos de remoción en masa, se estableció de manera general con base en trabajo de campo, en la observación y caracterización de procesos pasados, tomando en cuenta la litología, el tipo de estructura volcánica y las características de los materiales (ver figura 6.26).

Este mapa no establece la potencialidad o propensión a la ocurrencia de PRM, sino únicamente el tipo de mecanismo predominante en función de la litología (Tabla 6.4). Esto puede ser útil para gestiones de mitigación, ya que en función del mecanismo de movimiento de los taludes es la obra de estabilización a emplear.

Litología	Procesos de remoción en masa asociados
<i>Lavas máficas</i>	Deslizamiento rotacional, en superficies irregulares. Caída por rodamiento y desprendimiento.
<i>Lavas félsicas</i>	Deslizamiento rotacional, plano, en cuña. Volteo. Caída por rodamiento y desprendimiento.
<i>Conos</i>	Deslizamiento plano de detritos. Rodamiento de rocas. Flujos sobre los flancos.
<i>Material granular</i>	Deslizamiento rotacional. Caída por desprendimiento de suelos, detritos o bloques. Flujos de detritos canalizados en cauces y barrancas.

Tabla 6.4.- Resumen de la relación litología-tipo de movimiento.

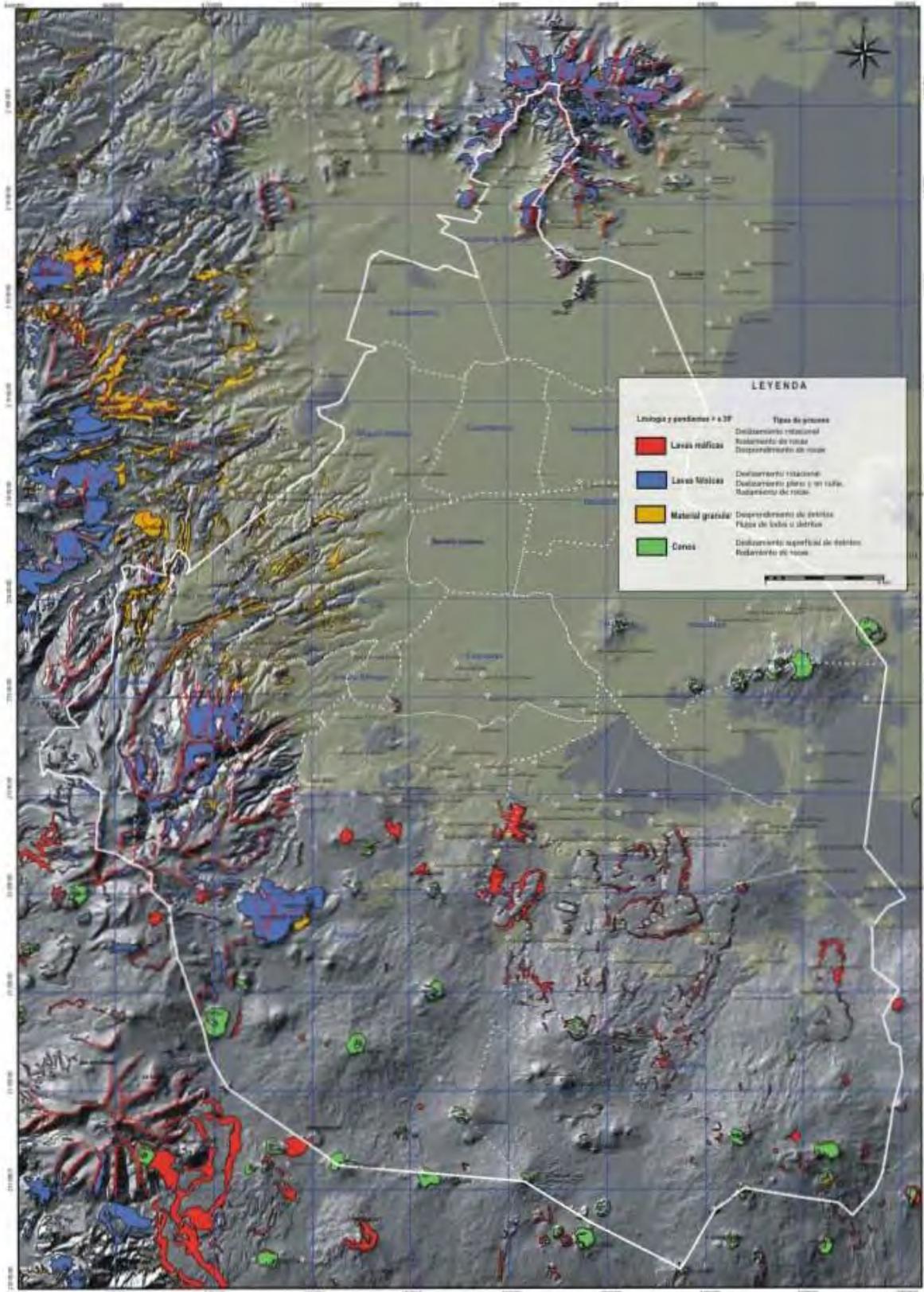


Figura 6.29.- Mapa de zonificación de procesos en función de la litología y pendientes mayores a 30°.

6.3.- MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD

Los mapas de susceptibilidad suelen realizarse a escalas medias (1:25 000 a 1:100 000), dependiendo del tipo de proceso, número de factores que lo condicionan y su complejidad así como de la información disponible (González *et al.*, 2002; Fidel y Zavala, 2002; Lee *et al.*, 2002; Fernández *et al.*, 2004; Foumelis *et al.*, 2004; Moreiras, 2005; Gómez y Kavzoglu, 2005; Roa, 2006).

El principio de Hutton, en palabras de Varnes (1984), considera que “el estudio del pasado y del presente es la clave de lo que puede ocurrir en el futuro”. Esto significa que la remoción en masa que puede ocurrir en un futuro, probablemente lo hará bajo las mismas condiciones que las antiguas o actuales. El principio se aplica al estudio de los PRM, siempre y cuando las condiciones geológicas, geomorfológicas e hidrológicas no varíen dentro de la zona de estudio. Para evaluar el grado de susceptibilidad del terreno frente a los PRM existen diversas aproximaciones basadas la mayor parte de ellas, en la determinación de los factores que influyen en su generación. En general se distinguen cuatro principales métodos utilizados en la evaluación y confección de mapas de susceptibilidad del terreno a presentar PRM (Van Westen, 1994; Soeters y Van Westen, 1996):

1) *Métodos determinísticos*

Se utilizan para el estudio de la estabilidad de una ladera o talud concreto (Pola-Villaseñor *et al.*, 2006). Se fundamentan en métodos basados en el equilibrio límite de un bloque sobre un plano inclinado o en modelos numéricos, teniendo una base física, lo que representa una gran ventaja respecto a otros métodos (Montgomery *et al.*, 1998). La principal desventaja es su baja aplicación para zonificaciones rápidas y de áreas extensas, es decir para una regionalización, además de que la litología debe ser relativamente homogénea y que favorezca el mecanismo de movimiento traslacional.

2) *Métodos heurísticos*

Stevenson (1977) desarrolló un modelo en el cual asignó valores a diferentes clases en un número de mapas temáticos o de parámetros condicionantes. Este método de combinar mapas temáticos se volvió popular para generar mapas de susceptibilidad (Moreiras, 2005; Komac, 2006), peligro (Huabin *et al.*, 2005; Fuchs *et al.*, 2008) y riesgo (Castellanos y Van Westen, 2007), siendo perfeccionado y aplicado a muchas regiones del mundo en la actualidad. Estos métodos se basan en el conocimiento *a priori* de los factores que producen inestabilidad en el área de investigación. Los factores son ordenados y valorados según su importancia esperada en la formación PRM (Foumelis *et al.*, 2004; Moreiras, 2005). En este método el especialista decide qué variables o mapas temáticos se van a combinar o sobreponer. Los mapas

temáticos se subdividen en clases o rangos y cada uno de ellos tiene una valoración cualitativa de su influencia en la generación de PRM para así obtener los pesos relativos de cada variable o bien, se establecen tablas de decisión a base de operadores lógicos donde las distintas combinaciones de variables y sus rangos son jerarquizadas de acuerdo con el criterio o la opinión concensada de expertos. Dependiendo de la escala, se pueden utilizar como mapas de entrada los siguientes: geomorfología, inventarios, pendientes, geología, uso de suelo, lineamientos tectónicos, drenaje entre otros. Su principal desventaja radica en que el conocimiento de los factores ambientales, geológicos y morfológicos puede ser inadecuado y subjetivo, por lo que depende de la experiencia del experto. De cualquier forma, estos mapas constituyen un avance en el análisis de los PRM y generalmente sientan las bases para análisis más refinados de peligro.

3) Métodos probabilísticos y estadísticos

Se basan en las relaciones observadas entre cada factor y la distribución de deslizamientos actual y pasada (Brabb *et al.*, 1972). Son útiles cuando se dispone de información, tanto cualitativa como cuantitativa. Los modelos estadísticos aplicables pueden ser univariantes o multivariantes y la eficacia de estos métodos depende de la calidad y cantidad de los datos adquiridos (Irigaray *et al.*, 1999; Chung y Fabri, 2005). La principal ventaja es la objetividad del método, ya que diferentes investigadores pueden obtener resultados semejantes si se aplican las mismas técnicas; la desventaja consiste en el costo y en la dificultad para obtener información referente a los factores que controlan la inestabilidad, sobre todo en regiones extensas.

4) Métodos geomorfológicos

En este tipo de análisis lo más importante es el mapeo de los PRM y su caracterización geomorfológica, para determinar el grado de peligro o susceptibilidad de una zona. El grado de peligro se evalúa en el sitio, por lo tanto, las reglas de decisión pueden variar de un sitio a otro. Estos métodos son considerados subjetivos ya que interviene el criterio y la experiencia del especialista.

En este apartado se emplea el método heurístico para determinar el nivel cualitativo de susceptibilidad, mediante la sobreposición de mapas temáticos de tipo condicionante mismos que se describen a continuación:

Litología

La litología define el tipo de materiales, así como su comportamiento mecánico esperado, tanto al nivel de afloramiento, de un talud o ladera o de conjunto montañoso. El tipo de roca, condiciona la presencia de estructuras primarias, tales como planos de flujo y de enfriamiento para las rocas volcánicas, mismas que interactúan con otras discontinuidades tales como fallas y fracturas, promoviendo la formación de bloques de geometría y tamaño diverso con el potencial de presentar remociones por diversos mecanismos. En el caso de materiales granulares asociados a los conos de escoria éstos se disponen a su alrededor con un ángulo de 30-33°, además de que pueden existir bloques apoyados sobre las laderas (bombas) asociados a la actividad explosiva. Los depósitos vulcanoclásticos emplazados en los flancos de los estratovolcanes, conforman amplias secuencias de material heterogéneo donde pueden existir grandes bloques dentro de una matriz más fina. Además, el grado de alteración, la resistencia, la afectación tectónica y la interacción de los materiales rocosos con los procesos de intemperismo y erosión, controlan el grado de disposición a presentar determinados tipos de remoción en masa. El mapa litológico, incluye la misma reclasificación mencionada anteriormente en (Figura 6.30): lavas máficas (derrames de basalto); lavas félsicas e intermedias (volcanes, estratovolcanes de composición andesítica y domos de composición dacítica); conos de escoria y materiales granulares que conforman secuencias de depósitos asociados a los estratovolcanes.

Pendiente

La pendiente es un factor fundamental en la generación de PRM (Moreiras, 2005). Un talud formado por un material homogéneo e isótropo, presenta una mayor inestabilidad a medida que aumenta su valor de pendiente (Dai y Lee, 2002). La influencia de la pendiente en la generación de los PRM estará determinada por la litología y por los tipos de procesos de remoción presentes. En general valores altos de pendiente ($>45^\circ$) están asociados a zonas con PRM activos, tales como volteo y desprendimiento de rocas y pendientes medias ($30-45^\circ$) están asociadas a caídas por rodamiento y desprendimiento, deslizamientos y flujos. En el rango de pendientes mayores a 30° , se definen zonas de montaña alta, laderas escarpadas, zonas de falla, frentes de flujo de lava, cabeceras de circos de erosión y flancos de barrancas. Este rango de pendientes representa afloramientos con gran potencial a presentar PRM. Los rangos definidos son tres: 1) $0-15^\circ$; 2) $15-30^\circ$ y 3) mayores de 30° (Figura 6.31).

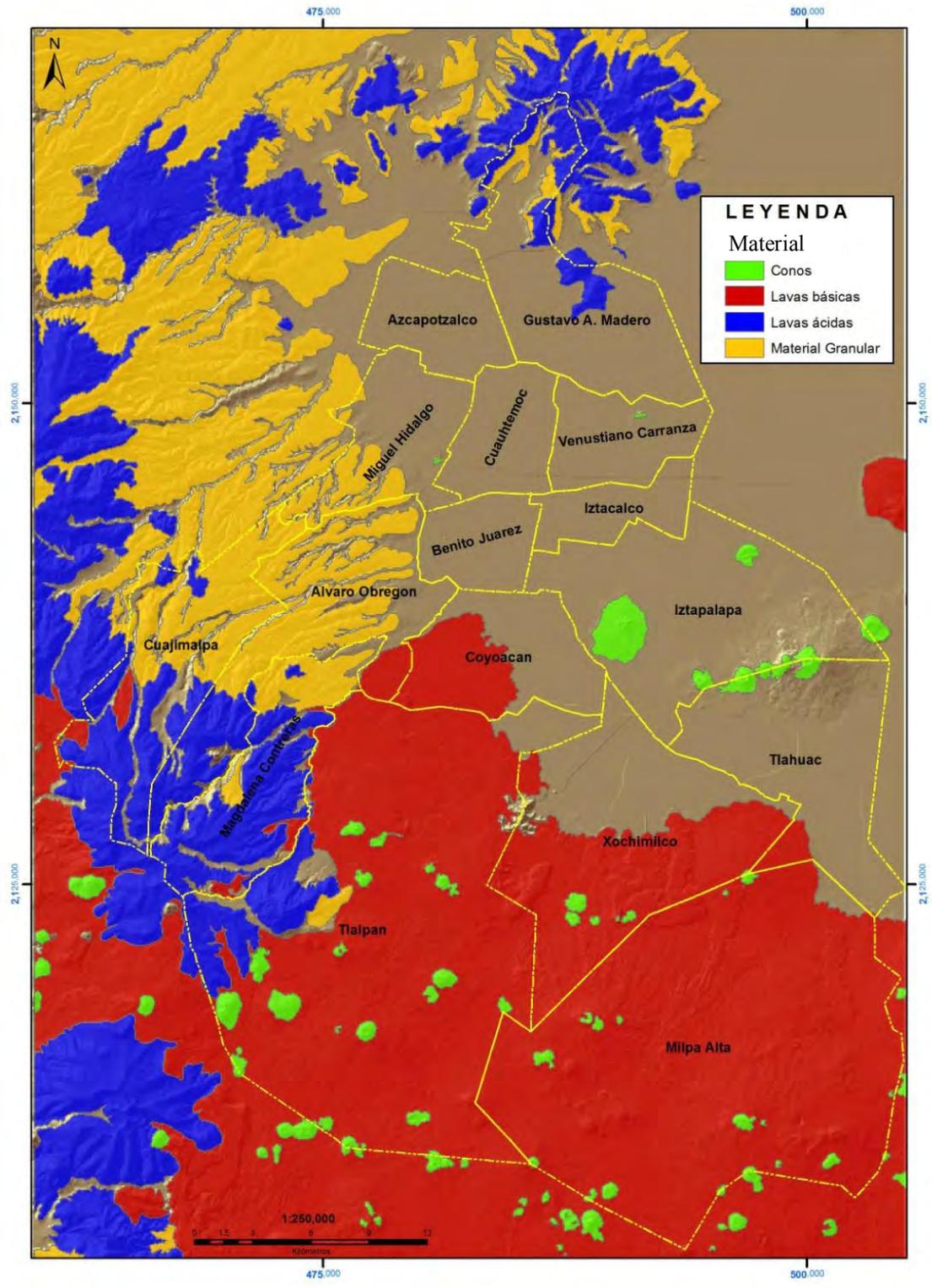


Figura 6.30.- Mapa litológico reclasificado.

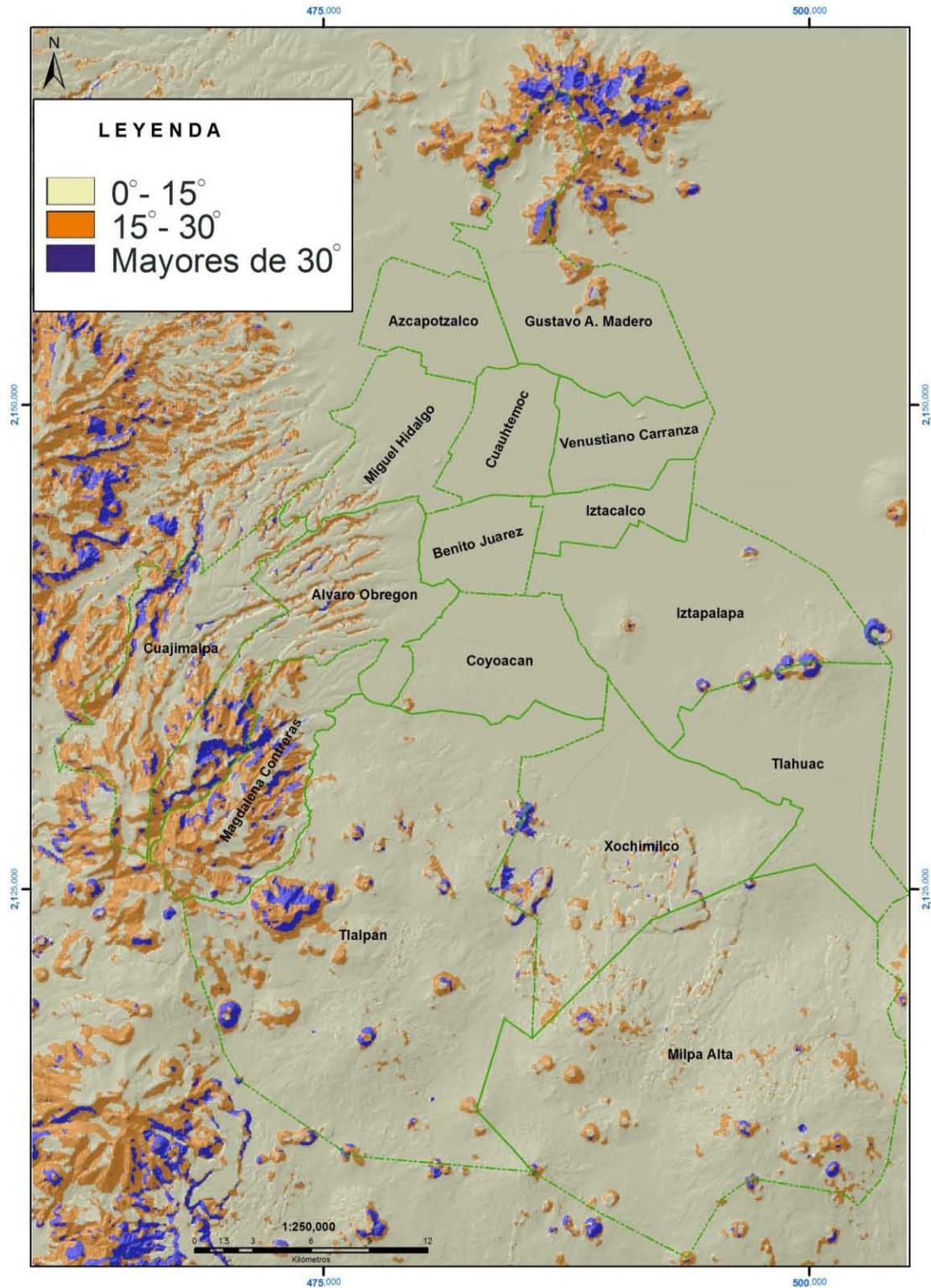


Figura 6.31.- Mapa de pendientes, con el valor umbral de 30°.

Altura

La altura tiene influencia en la generación de PRM ya que en zonas elevadas se ha visto la correlación entre procesos de caída de rocas y factores climáticos asociados a estas áreas (Menéndez y Marquínez, 2002). En las partes altas se presentan procesos de congelamiento-deshielo de agua, lo que induce esfuerzos en las rocas, así como humedad producto de las lluvias o de la nieve, lo que favorece la desintegración y el desprendimiento de bloques y detritos de estas zonas. En general podemos asociar un mayor potencial a generar PRM a las zonas más elevadas e intermedias que con respecto a las más bajas, principalmente en lo que respecta al volteo y desprendimiento de bloques.

El mapa altimétrico de la zona de estudio se muestra en la figura 6.32. Para la generación del mapa final de susceptibilidad, los rangos de altimetría se reclasificaron en tres:

- 1) $< 2\ 700$, que abarca las zonas planas, de piedemonte y las partes bajas de las laderas;
- 2) $2\ 700 - 3\ 100$, que abarca las partes medias de las laderas;
- 3) $> 3\ 100$, que define las zonas más altas así como los cuerpos principales de las estructuras volcánicas en la porción S y SO.

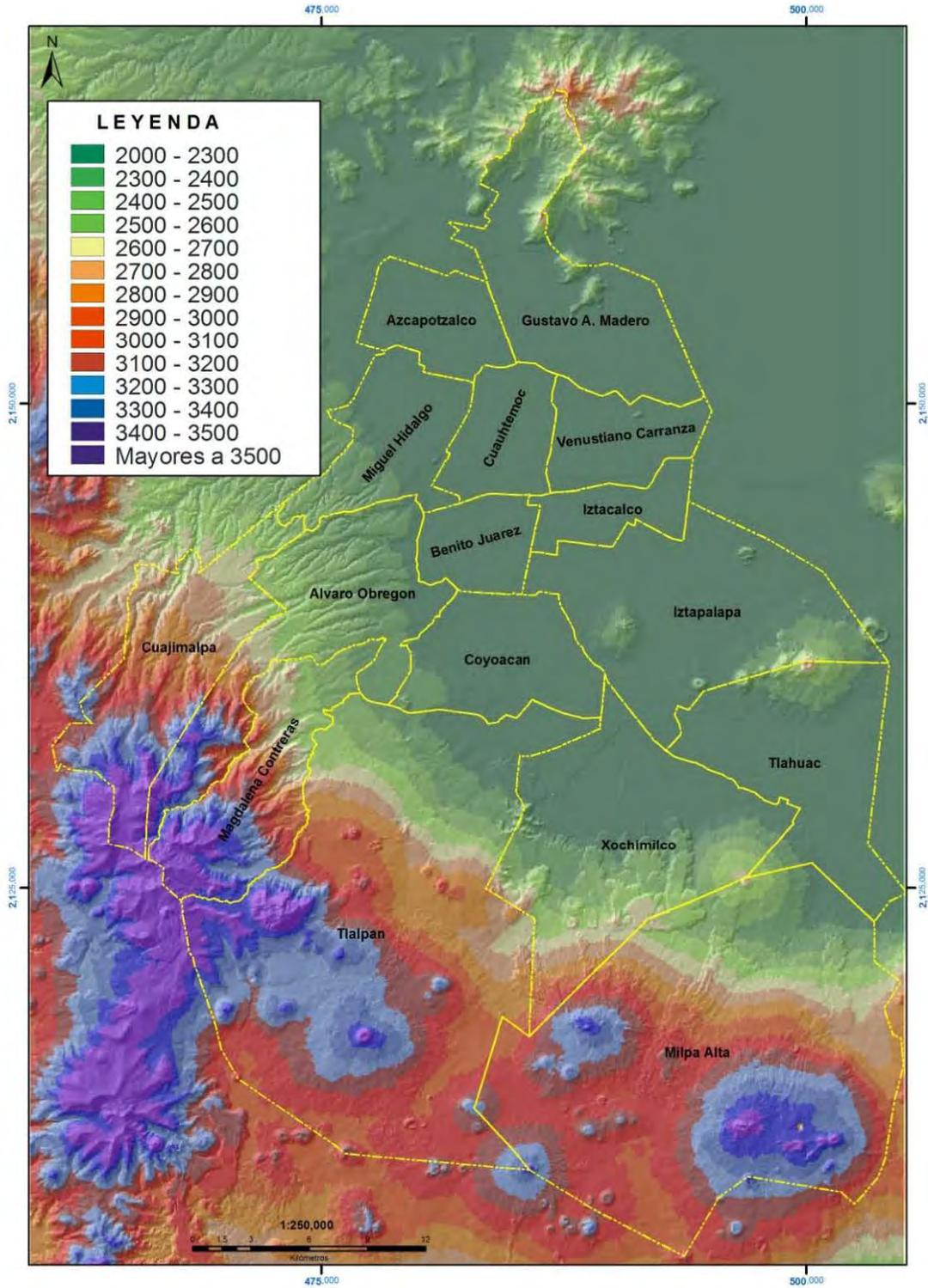


Figura 6.32.- Las mayores elevaciones se presentan en la Sierra de las Cruces y en la Sierra de Chichinautzin.

Circos de erosión

Un *circo de erosión* es una forma cóncava del relieve montañoso, a manera de anfiteatro con laderas empinadas, que se origina en las cabeceras de algunas corrientes fluviales, por deslizamiento y la acción erosivo-fluvial de pequeñas escorrentías que inciden en un canal principal o por colapsos volcánicos (Lugo-Hubp, 1989).

La presencia de circos de erosión generalmente está asociada a zonas de fuerte pendiente. Además, en el caso de estructuras tales como los estratovolcanes, los circos de erosión son rasgos o cicatrices producto de colapsos parciales en estos aparatos volcánicos o bien son formas erosivas que controlan los escurrimientos desde las partes altas.

Los circos de erosión generalmente se asocian con escarpes o pendientes fuertes. La orientación y presencia de discontinuidades en las cabeceras y flancos de los circos de erosión, condicionan en gran medida los tipos de procesos de remoción, pudiendo ser deslizamiento si las discontinuidades están inclinadas y afloran en el frente, o volteo de bloques, si hay presencia de fracturas subverticales. Hacia partes bajas de la cabecera del circo de erosión es frecuente la presencia de bloques, los cuales se erosionan e intemperizan, adquiriendo una forma redondeada. Estos bloques sueltos sobre la superficie pueden deslizar o rodar, dependiendo de su forma y la topografía (Figuras 6.33 a 6.35).



Figura 6.33.- Circo de erosión, Sierra de Guadalupe.

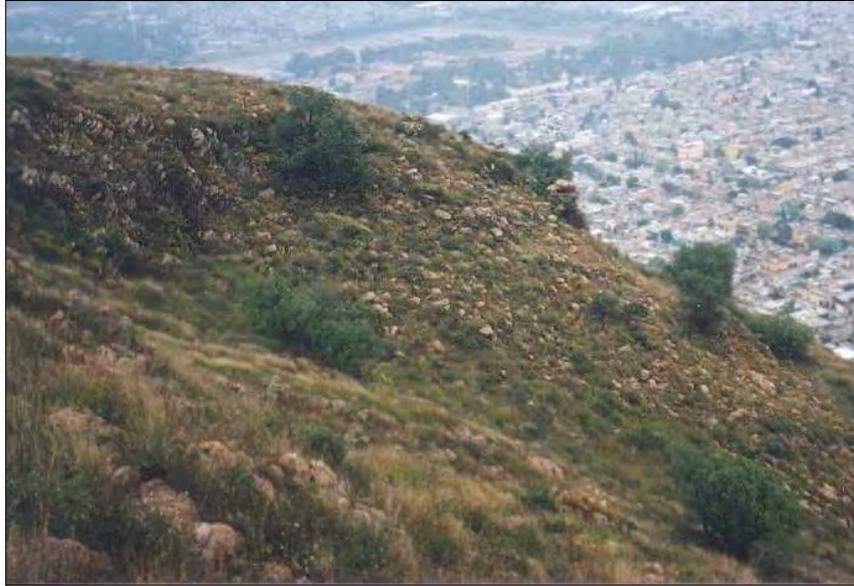


Figura 6.34.- Bloques en la parte alta y media de un circo de erosión en el domo Tenayo.



Figura 6.35.- Flujos canalizados en la parte media del circo de erosión, domo Chiquihuite.

A partir del análisis de modelos de relieve sombreado con inclinaciones del haz de luz a cada 45° , se marcaron los principales circos de erosión. Se consideró una zona de influencia o búfer de 25 m a ambos lados de estos rasgos, con el fin de ampliar el área de afectación, dada la escala de trabajo.

La figura 6.36 muestra el mapa de circos de erosión de la zona de estudio.

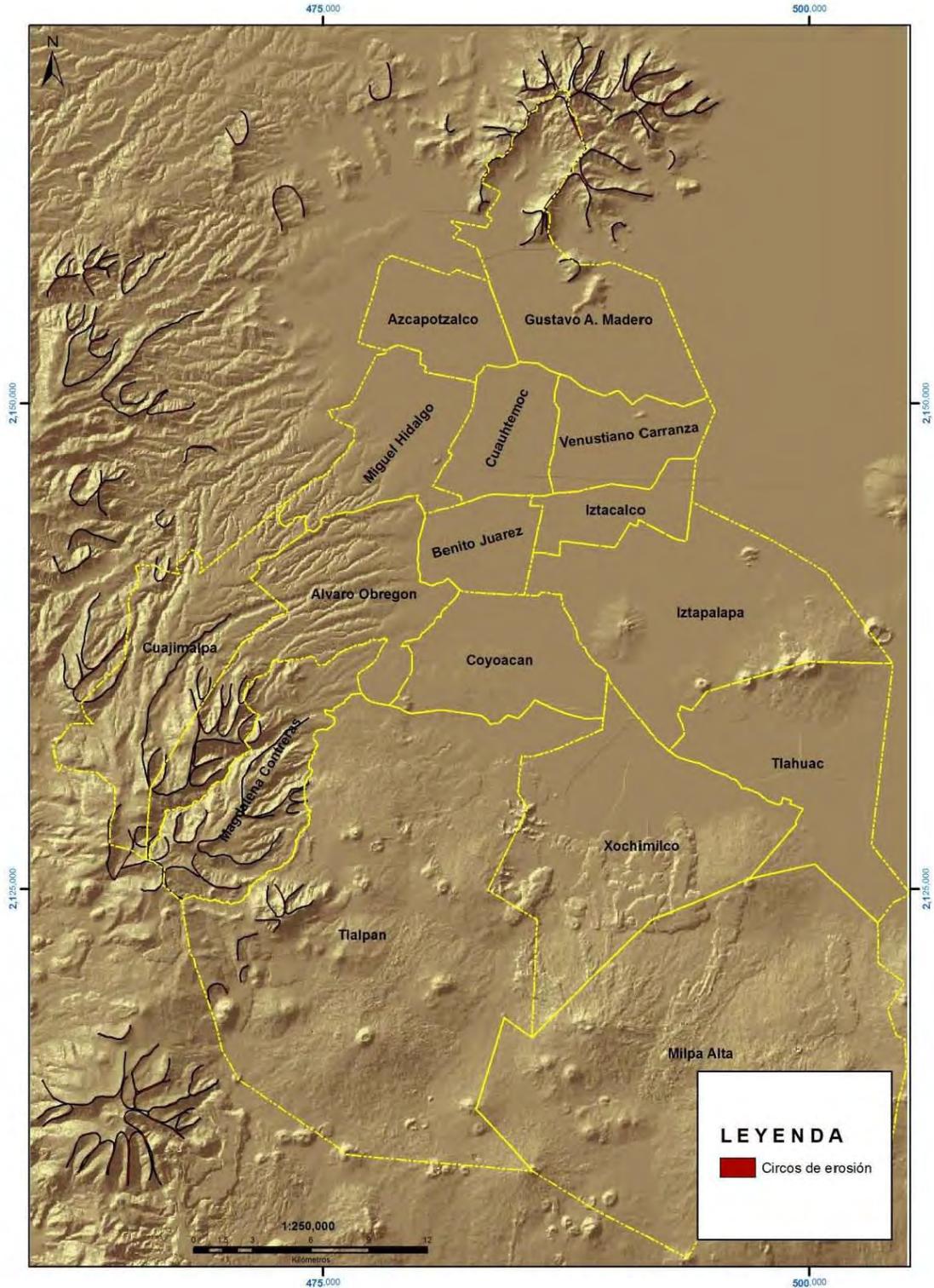


Figura 6.36.- Los circos de erosión se concentran principalmente en la sierra de Guadalupe, al norte, en el volcán San Miguel en el poniente y en el volcán La Corona, al suroeste.

Lineamientos tectónicos

Algunos estudios muestran que la probabilidad de ocurrencia de PRM se incrementa notablemente en las zonas cercanas a lineamientos tectónicos (Lee *et al.*, 2002; Gómez y Kavzoglu, 2005). La susceptibilidad a deslizamientos se incrementa en estas zonas debido al fracturamiento y brechamiento asociado a las fallas.

En escarpes o en trazas de fallas (fracturas de segundo y tercer orden), la roca presenta fracturas de cuarto y quinto orden, lo que genera bloques con la posibilidad de presentar volteos, deslizamientos o desprendimientos, dependiendo de su disposición y arreglo geométrico (Figuras 6.37 a 6.39).

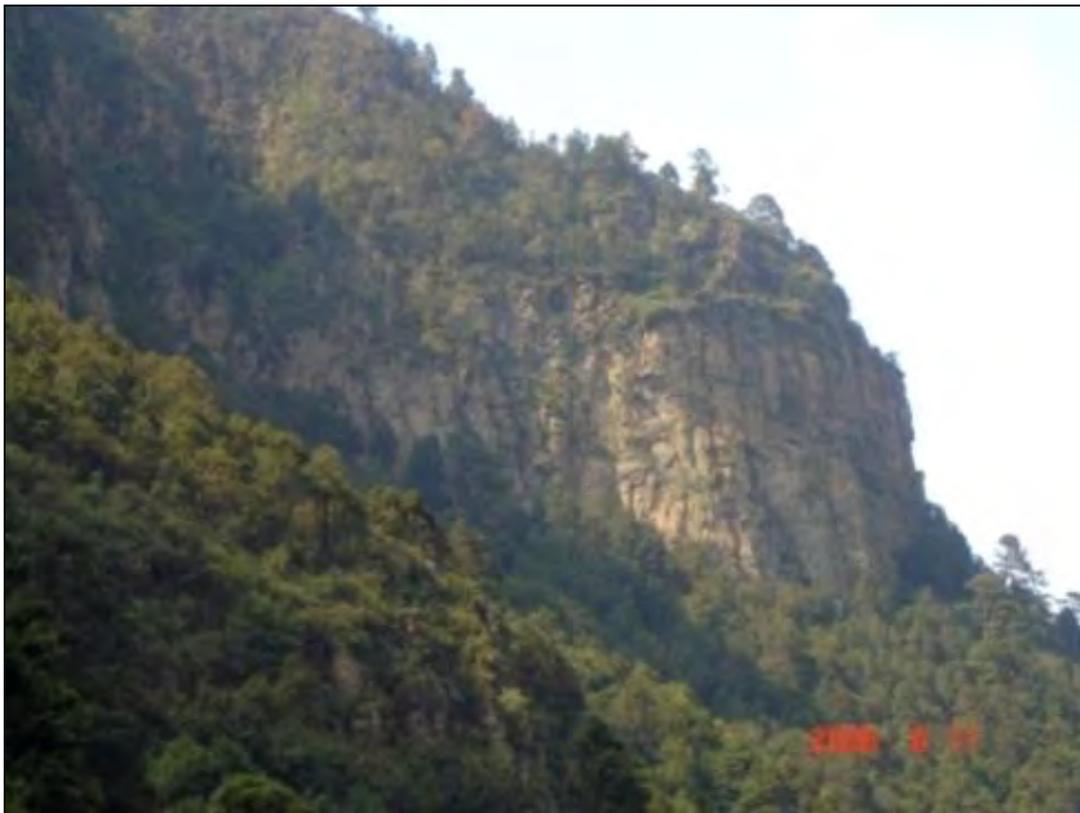


Figura 6.37.- Escarpes de falla a los cuales están asociados procesos como volteo y desprendimiento de bloques.
Escarpe de la Magdalena Contreras, Los Dinamos.



Figura 6.38.- Aspecto de la falla Tenayuca, justo arriba de los límites del área urbana y donde existen abundantes bloques con el potencial de presentar remociones.

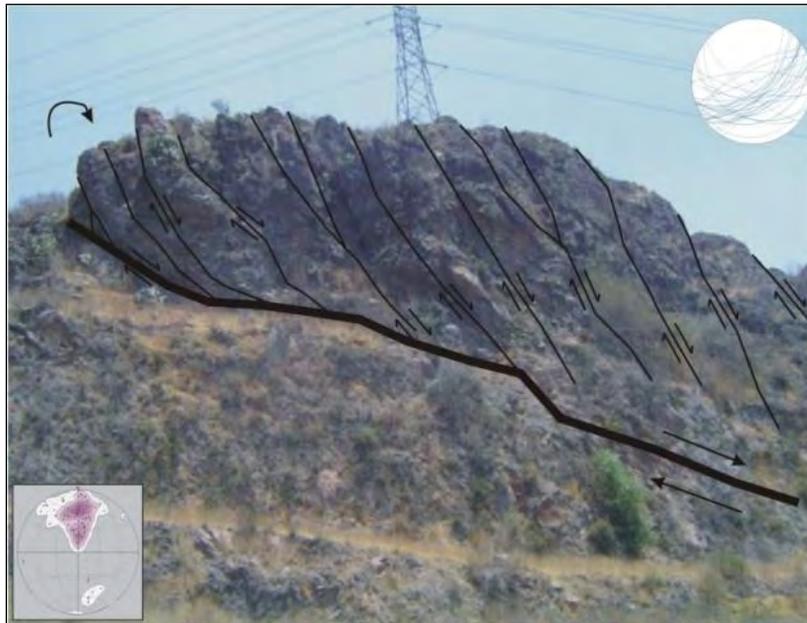


Figura 6.39.- Falla lístrica con fallas sintéticas asociadas, que delimitan bloques cuyo movimiento potencial es por deslizamiento, en Tlalnepantla poniente, Sierra de Guadalupe.

Cuando en un afloramiento, la pared de una falla de tipo normal está expuesta y presenta brechas o rocas trituradas, éstas pueden caer por desprendimiento o deslizamiento (Figuras 6.40 y 6.41).



Figura 6.40.- Deslizamiento a favor de planos de falla. Panteón Jardines del Recuerdo, Sierra de Guadalupe.



Figura 6.41.- Caídas y deslizamientos favorecidos por el brechamiento y fracturamiento de las rocas sobre planos de falla. Cerro Chalma de Guadalupe, al SO de la Sierra de Guadalupe.

Aparte del fracturamiento existen zonas donde los planos presentan harina o brecha de falla, dando la posibilidad de un deslizamiento, dada la baja resistencia de estos materiales (Figura 6.42).

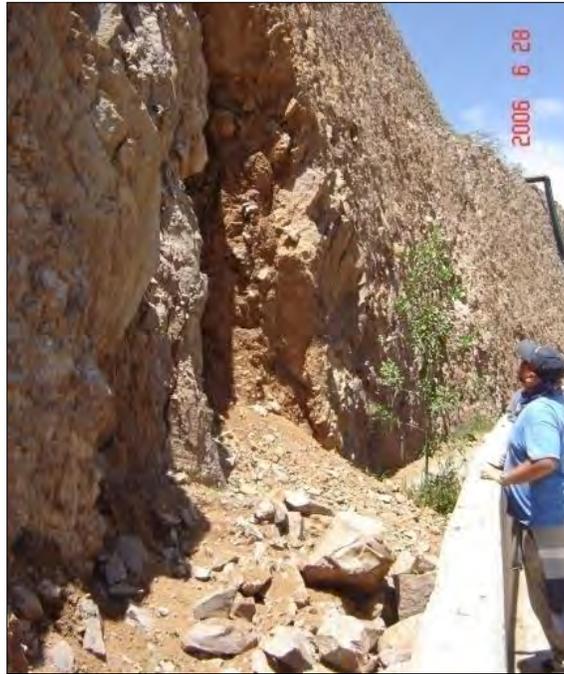


Figura 6.42.- Caída de material en zonas de falla.

En general, las zonas afectadas por fallas normales presentan fracturas paralelas o bien formando diversos ángulos con respecto al plano de falla principal, las cuales se interceptan con otras discontinuidades tales como planos de flujo, planos de enfriamiento y fracturas de descompresión, definiendo bloques con la posibilidad de volcar o deslizar.

A partir del análisis de modelos de relieve sombreado con inclinaciones del haz de luz a cada 45°, se marcaron los principales lineamientos. En un mapa de *densidad de lineamientos* podemos asumir que valores altos de densidad representan zonas con mayor potencial a presentar PRM, ya que representan áreas donde se interceptan fallas y fracturas (fracturas de primer, segundo y tercer orden). En este caso, se consideró conveniente usar el mapa de lineamientos sin obtener el valor de la densidad (longitud de lineamientos/área). Los lineamientos se tomaron de manera individual y se aplicó un búfer o zona de influencia de 25 m a cada lado, tomando en cuenta que es precisamente donde pasa el lineamiento que se tiene un fracturamiento asociado, o bien se define un control estructural sobre los conos de escoria o los domos volcánicos.

La figura 6.43 muestra el mapa de lineamientos considerado para la zona de estudio.

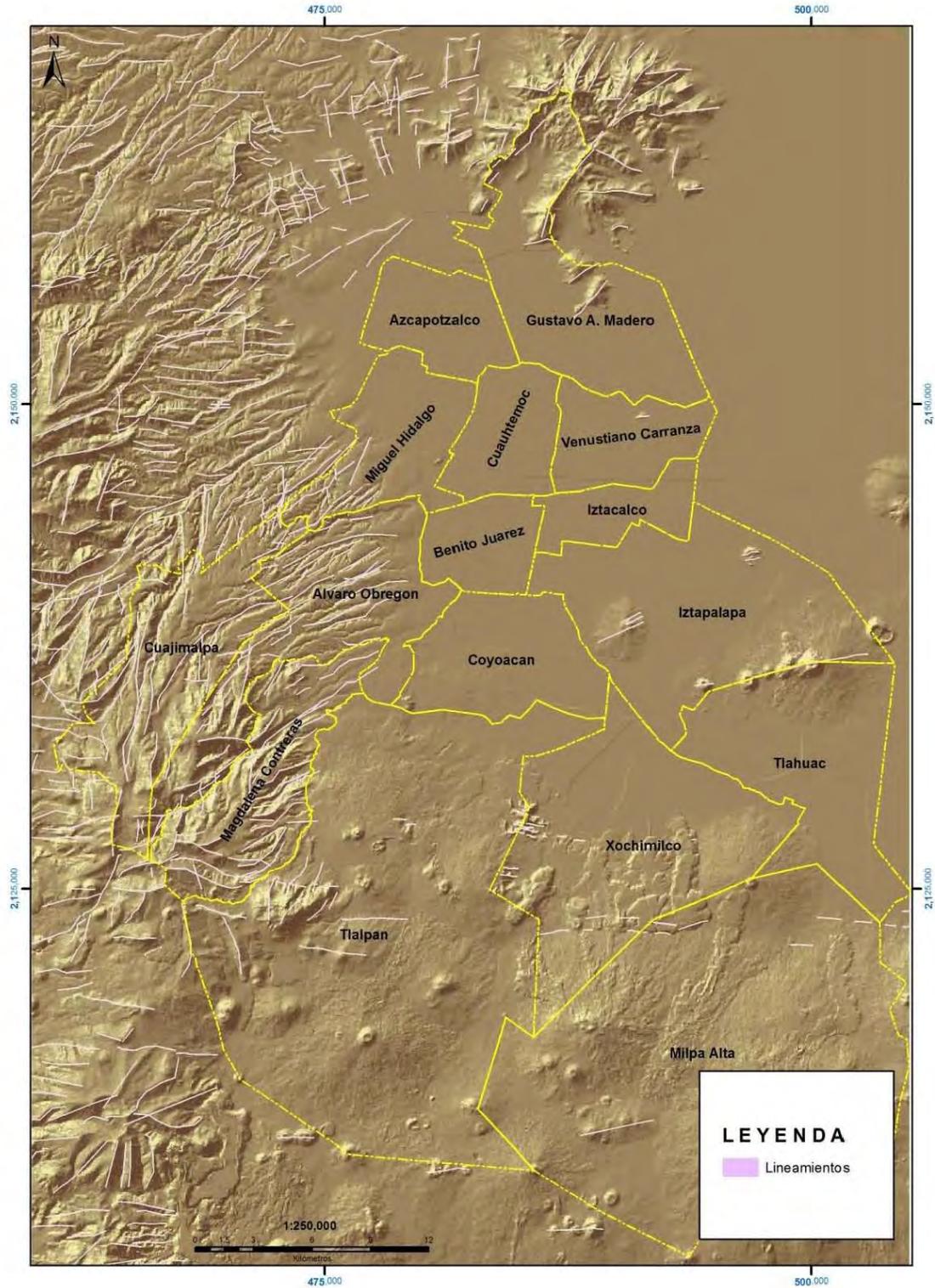


Figura 6.43.- Mapa de lineamientos que resalta la zona norte y poniente como de mayor fracturamiento regional.

Drenaje

Diversos estudios muestran la correlación que existe entre la generación de remociones en masa y la proximidad a las líneas de drenaje (Dai, 2002; Foumelis *et al.*, 2004). La erosión ocasionada en los cauces y la saturación del terreno favorecen la presencia de deslizamientos, desprendimientos y flujos.

El drenaje se manifiesta por la generación de *barrancas*, que son formas negativa del relieve, con laderas abruptas, con frecuencia ramificándose hacia la cabecera, con las márgenes carentes de vegetación. En longitud pueden alcanzar algunos kilómetros y en profundidad y anchura, algunas decenas de metros. También se definen como los surcos o cárcavas dispuestas radialmente desde la cima de un volcán hacia su base; surgen debido a la erosión de las laderas por las aguas pluviales (Lugo Hubp, 1989).

Un barranco es susceptible a presentar procesos de remoción dependiendo de: tipo de material, grado de la erosión fluvial, fuerzas actuantes de tipo interno (como el peso propio y la resistencia del material) y externo (peso de obras civiles y vibraciones de origen antrópico).

Los procesos de remoción que se presentan en estas zonas son principalmente deslizamientos, caída de rocas y flujos canalizados de lodo y detritos (Figuras 6.44 a 6.47).



Figura 6.44.- Los escurrimientos en las barrancas favorecen la ocurrencia de flujos de lodo.



Figura 6.45.- Las acumulaciones de material granular y bloques favorecen la ocurrencia de flujos de detritos canalizados a través de las barrancas.

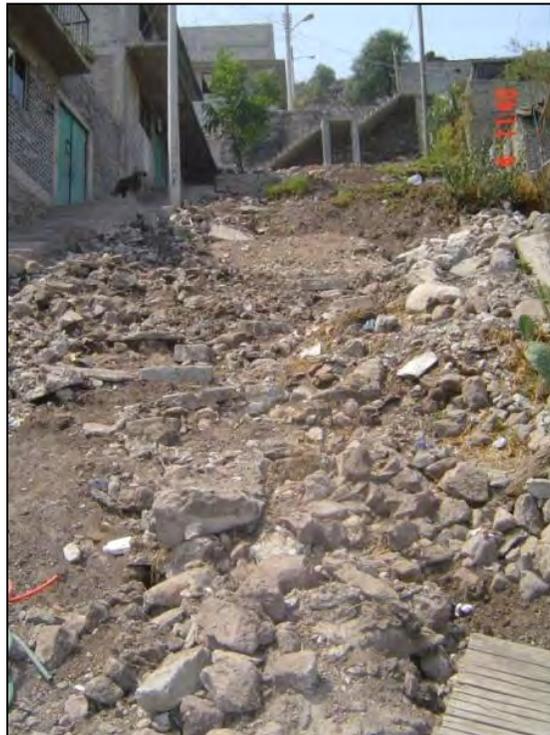


Figura 6.46.- Flujos de detritos en una zona urbanizada. Sierra de Guadalupe.

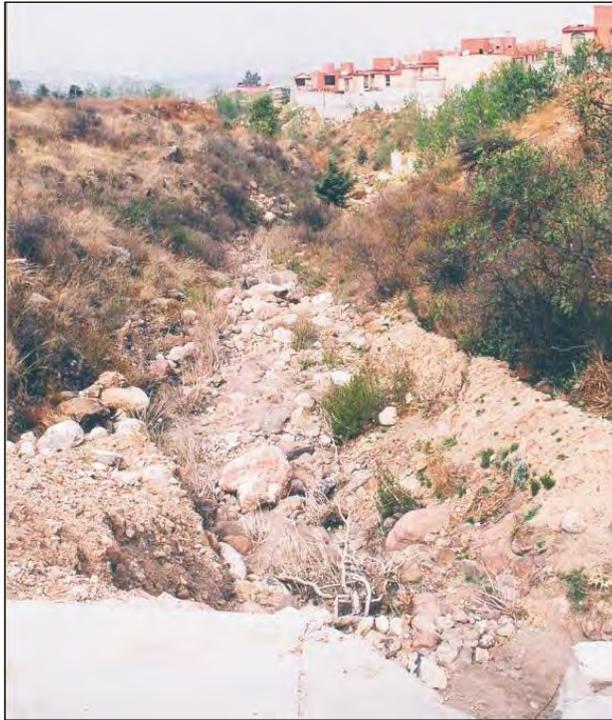


Figura 6.47.- Flujos de detritos depositados en zonas bajas. Zona de barrancas en Ecatepec, Sierra de Guadalupe.

En este caso se tomó en cuenta la red de drenaje (Servicio Geológico Metropolitano, 2005) y no el valor de densidad de disección (longitud de corrientes/área). De manera general se puede asumir que los valores altos de densidad marcan zonas con mayor propensión a generar PRM. Al igual que en el caso de los lineamientos, se asumió que la influencia del drenaje se da precisamente donde se localizan estos rasgos.

Se consideró una zona de influencia o búfer de 25 m, dada la escala de trabajo y considerando que las líneas del drenaje definen por sí mismas las áreas que pueden ser susceptibles de presentar PRM debido al arrastre de detritos y a la socavación lateral (Figura 6.48).

No se toma en cuenta el drenaje en términos de los volúmenes o gastos hidráulicos que se puedan presentar, sino de su presencia como un factor condicionante.

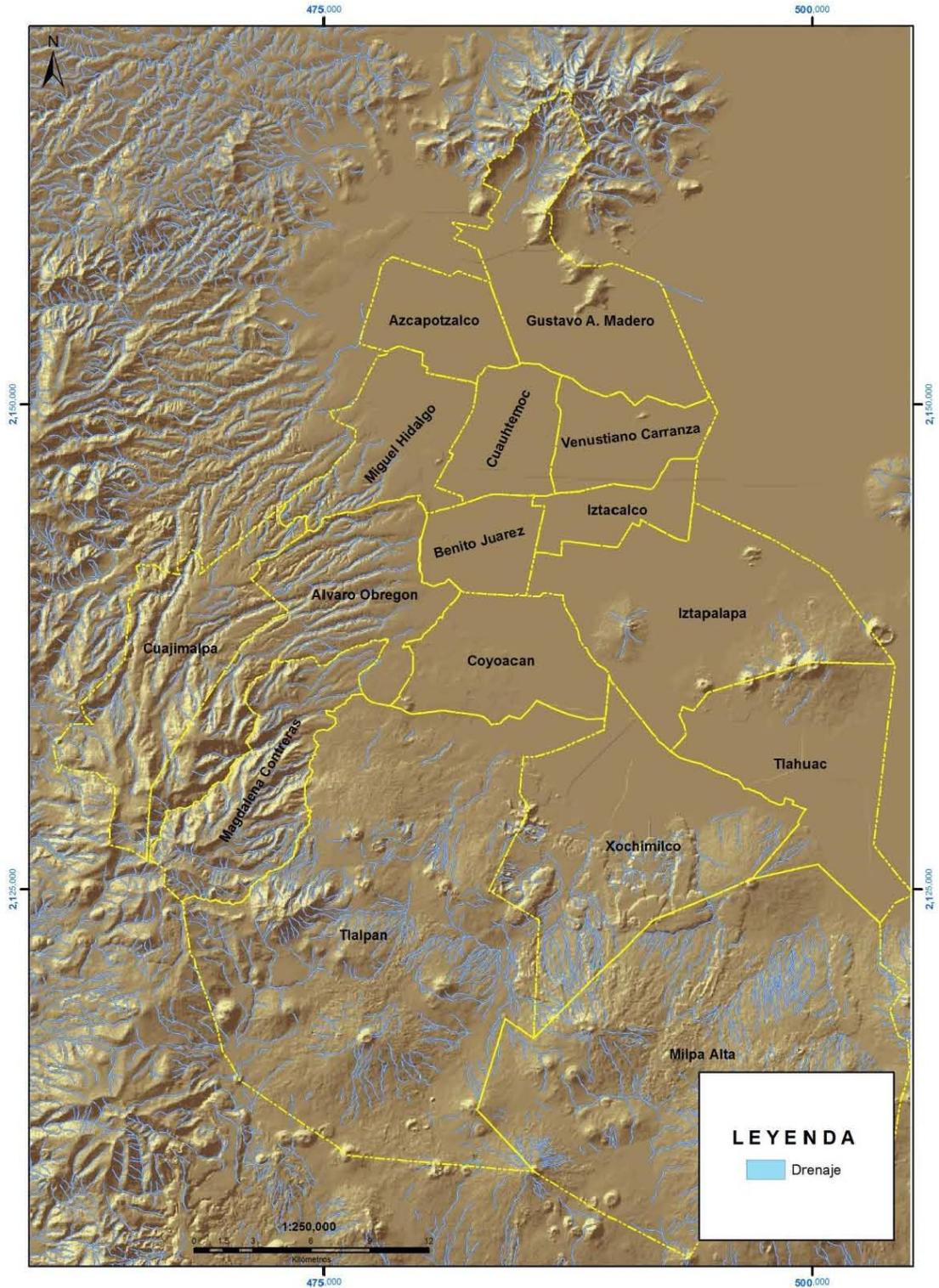


Figura 6.48.- El mapa de drenaje muestra patrones dendríticos, paralelos y radiales (Servicio Geológico Metropolitano, 2005).

Crecimiento urbano

Las áreas sometidas a la urbanización pueden presentar problemas de estabilidad asociados a la influencia antrópica. De manera general se puede mencionar la sobrecarga de las construcciones, los cortes en los taludes ya sea para construcción de caminos o para viviendas, las filtraciones de agua de uso doméstico, la generación escombros o material suelto sobre la pendiente.

La influencia principal de las zonas urbanas se manifiesta por las modificaciones realizadas al relieve original, mediante la realización de terrazas para la construcción de caminos o viviendas, así como los cortes en las laderas con el fin de obtener espacio para incrementar el área de construcción. Todo ello se ve agravado por la utilización de procedimientos constructivos inadecuados, que no toman en cuenta las características y el comportamiento de los materiales, aunado a la falta de mantenimiento y de obras de mitigación de los taludes así generados (Figuras 6.49 a 6.51).



Figura 6.49.- Remoción en un talud formado por materiales vulcanoclásticos provenientes del volcán San Miguel. Colonia Tamarindos, zona de Santa Fe.



Figura 6.50.- Falla al interior de una excavación detonada por intensas lluvias, en la zona de Santa Fe, Delegación Cuajimalpa.



Figura 6.51.- Modificación del relieve para habilitar terrazas para la construcción, poniente del Distrito Federal.

El crecimiento urbano en el Distrito Federal se ha dado a partir de la zona central, en lo que hoy es la delegación Cuauhtémoc. En 1980 la zona urbana se extendió en toda la parte plana, en el piedemonte y parte de la zona montañosa. Para el año 2000 la mancha urbana creció hacia zonas más altas, de fuerte pendiente, de cauces o barrancas, de frentes de flujos de lava y al pie de los conos de escoria (Figura 6.52).

Para el análisis de la susceptibilidad se usó el mapa de la zona urbana hasta el año 2000 (Figura 6.53).



Figura 6.52.- Etapas del crecimiento urbano en la zona de estudio. Se aprecia una expansión hacia zonas montañosas (Servicio Geológico Metropolitano, 2005)

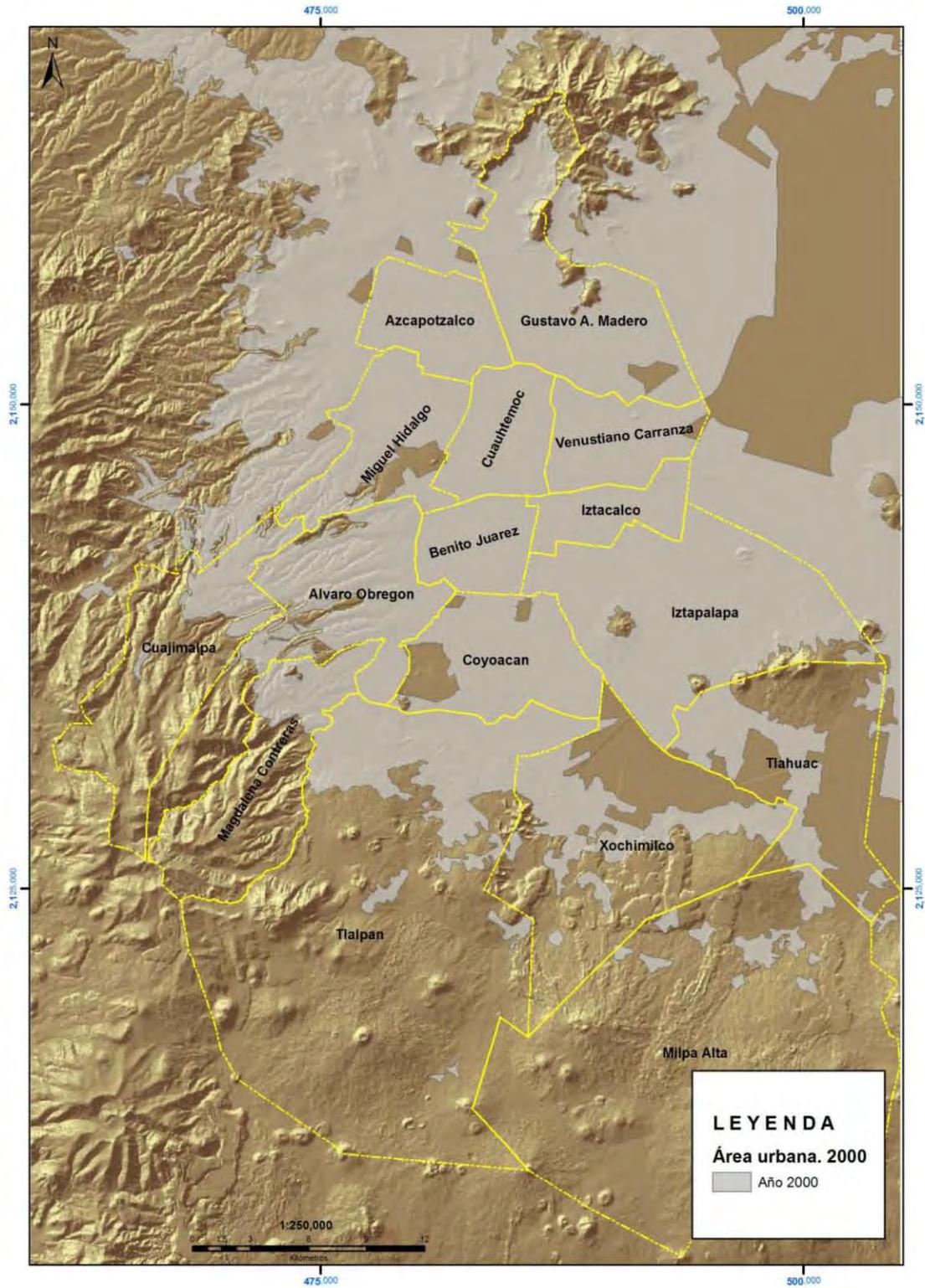


Figura 6.53.- Área urbana para el año 2000.

Inventario de PRM

Con base en recopilación hemerográfica, trabajo de campo, así como de una integración y análisis de reportes y visitas con personal de Protección Civil del Distrito Federal realizadas para la atención y asesoría en casos de emergencia en zonas afectadas por PRM, se compiló una base de datos a partir de 1999, misma que presenta información acerca de la ubicación, tipo de proceso observado, litología, observaciones generales, afectaciones y una opinión cualitativa de riesgo (Figura 6.54). La base de datos conforma un inventario de 95 puntos o zonas donde se han presentado PRM, la mayoría de ellos causaron afectaciones a la población e infraestructura civil. Es importante precisar que esta base presenta vacíos en algunos campos, debido a deficiencias propias de la información recabada. Cuando los PRM no se georreferenciaron con GPS, éstos se ubicaron con ayuda de mapas, con posteriores visitas a campo y con apoyo de internet, a través de Google Earth y Guía Roji.

El inventario de PRM así generado se muestra en la figura 6.55, mismo que ha servido para validar y orientar los criterios mediante los cuales se combinaron las variables o mapas temáticos para la generación del mapa final de la susceptibilidad.

ID	X	Y	PUNTO	FECHA OPIN	CLAVE	FECHA NOTI	FECHA PROC	CALLES	COLONIA	DELEGACION	CARACTERAS
1	476344	2139710	1	19990512	12may99-AO			N de la calle Tarango, so	San clemente, fracci	Ilvarro Obregon	
2	476159	2139034	2	19990529	26may99-AO			Ric Balsas (Manzana 20)	San Clemente fraccio	Ilvarro Obregon	
3	470807	2140393	3	19990708	08jul99-Cua			Tamaulipas (entre la M,xi		Cuaajmalpa	Cortes en roca (t
4	475210	2142759	4	19990730	30jul99-AO			Corredor Santa Fe	El puente de las Ceb	Ilvarro Obregon	
5	473968	2139002	5	19990920	20sep99-AO			Loma Tarango	El ruedo	Ilvarro Obregon	
6	471448	2135948	6	19991004	04oct99-AO			Predio El Caballito		Ilvarro Obregon	2770 msnm. Pendie
7	475720	2140102	7	19991025	25oct99-AO			5 y 6	Lomas de Puerta Gran	Ilvarro Obregon	
8	492517	2160201	8	19991118	18nov99-Tlalne		20 julio 1999				
9	475888	2140179	9	19991123	23nov99-AO			Predio Puerta Grande, Man	Puerta Grande	Ilvarro Obregon	
10	473966	2140214	10	19991206	06dic99-AO		0	Manzana 10, Pred. Actlamax		Ilvarro Obregon	
11	492915	2129162	11	19991208	8dic99-Kochi				Santa Cruz Acapulxica	Kochimilco	Zona de barrancas
12	485829	2159888	12	20000330	30mar00-GM				Benito Ju rez y ampl	Gustavo A. Made	
13	476344	2139710	13	20000404	04abr00-AO			Tarango y Oyamel	San Clemente (Norte)	Ilvarro Obregon	
14	473333	2139646	14	20000427	27abr00-AO			Pueblo de Santa Lucia	Ampliacion dos rjos	Ilvarro Obregon	
15	486926	2160252	15	20000628	28jun00-Tlalne	28 junio de 200	27 junio de 2000	Alpino Castoli y Excursio	L zaro C rdenas	Tlalnepanitia	
16	476936	2142349	16	20000705	05jul00-AO			Puerto Armuelles, entre S	Ampliacion Piloto (M	Ilvarro Obregon	
17	485251	2158371	17	20010306	06mar01-GM			Av. Chiquihuite 108	Candelaria Ticom n	Gustavo A. Made	
18	474152	2139467	18	20010329	29mar01-MC			Jacarandas s/n, Tierra co	San Nicol s Totolapa	Magdalena Contr	
19	493998	2136095	19	20010405	05abr01-Izta			Asentamiento Maltepec	Sta. Catarina	Iztapalapa	
20	490809	2138001	20	20010617	17jun01-Izta			Cruce Salinas de Gortari	San Juan Xalpa	Iztapalapa	
21	492555	2137887	21	20010629	29jun01-Izta			Asentamiento La Loma	Lomas de la Estancia	Iztapalapa	
22	499449	2137895	22	20010706	06jul01-Izta			Asentamiento Jarrito	San Pablo I y II	Iztapalapa	
23	499121	2128034	23	20010712	12jul01-Izta			Lote 1, M. 28, Calle Huec	Lomas de la Estancia	Iztapalapa	Ladera con 40 m d
24	473241	2138472	24	20010810	10ago01-MC			-	Cazulco	Magdalena Contr	
25	485946	2158798	25	20010816	16ago01-GM			-	Candelaria Ticom n	Gustavo A. Made	
26	497333	2137449	26	20010830	30ago01-Izta		26 agosto 2001	Espuina calle Frambuesa y	Palmitas	Iztapalapa	Bloques de roca,
27	472904	2143806	27	20010928	28sep01-Cu			Rabatas no. 18	Bosque de las Lomas	Cuaajmalpa	
28	496956	2136373	28	20011115	15nov01-Izta			Predio Geranio	Buena Vista	Iztapalapa	
29	476856	2140842	29	20011116	16nov01-AO			Av. Prol. 5 de Mayo, No.	Ex Hacienda de Taran	Ilvarro Obregon	
30	465154	2137532	30	20011120	01oct01-Cu			Priv. Cruz Blanca s/n y T	Pueblo de San Lorenz	Cuaajmalpa	

ID	DELEGACION	CARACTERAS	TIPOLOGIA	LITOLOGIA	DAÑOS Y AF	CARACTERAS	DETONANTE	OBSERVACION	RIESGO
1	Ilvarro Obregon		Deslizamiento	?	Viviendas	Cortes naturales y a		Terrenos sin compact	
2	Ilvarro Obregon		?	?	Viviendas	Se trata de cortes n		Hay construcciones e	Alto
3	Cuaajmalpa	Cortes en roca (toba	Deslizamientos y ca;	Roca dacitica (Pendiente de 60 a 75		El corte pudo causar	Alto
4	Ilvarro Obregon		Desprendimiento de b	lahares, ignimb	Viviendas	Estratificado (mater		Fuerte pendiente y f	
5	Ilvarro Obregon		Desprendimientos	Piroclastos?	Viviendas				
6	Ilvarro Obregon	2770 msnm. Pendiente	Deslizamientos	Material (geo.	Viviendas y afectaci		Escurrimiento de agu	Actividad antropica	
7	Ilvarro Obregon		Desprendimientos de	Rellenos hetero			Humedad permanente d		Alto
8	?		Desprendimiento de r		Dos viviendas (impac			Bloques sueltos por	
9	Ilvarro Obregon		Caídas y desprendim	Formacion Taran	Viviendas			Problem tica desde 1	Medio (unos lotes
10	Ilvarro Obregon		Deslizamiento y desp	Tobas de matriz	Daños al predio	Cortes verticales en		Problem tica desde 1	Medio
11	Kochimilco	Zona de barrancas y	Deslizamientos	?	Viviendas			Modificaciones ante	
12	Gustavo A. Made		Caídas de roca, desl	?	Viviendas, zona dens		Lluvia	El 6 oct de 1998, ro	
13	Ilvarro Obregon		Caída de material	Capas limo- arc	Viviendas	Se han estabilizado		Cortes y accion antr	Alto
14	Ilvarro Obregon		Caída de material	Conglomerados,	Viviendas		Escurrimientos de ag	Lotes de alto riesgo	Alto
15	Tlalnepanitia		Deslizamiento y caid	Arcillas y bloq	Personas sepultadas			Occas colonias afect	Alto
16	Ilvarro Obregon		Caída	Material pirocl	Viviendas			Accion antropica imp	Alto
17	Gustavo A. Made		Deslizamiento y caid	?	Viviendas cercanas a	Macizo rocoso fractu		Existe accion antrop	Alto
18	Magdalena Contr		Deslizamientos	Toba limosa (te	Daños a predio			Existe accion antrop	Alto
19	Iztapalapa		Deslizamiento y caid	Capas de escori	Viviendas	Materiales sueltos,	Lluvia		Alto
20	Iztapalapa		Rodamiento de rocas	?	Muerte de dos niños		Lluvia	Asentamiento irregul	Alto
21	Iztapalapa		Deslizamiento, caid	Cenizas y escor	Viviendas		Lluvia		Alto
22	Iztapalapa		Rodamiento y desliza	Depositos piroc	Daños a predio	Brechamiento genera		Accion antropica	Alto
23	Iztapalapa	Ladera con 40 m de a	Deslizamiento y caid	Rocas empacadas	Viviendas	Hay bloques sueltos.		Terraplenes sin cont	
24	Magdalena Contr		Deslizamiento de tie	?	Se derribo una vivie		Lluvia		
25	Gustavo A. Made		Deslizamiento y roda	?	Viviendas y barda ec			Existen recomendacio	
26	Iztapalapa	Bloques de roca, gra	Deslizamiento de ro	Coladas de lava	-	Presencia de coladas	Accion antropica	Bloques sueltos frag	Alto
27	Cuaajmalpa		Deslizamiento y fluj	?	Daños a edificio		Lluvia	Debido a lluvias hub	
28	Iztapalapa		Deslizamiento de roc	Coladas de lava	Afecto a 10 lotes co	Escarpe de 20 de alt		Accion antropica.	Alto
29	Ilvarro Obregon		No se menciona	?	Daños a predio			Explotacion de mater	Alto
30	Cuaajmalpa		Deslizamiento de sue	Toba de matriz	Viviendas		Intensas lluvias		Alto
31	Milpa Alta		Deslizamientos y des	?	Viviendas	Formados por suelo y		Hay terrazas sosten	Alto
32	Iztapalapa		Deslizamiento y roda	Coladas de basa	Afecto a una vivie	Pendientes de 35-40s	Lluvia	Cortes del cerro par	Alto
33	Tlalpan		Deslizamiento	Escorias y bloq	Cisternas, bardas, vi		Lluvia		Alto
34	Ilvarro Obregon		Deslizamientos y des	Brecha volc nic	Viviendas	Hay cortes verticiale		Hay viviendas en el	Alto
35	Cuaajmalpa		Deslizamiento	?	Un Colegio, el siste			Deficiente drenaje y	Alto
36	Kochimilco	La ladera consiste e	Deslizamiento, volte	Derrames de lav	Viviendas	15 m de alto, pendie		Lejamiento y brecha	Alto
37	Iztapalapa		Deslizamiento y desp	Escoria, derram	Sepulto 2 viviendas	Explotacion de mater	Lluvia	Se genere una avalan	
38	Ilvarro Obregon		Deslizamiento	?	Lesiones a menor de		Lluvias intensas		

Figura 6.54.- Ejemplo de la base de datos usada para obtener el inventario de PRM.

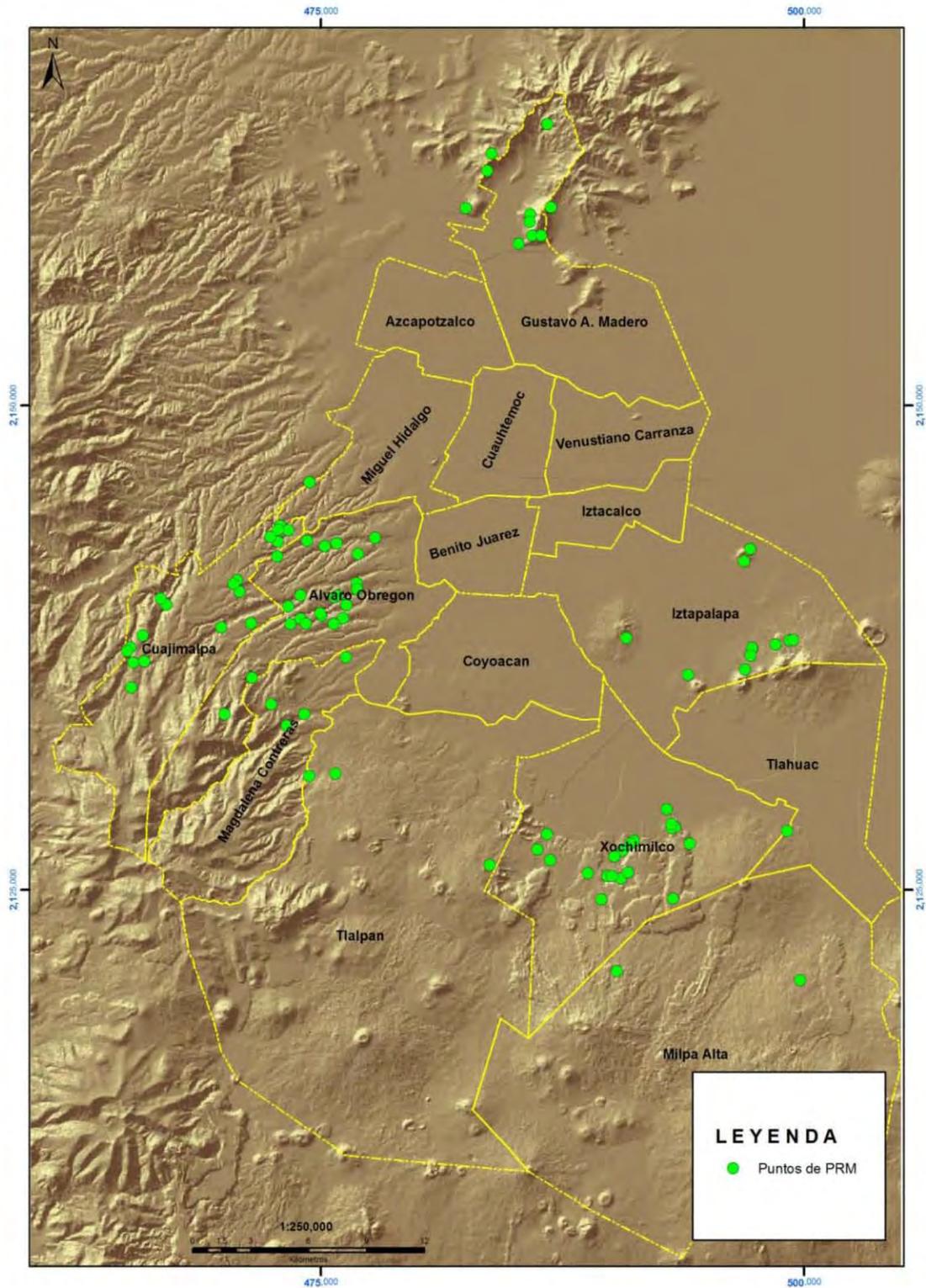


Figura 6.55.- Inventario de PRM que resalta las zonas de mayor recurrencia a partir de 1999.

Mapa de susceptibilidad

El mapa de susceptibilidad escala 1:75 000, de la porción SO de la Cuenca de México, que abarca al Distrito Federal y parte del Estado de México, se generó a partir de la sobreposición de los mapas temáticos anteriormente descritos, usándose el Sistema de Información Geográfica ILWIS, versión 3.1.

El tamaño de celda considerado fue de 20 m, lo que generó una malla de 3 250 líneas por 2 300 columnas. El método empleado se basa en la valoración de la susceptibilidad de manera heurística, es decir, tomando en cuenta el criterio y el conocimiento “a priori” de la zona de estudio. La naturaleza de este método es subjetiva, por lo que la forma de valorar los mapas y sus rangos puede variar en función del criterio de cada especialista. Sin embargo, se ha procurado que esta apreciación subjetiva se apege en gran medida a las características de la zona, además de que considera lo observado en los recorridos de campo, el análisis del inventario realizado, así como las ideas que otros autores han mencionado respecto a la influencia de cada variable en la generación de PRM (Dai, 2002; Menéndez y Marquínez, 2002; Lee *et al.*, 2002; Foumelis *et al.*, 2004; Gómez y Kavzoglu, 2005; Moreiras, 2005; Van Westen *et al.*, 2006; Margielewski, 2006; Komac, 2006).

Las variables y sus rangos, junto con los mapas de rasgos lineales o áreas, se combinaron usando principios del álgebra booleana, asignando los niveles de susceptibilidad de manera cualitativa y subjetiva. Evidentemente, esto puede llevar a generalizaciones debido al fundamento subjetivo del método, a la escala y a los parámetros involucrados, sin embargo, también resulta un avance en el estudio y análisis de los PRM, en el sentido de determinar las áreas críticas, tomando como base las características más importantes del relieve así como la ocurrencia de remociones en masa dentro de la región. Este mapa es importante pues sirve para poder determinar las áreas que son propensas a presentar algún tipo de inestabilidad, lo cual es necesario para tomar medidas correctivas y preventivas, así como para establecer los puntos o zonas críticas donde se debe poner especial atención en la gestión del riesgo.

En la tabla 6.5 se muestra un ejemplo del tipo de enunciados utilizados para categorizar la susceptibilidad.

Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Granular	Menor a 2700 m. * 0 - 15	Granular	BAJO
Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Lavas básicas	Menor a 2700 m. * 0 - 15	Lavas básicas	BAJO
Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Lavas ácidas	Menor a 2700 m. * 0 - 15	Lavas ácidas	BAJO
Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Granular	Menor a 2700 m. * 15 - 30	Granular	BAJO
Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Lavas básicas	Menor a 2700 m. * 15 - 30	Lavas básicas	BAJO
Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Lavas ácidas	Menor a 2700 m. * 15 - 30	Lavas ácidas	BAJO
Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Granular	Menor a 2700 m. * Mayores de 30	Granular	ALTO
Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Lavas básicas	Menor a 2700 m. * Mayores de 30	Lavas básicas	ALTO
Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Lavas ácidas	Menor a 2700 m. * Mayores de 30	Lavas ácidas	ALTO
De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Granular	De 2700 a 3100 * 15 - 30	Granular	MEDIO
De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas básicas	De 2700 a 3100 * 15 - 30	Lavas básicas	MEDIO
De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas ácidas	De 2700 a 3100 * 15 - 30	Lavas ácidas	MEDIO
De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Conos	De 2700 a 3100 * 15 - 30	Conos	MEDIO
De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Granular	De 2700 a 3100 * 0 - 15	Granular	BAJO
De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Lavas básicas	De 2700 a 3100 * 0 - 15	Lavas básicas	BAJO
De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Lavas ácidas	De 2700 a 3100 * 0 - 15	Lavas ácidas	BAJO
De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Conos	De 2700 a 3100 * 0 - 15	Conos	BAJO
De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Granular	De 2700 a 3100 * Mayores de 30	Granular	ALTO
De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Lavas ácidas	De 2700 a 3100 * Mayores de 30	Lavas ácidas	ALTO
De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Conos	De 2700 a 3100 * Mayores de 30	Conos	ALTO
Mayor a 3100 * 15 - 30 * Granular	Mayor a 3100 * 15 - 30	Granular	MEDIO
Mayor a 3100 * 15 - 30 * Lavas básicas	Mayor a 3100 * 15 - 30	Lavas básicas	MEDIO
Mayor a 3100 * 15 - 30 * Conos	Mayor a 3100 * 15 - 30	Conos	MEDIO
Mayor a 3100 * 0 - 15 * Granular	Mayor a 3100 * 0 - 15	Granular	BAJO
Mayor a 3100 * 0 - 15 * Lavas básicas	Mayor a 3100 * 0 - 15	Lavas básicas	BAJO
Mayor a 3100 * 0 - 15 * Conos	Mayor a 3100 * 0 - 15	Conos	BAJO
Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Granular	Mayor a 3100 * Mayores de 30	Granular	ALTO
Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Lavas básicas	Mayor a 3100 * Mayores de 30	Lavas básicas	ALTO
Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Conos	Mayor a 3100 * Mayores de 30	Conos	ALTO

Tabla 6.5.- Ejemplo de las tablas de asignación empleadas para la categorización de la susceptibilidad.

Usando enunciados basados en la teoría de conjuntos del álgebra booleana, se obtuvieron los mapas de ALTO, MEDIO y BAJO para el mapa principal denominado HPL (por sus iniciales Hipsometría, Pendiente y Litología):

ALTO:=IFF((HPL="Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Material Granular")OR(HPL="Mayor a 3100 * 15 - 30 * Material Granular")OR(HPL="Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Lavas básicas")OR(HPL="Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Lavas básicas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Conos")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Material Granular")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Lavas básicas")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Conos")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Material Granular")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Conos"),"Alto",?)

MEDIO:=IFF((HPL="Mayor a 3100 * 15 - 30 * Conos")OR(HPL="Mayor a 3100 * 15 - 30 * Lavas básicas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas básicas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Conos")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Material Granular")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Lavas básicas")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="Menor a 2700 m. * Mayores de 30 * Conos")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Material Granular")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Conos"),"Medio",?)

BAJO:=IFF((HPL="Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Granular")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Lavas básicas")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Lavas ácidas")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Granular")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Lavas básicas")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Granular")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Lavas básicas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Conos")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Granular")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * Mayores de 30 * Conos")OR(HPL="Mayor a 3100 * 0 - 15 * Granular")OR(HPL="Mayor a 3100 * 0 - 15 * Lavas básicas")OR(HPL="Mayor a 3100 * 0 - 15 * Conos")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Granular")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Lavas básicas")OR(HPL="Mayor a 3100 * Mayores de 30 * Conos"),"Bajo",?)

Conos")OR(HPL="Mayor a 3100 * 15 - 30 * Lavas ácidas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Lavas básicas")OR(HPL="De 2700 a 3100 * 15 - 30 * Material Granular"), "Medio",?)

BAJO:=IFF((HPL=" Mayor a 3100 * 0 - 15 * Lavas ácidas")OR(HPL=" Mayor a 3100 * 0 - 15 * Lavas básicas")OR(HPL=" Mayor a 3100 * 0 - 15 * Material Granular")OR(HPL=" Mayor a 3100 * 0 - 15 * Conos")OR(HPL=" De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Material Granular")OR(HPL=" Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Material Granular")OR(HPL=" Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Lavas ácidas")OR(HPL=" Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Conos")OR(HPL=" Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Lavas ácidas")OR(HPL=" Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Lavas básicas")OR(HPL=" De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Lavas básicas")OR(HPL=" De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Lavas ácidas")OR(HPL=" De 2700 a 3100 * 0 - 15 * Conos")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Lavas básicas")OR(HPL=" Menor a 2700 m. * 0 - 15 * Conos")OR(HPL="Menor a 2700 m. * 15 - 30 * Material Granular"), "Bajo",?)

Los niveles de susceptibilidad se determinaron tomando como base la combinación de estas tres variables consideradas principales: la pendiente, la litología y la altura. Las distintas áreas del mapa anterior, dadas por la intersección de los pixeles donde se cumpliesen con los enunciados (de ALTO, MEDIO y BAJO) se sumaron para obtener el mapa preliminar de la susceptibilidad. De esta forma las demás variables o mapas temáticos, lineamientos, circos de erosión, drenaje y zona urbana, sirvieron para delinear zonas críticas, incrementando el nivel de la susceptibilidad obtenido previamente hasta MUY ALTO (Tabla 6.6).

La figura 6.56 muestra el mapa resultante sin aplicar algún tipo de filtrado. La figura 6.57 muestra el mapa usando un filtro que asigna a cada celda el valor que ejerce mayoría dentro de una matriz de 9x9 pixeles. Evidentemente, esto tiene implicaciones no sólo visuales en el diseño y confección del mapa final, sino que también se dejan de apreciar ciertos rasgos propios del mapa vinculados con la manera en que relacionaron las variables.

Nivel de susceptibilidad.	Descripción
Bajo	Zonas de pendiente menor a 30°, sin urbanización. La presencia de circos de erosión o lineamientos no es importante. Se presenta inclusive en elevaciones mayores a los 2 700 m y en todas las litologías.
Medio	Zonas aún con pendiente moderada, de 15-30°, pero con presencia de la zona urbana y de líneas de drenaje. Se tienen pendientes mayores a 30° con ausencia de zona urbana pero elevaciones mayores a 2 700 m y presencia de circos de erosión y de lineamientos. Se resalta una amplia zona en el sector poniente, correspondiente con en la litología de depósitos granulares, la presencia de zona urbana y de líneas de drenaje, a una elevación menor a los 2 700 m.
Alto	Zonas donde coincide material granular, con líneas de drenaje y área urbana, aun con pendientes menores a 30° y elevaciones menores a los 2 700 m. Corresponde con cauces o barrancas sujetos a la acción antrópica y localizados en las partes más bajas, donde confluyen las líneas de drenaje que inician en las partes altas, generalmente en las cabeceras de los circos de erosión.
Muy alto	Zonas con pendiente mayor a los 30°, en las partes más elevadas, abarcando todas las litologías, además de la presencia de circos de erosión o lineamientos. Ocasionalmente existen algunas líneas de drenaje en las partes altas y de fuerte pendiente.

Tabla 6.6.- Descripción de los niveles de susceptibilidad.

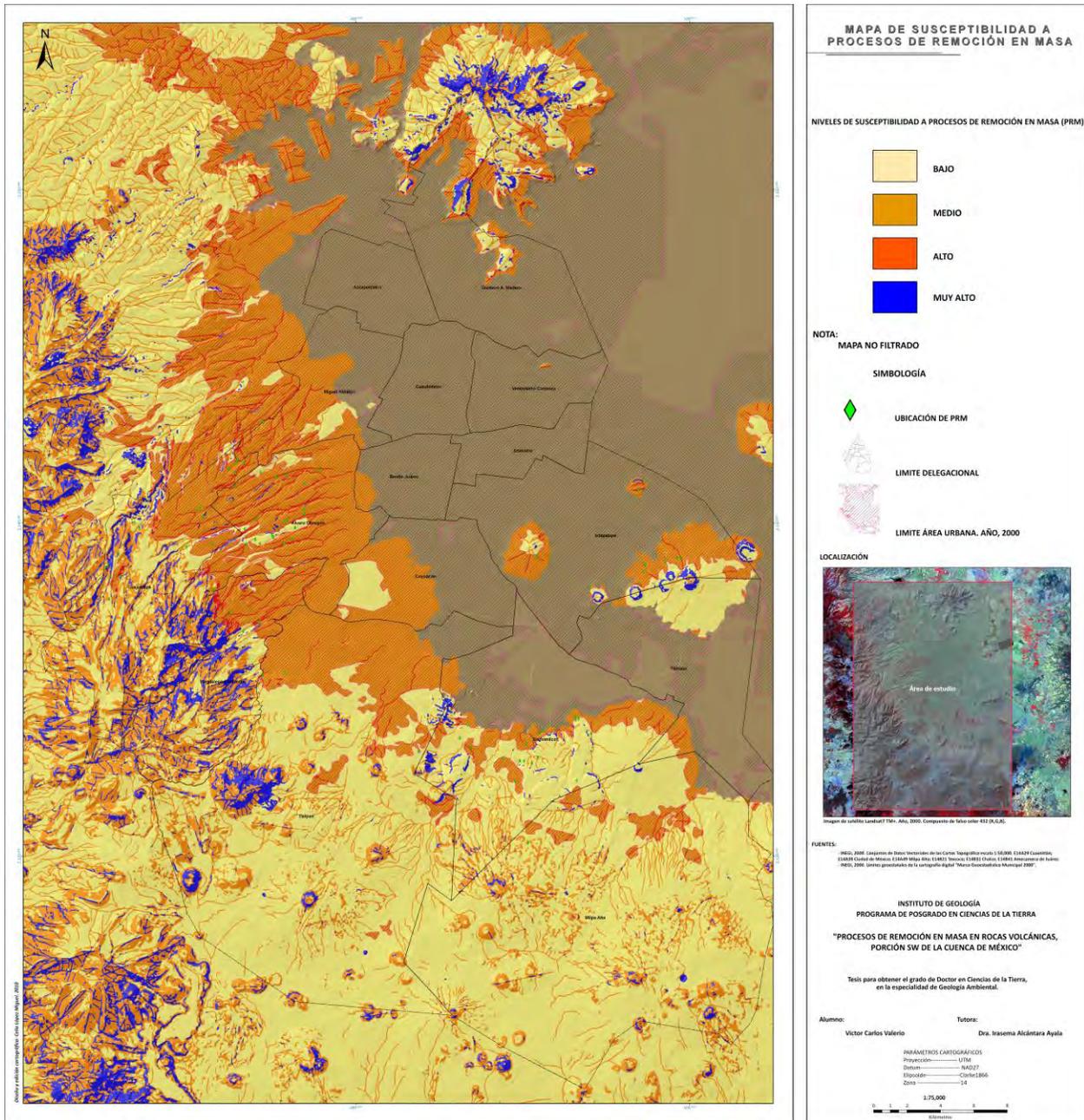


Figura 6.56.- Mapa de susceptibilidad sin filtro.

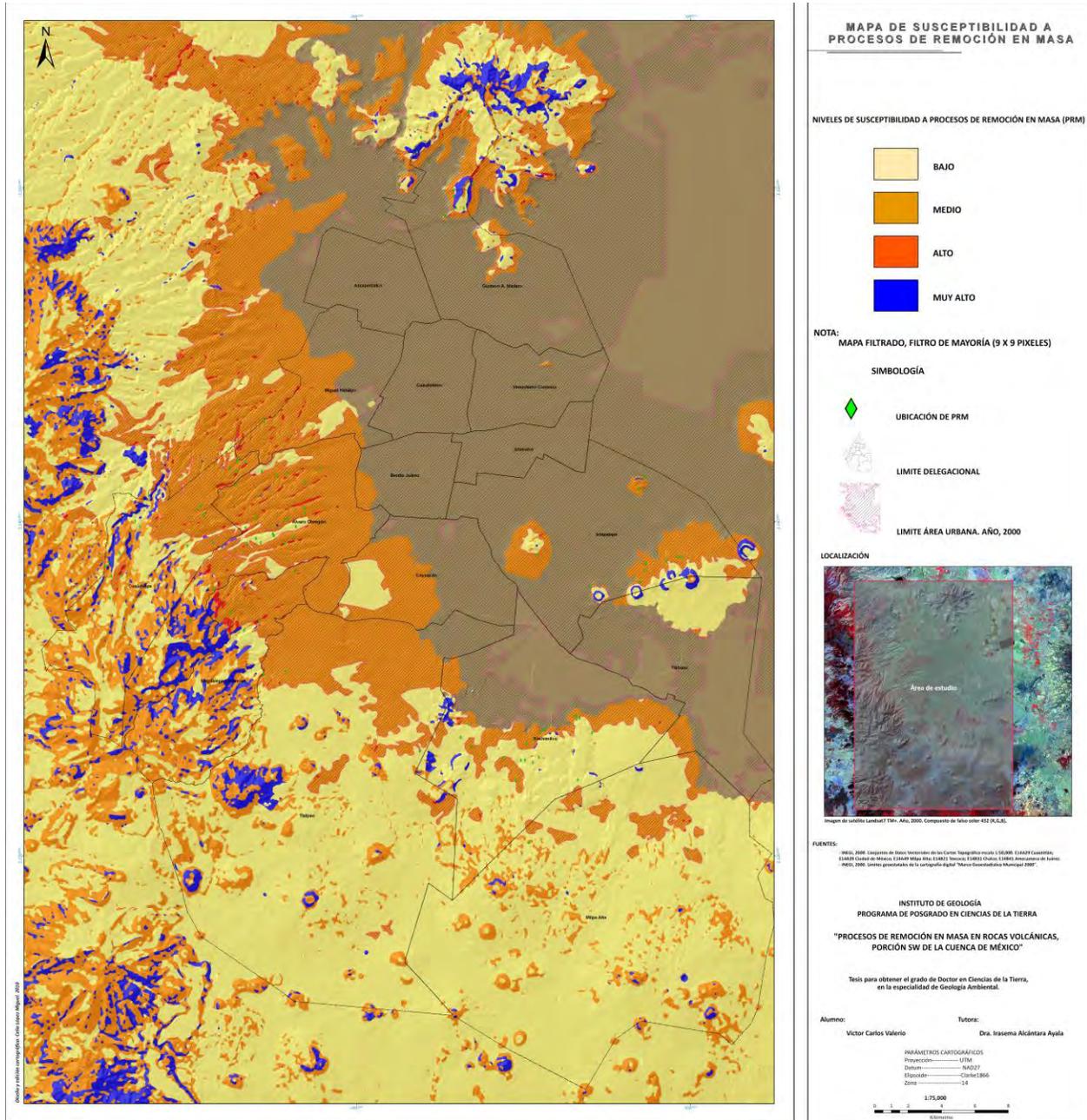


Figura 6.57.- Mapa con filtro de 9x9.

El histograma de la figura 6.58 muestra las proporciones de las áreas respectivas, para un total de 5 033 637 celdas, las cuales representan el 67.34% del área de estudio. El resto de celdas, 2 441 363, que representan el 32.66% restante, corresponden con la planicie lacustre, cuya pendiente para fines prácticos se puede considerar cero, misma que no se consideró en el análisis.

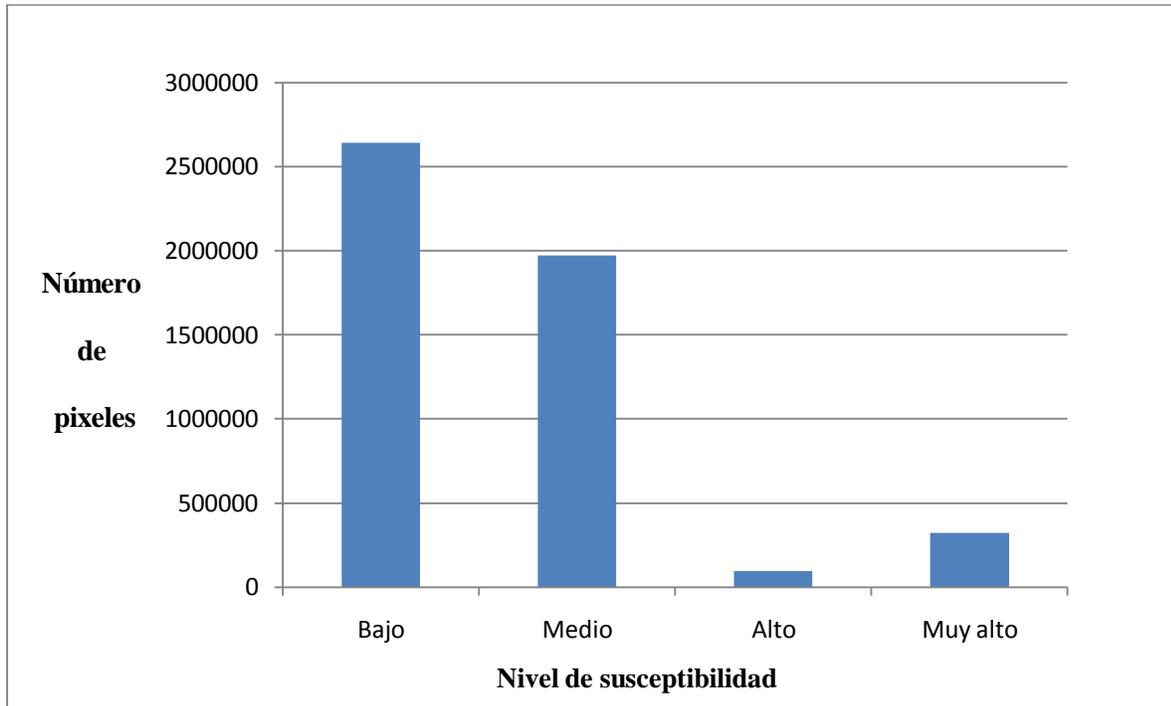


Figura 6.58.- Se observa que predominan las áreas de baja susceptibilidad, dado que el relieve favorable para la generación de remociones en masa se ubica en zonas muy específicas, las cuales representan un pequeño porcentaje del área total.

6.4.- DISCUSIÓN

La zona montañosa del Distrito Federal tiene condiciones geológicas, geomorfológicas y antrópicas que la hacen susceptible a los procesos de remoción en masa. Las delegaciones donde se producen estos fenómenos y que son vulnerables a su afectación, son todas aquellas que abarcan la zona geotécnica de lomas, según el reglamento de Construcciones del Distrito Federal (RCDF, 2004): Gustavo A. Madero, Miguel Hidalgo, Cuajimalpa, Álvaro Obregón, Magdalena Contreras, Tlalpan, Xochimilco, Milpa Alta, Tláhuac e Iztapalapa. Del mapa de susceptibilidad se desprende que las zonas críticas o de mayor propensión a presentar PRM se distribuyen de la siguiente manera:

- Al norte, en la Sierra de Guadalupe, se presentan principalmente en su parte central y más elevada, afectando a volcanes andesíticos, así como en áreas muy localizadas de la periferia, alrededor de los domos dacíticos tales como el Tenayo, Chiquihuite al S, Cerro Gordo al E o el complejo dómico Tlayacampa al O. En esta sierra, resalta la presencia de abundantes circos de erosión y lineamientos, que definen escarpes y zonas de fuerte pendiente. El crecimiento urbano en esta región en muchos casos se extiende hacia las partes altas de las laderas, cerca de afloramientos afectados por intenso fracturamiento, brechamiento y con abundantes de bloques sueltos sobre la pendiente. Los puntos donde se han registrado PRM se encuentran en el Cerro Tenayo, en la zona conocida como Cabeza de Águila y en el Cerro Chiquihuite, donde se tiene una mayor recurrencia.
- Al oriente, en la Sierra de Santa Catarina, las zonas de muy alta susceptibilidad se localizan en la periferia de los conos de escoria y en pequeñas porciones de los cerros Peñón del Marqués y de la Estrella. Los PRM en esta región se presentan principalmente en los derrames de lava que rodean a la sierra, principalmente en la zona norte, abarcando a la Delegación Iztapalapa, donde a pesar de no tener la categoría de muy alta susceptibilidad, el factor antrópico aunado a condiciones locales favorece la ocurrencia de remociones, como el caso de estudio del frente de lava en la Colonia Palmitas. Asimismo, el cerro del Peñón del Marqués, tiene dos eventos registrados, los cuales prácticamente coinciden con zonas de alta y muy alta susceptibilidad.

Un rasgo importante en la Sierra de Santa Catarina es que en la parte sur, correspondiente a la Delegación Tláhuac, donde no existe zona urbana debido a que esta área se ha mantenido como de conservación, la susceptibilidad tiene un nivel bajo, en contraste con la parte norte, donde se asienta la Delegación Iztapalapa, sometida a un crecimiento urbano importante. Esto implica que considerar la zona urbana como un mapa temático para separar y delinear los niveles de

susceptibilidad se adapta de manera general a la distribución de los PRM y a la influencia antrópica que posiblemente influyó para su ocurrencia.

- Al sur, las zonas de nivel muy alto de susceptibilidad, se presentan en la periferia de los conos de escoria así como en algunas porciones en los frentes de los derrames de lava de la Sierra de Chichinautzin. Las delegaciones afectadas son Xochimilco, Tlalpan y Milpa Alta. La afectación por PRM en los frentes de lava, se ilustra claramente en la delegación Xochimilco, donde se han registrado 19 eventos. La zona de mayor afectación coincide con el derrame de lava que se muestra en la figura 6.13, localizado en la parte central de esta delegación, limitando con el volcán Teuhtli.
- Al poniente, se presentan las mayores concentraciones de áreas catalogadas con un nivel muy alto y alto de susceptibilidad. Resaltan los volcanes la Corona, Ajusco, San Miguel y porciones del volcán Salazar y Chimalpa. En general en la Sierra de Las Cruces se tiene el mayor número de circos de erosión, lineamientos y así como una presencia de drenaje importante, con patrones radiales, dendríticos y paralelos. En esta zona se alcanzan las mayores alturas dentro del área en estudio (3 870 m s.n.m. en el volcán San Miguel). Asimismo, la pendiente supera en muchas zonas los 30° y en algunos casos, como en la zona de los Dinamos, el escarpe de la falla Magdalena Contreras forma una pared prácticamente vertical (Figura 6.37). Sin embargo, los PRM registrados se encuentran principalmente en los depósitos vulcanoclásticos que conforman el relieve de las delegaciones Miguel Hidalgo, Álvaro Obregón, Cuajimalpa y Magdalena Contreras, principalmente en las paredes laterales de las barrancas así como en las zonas ubicadas sobre los cauces. Se aprecia que de acuerdo al criterio establecido para la sobreposición de los mapas temáticos, muchas líneas de drenaje cambian de nivel de susceptibilidad, de medio a alto, una vez que se empatan con la zona urbana, esto debido al peso cualitativo establecido para esta variable. Lo anterior guarda relación con el hecho de que en las zonas urbanas se presentan casos en que se bloquea o incluso se construye sobre el lecho de los cauces, obstaculizando el flujo de agua en caso de lluvias, se generan cortes y socavaciones además que es práctica común arrojar cascajo, basura y material de escombros a las barrancas.

A continuación se presentan las delegaciones catalogadas de manera cualitativa como críticas (Tabla 7.1):

Delegación	Peligros potenciales
<i>Gustavo A. Madero</i>	Caída primaria y secundaria de rocas. Deslizamiento y volteo de rocas. Flujos de detritos en zonas de cauces y barrancas.
<i>Iztapalapa</i>	Caída primaria y deslizamiento de rocas. Flujos de detritos alrededor de los conos de escoria y caída secundaria.
<i>Xochimilco</i>	Caída primaria y secundaria de rocas. Deslizamiento de rocas.
<i>Magdalena Contreras, Álvaro Obregón, Cuajimalpa y Miguel Hidalgo</i>	Caída primaria y secundaria de rocas y detritos. Deslizamiento de suelos y rocas. Flujos de lodos y detritos en zonas de cauces.

Tabla 7.1.- Delegaciones o Municipios con niveles de atención alto y peligros potenciales.

Respecto a los agentes detonantes, conviene mencionar resaltar aquellos que son de origen antrópico ya que su influencia puede evitarse o reducirse, aparte de los de origen natural (precipitación pluvial intensa, sismos, agentes biológicos, pérdida progresiva de la resistencia al corte, intemperismo y erosión). Entre las acciones de origen antrópico observadas con más frecuencia están las siguientes: deforestación y quema de basura, cortes en las laderas ya sea para construcción de infraestructura y vivienda, fugas de agua, vibraciones de vehículos, maquinaria rotatoria y por el uso de explosivos en la explotación de minas, sobrecarga en la corona de los taludes, alteración del régimen geohidrológico, generación de tiraderos de escombros, terraceo de las laderas para el cultivo, deficientes criterios constructivos así como obras de estabilización contraproducentes o poco efectivas (como el caso del concreto lanzado que en ocasiones se usa de manera indiscriminada en toda clase de taludes).

Entre los principales agentes detonantes de origen natural, podemos mencionar la lluvia y los sismos, que aunque no se considera su influencia lo cual puede ser motivo de nuevos estudios, son factores que están siempre latentes y que pueden desencadenar PRM en la zona de estudio. La influencia principal de estos factores se manifiesta de la siguiente manera:

Precipitación pluvial

- 1) La influencia del agua básicamente no cambia el ángulo de fricción de la roca; su principal influencia es que satura las fracturas de la roca y genera presiones de poro que disminuyen el esfuerzo normal total al esfuerzo normal efectivo ($\sigma' = \sigma - u$), lo que se traduce en una disminución de la resistencia al esfuerzo cortante en las discontinuidades.
- 2) La dilatación del agua contenida en fracturas debido al cambio de volumen por congelamiento induce esfuerzos en las discontinuidades.
- 3) El agua genera la degradación química y alteración de la roca al infiltrarse en las fisuras de los macizos rocosos.
- 4) En bloques tabulares, el agua genera empujes que contribuyen al volteo.
- 5) El escurrimiento puede erosionar la base de bloques potencialmente inestables y propiciar la falla por rodamiento.
- 6) Las lluvias y la formación de corrientes de agua en la superficie (escorrentía superficial) favorece los procesos de erosión y contribuye en la generación de flujos.
- 7) En los taludes formados por materiales cohesivos, la lluvia destruye las fuerzas capilares preexistentes promoviendo el deslizamiento o la caída de detritos.

Sismos

Su influencia se manifiesta como una fuerza que casi siempre se considera horizontal. Actúa por periodos cortos y cambia de signo o sentido con una frecuencia que corresponde a la del sismo.

- 1) Los empujes sísmicos ejercen una fuerza que tiende a separar los bloques a través de las discontinuidades y si existen bloques que tienen condiciones de apoyo precarias el empuje sísmico induce una fuerza desequilibrante que propicia la falla.
- 2) En el caso de bloques redondeados, ubicados en zonas de fuerte pendiente, el empuje sísmico les induce una velocidad inicial (proporcional a la intensidad del sismo) con la cual tiene lugar el rodamiento de la roca.

6.5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los procesos geológicos y climáticos que afectan a la superficie terrestre crean el relieve y definen la morfología de las laderas, la cual va modificándose a lo largo del tiempo para adaptarse a nuevas condiciones de equilibrio. En este contexto, los PRM pueden entenderse como los reajustes del terreno para conseguir el equilibrio ante un cambio de condiciones.

La forma en que fallan las excavaciones a cielo abierto y las laderas naturales tiene relación directa con las características geológicas del terreno donde se encuentran, como son: el tipo de roca o suelo y su grado de alteración, las fallas y fracturas presentes y las condiciones de permeabilidad y del nivel del agua en el subsuelo. La litología, el modo de emplazamiento y las características morfoestructurales, influyen en los tipos de PRM que se pueden presentar en las estructuras y depósitos volcánicos. Otros factores condicionantes, como la presencia de lineamientos, circos de erosión, drenaje y área urbana, se combinan para delimitar aquellas áreas más propensas a generar algún tipo de remoción en masa.

La mejor estrategia para reducir los impactos de los PRM es la prevención, la cual precisa de la percepción de la existencia de un fenómeno peligroso, de la estimación de la susceptibilidad o peligrosidad, de la evaluación de la vulnerabilidad y su reducción, así como la adopción de medidas para mitigar los efectos (Corominas, 1992). La primera fase en la prevención de los PRM es su identificación y caracterización, lo cual usualmente se expresa de forma cartográfica mediante la zonificación del territorio. Dichos trabajos cartográficos, expresan el grado de susceptibilidad, peligro o riesgo potencial del territorio, por la ocurrencia de PRM y son una herramienta básica para la planificación y la gestión del riesgo. Además, deben ser empleados por planificadores, arquitectos, ingenieros, científicos o técnicos encargados de las labores de planificación y emergencia. Los mapas de procesos de remoción en masa tienen por finalidad, además de asegurar el correcto uso del territorio y coadyuvar en la reducción de los riesgos, servir de base para estudios a detalle relacionados con el diseño y construcción de obras de ingeniería (González *et al.*, 2002), ya sea con fines de mitigación o para el desarrollo urbano.

La generación del Mapa de Susceptibilidad por Procesos de Remoción en Masa, que abarca al Distrito Federal, separa las zonas con potencial a presentar algún tipo de proceso dependiendo de la combinación de factores condicionantes y representa un avance en el estudio de esta problemática que afecta a gran parte de la población.

Este mapa debe considerarse como clave para definir con precisión zonas críticas afectadas por PRM los cuales dependerán del tipo de material y de condiciones particulares de las laderas. Una aplicación inmediata de este mapa es que ubica zonas, que finalmente se infieren como colonias, predios, barrios hasta llegar a sitios específicos, con alguna problemática potencial, para convertirse en una herramienta fundamental en la toma de decisiones en materia de Protección Civil.

Para las delegaciones o zonas con niveles de susceptibilidad muy alto y alto se recomienda:

- 1) Generar un inventario de zonas potencialmente inestables.
- 2) Hacer estudios a detalle para determinar la estabilidad de macizos rocosos.
- 3) Realizar ensayos de campo y laboratorio para obtener valores de resistencia, tanto de la roca intacta como de las discontinuidades.
- 4) Una vez identificadas las zonas críticas así como los bloques, realizar análisis de trayectoria de bloques.
- 5) Establecer la vulnerabilidad física de la infraestructura.
- 6) Realizar estudios detallados de peligro y riesgo.
- 7) Implementar medidas de mitigación y prevención de acuerdo al nivel de impacto de los procesos.

CAPÍTULO VII

ESQUEMA GENERAL DE SOLUCIONES GEOTÉCNICAS PARA LA MITIGACIÓN DE RIESGOS



Falla al interior de una excavación en la zona de Santa Fe, Cuajimalpa.

7.1.- INTRODUCCIÓN

El desmedido crecimiento urbano hacia la zona montañosa que rodea al Distrito Federal, plantea diversos problemas, ya sea desde el punto de vista del desarrollo urbano, social o desde la perspectiva de los riesgos. Aunado a las condiciones geológicas y morfológicas del relieve, las condiciones de vulnerabilidad son de gran relevancia; éstas son condicionadas principalmente por la presencia de asentamientos irregulares en zonas de marcada inestabilidad, la ausencia o mala aplicación de obras de mitigación, la falta de incorporación de criterios técnicos en el desarrollo urbano, así como las condiciones socioeconómicas y culturales de gran parte de la población asentada sobre zonas de laderas, cauces y barrancas. Los casos de estudio mostrados en los capítulos anteriores son prueba de que la situación de riesgo en la zona montañosa del Distrito Federal está latente y en muchos casos es sólo cuestión de tiempo para que se detonen PRM que impacten directamente a la población e infraestructura, como ha venido sucediendo desde hace varios años.

Los estudios de estabilidad de laderas deben de considerar la información geológica disponible del área a investigar así como los antecedentes de la zona, además de información regional y local. Para determinar el tipo de estudios geotécnicos que se deben realizar, es necesario identificar los mecanismos potenciales de movimiento, ya que en función de estos se determina la obra de mitigación y las medidas preventivas que deberán aplicarse.

El objetivo principal de un estudio de estabilidad de taludes o laderas es el de establecer medidas de prevención y control para reducir los niveles de amenaza. Generalmente los beneficios más importantes desde el punto de vista de reducción de amenazas y riesgos es la prevención. Las medidas de prevención requieren políticas de Estado, de la participación y colaboración de las comunidades. Sin embargo, la eliminación total de los problemas no es posible mediante métodos preventivos en todos los casos y se requiere establecer medidas de control para la estabilización de taludes susceptibles a presentar algún tipo de falla. Una vez que se conocen los tipos de falla que se pueden presentar en las laderas y se ha realizado un análisis de estabilidad, se está en condiciones de proponer soluciones de mitigación de riesgo.

Otro aspecto que resulta necesario es determinar las zonas críticas que tengan una mayor afectación potencial por remociones en masa. Esto es fundamental para proponer acciones en materia preventiva, así como dar un soporte técnico adecuado para orientar recursos económicos tanto para la mitigación como para la gestión de estudios detallados encaminados a resolver problemas particulares.

7.2.- PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA IDENTIFICADOS

Los principales tipos de PRM que se pueden presentar en las zonas de laderas marcadas como potencialmente inestables (media, alta y muy alta susceptibilidad) se pueden sintetizar en los siguientes casos particulares:

- ❑ Volteo singular o múltiple de bloques tabulares o columnares en zonas abruptas o escarpes de falla, o bloques previamente afallados que han sido moldeados con el tiempo y que presentan condiciones de apoyo particularmente precarias.
- ❑ Volteo con flexión de capas en zonas escarpadas, con estratos sometidos a plegamiento y disposición de capas verticales, con echado en contra del talud.
- ❑ Deslizamiento de bloques, ya sea a través de una superficie plana, compuesta o curva, donde las discontinuidades tiene un echado favorable al deslizamiento.
- ❑ Deslizamiento de bloques o cuñas, delimitados por dos o más familias de fracturamiento, donde la línea de intersección de las discontinuidades aflora en la cara del talud, siendo cinemáticamente admisible el deslizamiento en cuña.
- ❑ Caída asociada al desprendimiento de bloques que están en cantiliver o a desplome (sin apoyo en la base) o en una situación precaria de estabilidad en zonas de fuerte pendiente.
- ❑ Caída asociada al rodamiento de bloques simplemente apoyados sobre las laderas, de geometría irregular o subredondeada, ya sea por erosión o pérdida de apoyo al pie en caso de lluvias, acciones mecánicas o por empujes horizontales en caso de acciones sísmicas.
- ❑ Flujos en zonas de cauces y barrancas conformadas por material granular con presencia de bloques así como alrededor de los conos de escoria sometidos a cortes en la base.

Los estudios para la corrección de un talud han de partir, necesariamente, de un conocimiento detallado de las propiedades intrínsecas de los materiales, la geometría del talud y los factores externos que influyen en su inestabilidad. La aplicación de uno u otro tratamiento de estabilización y corrección requiere de una importante valoración previa, desde un punto de vista técnico y económico, con objeto de definir las soluciones más adecuadas.

7.3.- ESQUEMA GENERAL DE MITIGACIÓN

En este apartado se describen los métodos de estabilización frecuentemente usados en rocas, con la finalidad de llegar a un esquema general aplicable a la zona montañosa del Distrito Federal, que permita acotar las posibles obras de mitigación para los diferentes mecanismos potenciales de falla, aunque es importante aclarar que este esquema es una guía general que no sustituye los estudios y análisis detallados que son necesarios para realizar cualquier trabajo de estabilización.

Dentro de las múltiples posibilidades para estabilizar el talud existen varios tratamientos como los que se resumen enseguida. En casos particulares pueden aplicarse otras técnicas, o combinaciones de varias de ellas, para resolver problemas concretos.

Los sistemas de estabilización se pueden clasificar en cuatro categorías principales (González *et al.*, 2002):

1. *Conformación del talud o ladera.* Son sistemas que tienden a lograr un equilibrio de masas, reduciendo las fuerzas que producen el movimiento.
 - a) Remoción de materiales en la cabeza del talud.
 - b) Abatimiento de la pendiente.
 - c) Terraceo de la superficie.

2. *Recubrimiento de la superficie.* Métodos que tratan de impedir la infiltración o la ocurrencia de fenómenos superficiales de erosión, o refuerzan el suelo más subsuperficial.
 - a) Conformación de la superficie.
 - b) Sellado de grietas superficiales
 - c) Sellado de juntas y discontinuidades.
 - d) Cobertura vegetal, árboles, arbustos y pasto.

3. *Control del agua superficial y subterránea.* Son sistemas tendientes a controlar el agua y sus efectos, disminuyendo las fuerzas que producen movimiento.
 - a) Canales superficiales para control de escorrentía.
 - b) Subdrenes de zanja.
 - c) Subdrenes horizontales de penetración.

4. *Estructuras de contención.* Son métodos en los cuales se van inducir fuerzas externas al movimiento aumentando las fuerzas resistentes, sin disminuir las actuantes.

- a) Relleno o berma de roca o suelo en la base del deslizamiento.
- b) Muros de contención convencionales (mampostería), de tierra armada.
- c) Anclajes o pernos.
- d) Pantallas ancladas.

A continuación se describen los métodos de estabilización más importantes (RENFE, 1999; Ortigao y Sayao, 2004):

Modificación de la geometría del talud

Las formas de actuar sobre la geometría del talud para mejorar su estabilidad son las siguientes:

A) Modificación del talud

Consiste en la eliminación de una masa inestable o potencialmente inestable obteniendo un nuevo perfil del talud. Es una solución drástica solamente aplicada en casos extremos. Se ha de comprobar que la nueva configuración del talud no sea inestable.

B) Excavaciones en cabecera

Consiste en la eliminación de material de la parte superior de la masa potencialmente inestable. En esta zona es donde el peso del material contribuye en mayor medida al deslizamiento, pues la superficie de rotura suele tener una mayor inclinación. Por ello, la excavación de material en esta zona produce una mejora apreciable de la estabilidad.

C) Construcción de bermas intermedias

Las bermas favorecen la estabilidad global del talud, facilitan el proceso constructivo y el acceso a trabajos de mantenimiento. Pueden retener desprendimientos de rocas y en ellas pueden instalarse elementos de drenaje superficial y profundo (Figura 7.1).

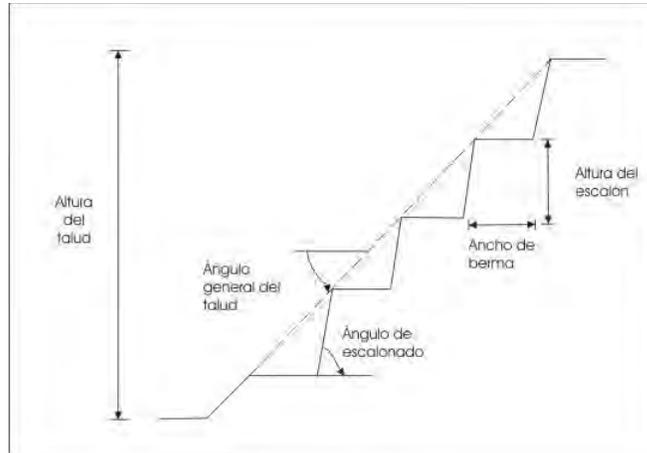


Figura 7.1.- Talud con bermas.

Medidas de drenaje

La corrección de un talud mediante medidas de drenaje, tiene como objeto la reducción de las presiones intersticiales del agua que favorecen la inestabilidad del mismo. De este modo se disminuyen las fuerzas desestabilizadoras.

La aplicación de estas medidas requiere un conocimiento hidrogeológico detallado, que permita la aplicación de sistemas de drenaje más adecuados en cada caso. Las medidas habituales de drenaje son de dos tipos:

A) Drenaje superficial

El drenaje superficial tiene dos finalidades:

- Evitar que las aguas superficiales se infiltren en la zona de coronación del talud, en grietas, etc., lo que provocaría un aumento importante de la presión de poro con el consecuente decremento de la resistencia al esfuerzo cortante en discontinuidades.
- Evitar en lo posible los efectos erosivos de las aguas de escorrentía sobre la superficie del talud.

Las soluciones más comunes son las siguientes

1) Excavaciones de cunetas de drenaje

Estas cunetas suelen situarse paralelamente al talud y su objetivo es captar y conducir las aguas de escorrentía superficial fuera del talud. Según la situación que ocupan en el talud se denominan:

- Cuneta de coronación.
- Cuneta de berma.
- Cuneta de base o de pie.

Es recomendable la impermeabilización de las cunetas de drenaje ya que mejora notablemente el funcionamiento de estos elementos al evitar la infiltración a través de las propias cunetas. Puede hacerse mediante concreto, láminas impermeables, geotextiles, etc.

2) Sellado de grietas

El sellado de grietas en los taludes impide la penetración de la escorrentía superficial, evitando así el desarrollo de procesos de inestabilidad. Dicho sellado suele efectuarse mediante el relleno de las grietas con concreto, bentonita-cemento, etc., aunque debe hacerse a baja presión para evitar inducir esfuerzos en las discontinuidades.

B) Drenaje profundo

Los drenajes profundos consisten en conductos u orificios que penetran en el talud recogiendo el agua contenida en el mismo provocando un descenso en el nivel freático y/o generando una caída de potencial hidráulico al igualar las presiones del agua dentro del talud con la presión atmosférica. Los más habituales son:

- a) Drenes horizontales o californianos
- b) Zanjas con relleno drenante
- c) Galerías de drenaje
- d) Pozos verticales

Anclajes

Los anclajes son armaduras metálicas alojadas en el interior del terreno y perforados desde la superficie. Se emplean como medida estabilizadora en taludes construidos en roca y suelo.

Los anclajes colaboran en la estabilidad del talud en dos formas (Figura 7.2):

- Proporcionando una fuerza contraria al movimiento de la masa deslizante.
- Incrementando las presiones normales en la superficie de rotura, aumentando así la resistencia la corte.

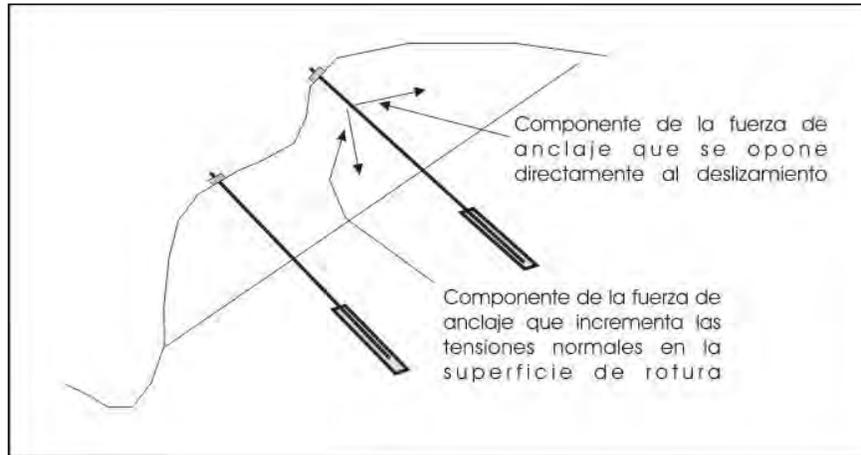


Figura 7.2.- Efecto estabilizador de un anclaje.

Los anclajes constan de tres partes (Figura 7.3):

- Zona de anclaje: parte solidaria al terreno encargada de transferir los esfuerzos al mismo.
- Zona libre: unión entre la zona de anclaje y la superficie del talud. La barra o cable de acero puede deformarse libremente al ponerse en tensión.
- Cabeza: contacto entre el anclaje y la superficie del talud mediante una placa de apoyo.

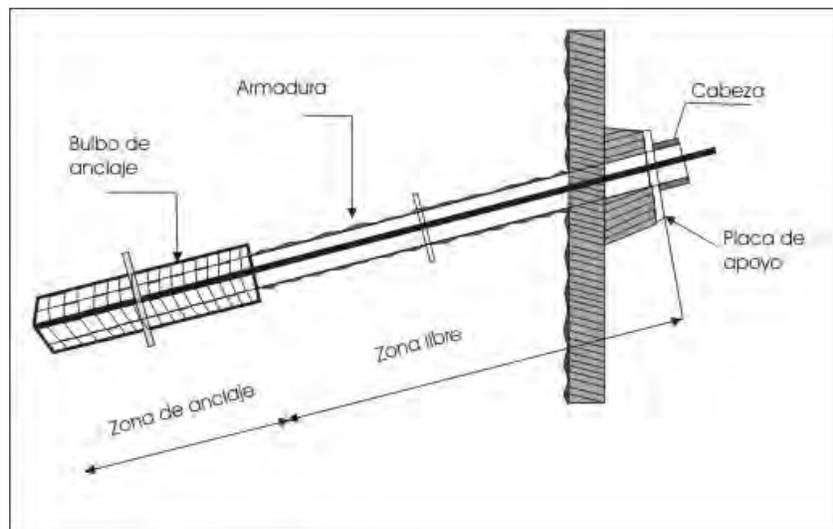


Figura 7.3.- Esquema de un anclaje.

Los anclajes se pueden clasificar en función de diversos conceptos:

- Según el tipo de servicio:
 - Anclajes provisionales: se trata de una estabilización temporal hasta la aplicación de otros elementos resistentes que lo sustituyan.
 - Anclajes permanentes: tienen carácter de medida de estabilización definitiva.

- Según su forma de trabajo:
 - Anclajes pasivos: el anclaje entra en funcionamiento al producirse el movimiento del terreno.
 - Anclajes activos: al instalarlo se tensa hasta su carga admisible, reservándose parte de su capacidad resistente para un posible movimiento del terreno.
 - Anclajes mixtos: se tensa una carga menor a la admisible, reservándose gran parte de su capacidad resistente para un posible movimiento del terreno.

- Según su naturaleza:
 - Cables de acero: contruidos por cordones de alambres de acero.
 - Barras de acero: denominados bulones o pernos de anclajes, cuando su longitud es de pocos metros.

Los anclajes se recomiendan para la estabilización de deslizamientos en roca de gran magnitud, donde suelen utilizarse en combinación con muros o vigas de concreto, pilotes, micropilotes, etc., cuando por problemas de espacio o características singulares de la rotura, no son viables otras medidas estabilizadoras. En las figuras 7.4 a 7.6 se muestran algunas disposiciones de anclajes, en función del tipo de movimiento.

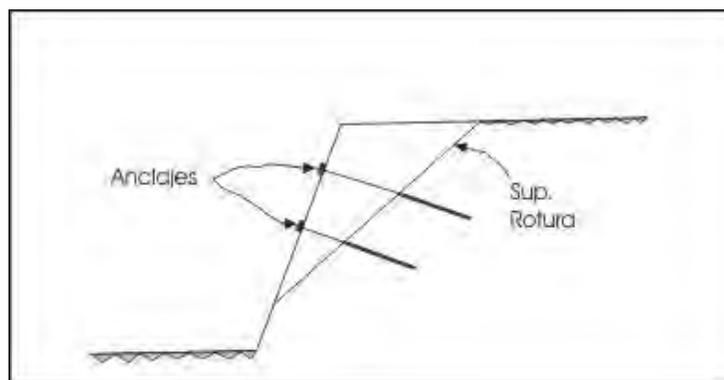


Figura 7.4.- Anclajes para estabilizar el deslizamiento plano.

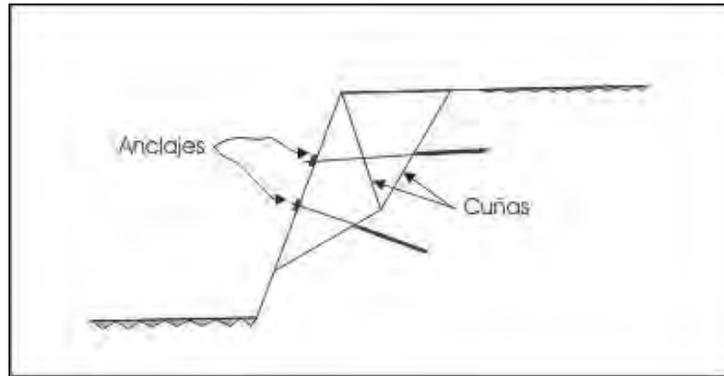


Figura 7.5.- Anclajes para estabilizar el deslizamiento de cuñas.

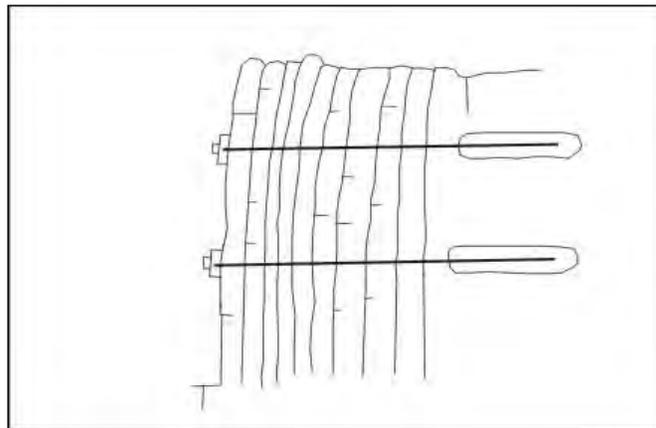


Figura 7.6.- Anclajes para estabilizar el volteo de bloques.

Muros

Los muros son estructuras empleadas habitualmente como elementos de contención de deslizamientos existentes o potenciales en taludes.

Los muros para estabilizar taludes de roca se clasifican en dos grupos (Figuras 7.7 y 7.8):

- Muros de contención: se excava el terreno y se construye a continuación para contener un terreno inestable.
- Muros de revestimiento: protegen al terreno de la erosión y meteorización, al tiempo que contribuyen a su estabilidad.

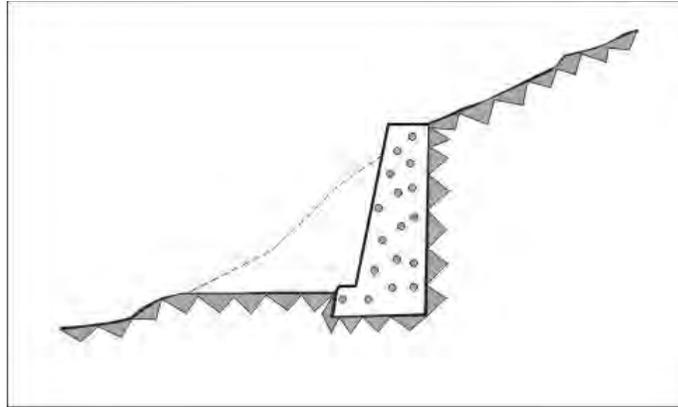


Figura 7.7.- Muro de contención.

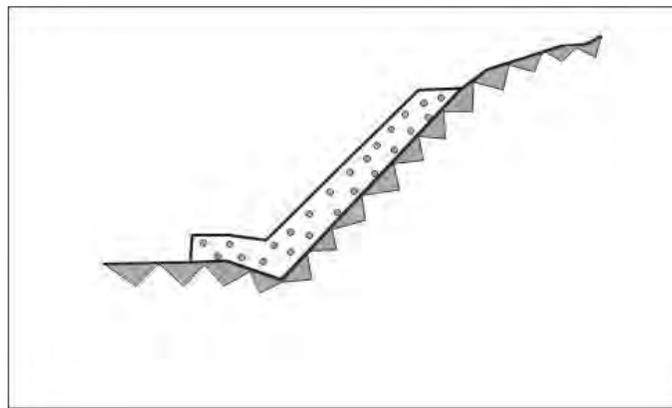


Figura 7.8.- Muro de revestimiento.

Al momento de proyectar la construcción de un muro para estabilizar un talud se debe comprobar: la estabilidad global del conjunto terreno-muro al deslizamiento, la estabilidad general del muro al volteo y al deslizamiento, la resistencia del terreno de cimentación, la ausencia de tensiones en la base del muro y la resistencia estructural del muro.

Los muros más frecuentemente empleados se clasifican según su naturaleza, geometría y modo de trabajo en:

A) Muros de gravedad

Son elementos pasivos en los que el peso propio es la acción estabilizadora fundamental, generalmente se construyen de concreto o mampostería.

Este tipo de muros no debe emplearse para alturas mayores de 10 m. Destaca su facilidad constructiva y su relativo bajo costo. Se utiliza cuando se dispone del espacio suficiente para su construcción al pie del talud, el terreno de cimentación tiene una capacidad de carga adecuada y no son previsibles asientos significativos. No son recomendables para condiciones hidrogeológicas muy desfavorables.

B) Muros aligerados

En su construcción se emplea menor cantidad de concreto que en los muros de gravedad.

C) Muros jaula

También denominados muros criba. Consisten en un entramado resistente de piezas articuladas prefabricadas. Estos entramados se rellenan posteriormente de un suelo granular compactado.

La estabilidad del muro, al igual que los muros de gravedad, viene definida por su propio peso. Presentan la ventaja de tener cierta flexibilidad y una adaptabilidad a muchas situaciones dada su facilidad de montaje.

D) Muros de tierra armada

Se trata de muros constituidos por una pared delgada de paneles de concreto o chapas metálicas, a los que se anclan bandas metálicas o de material sintético, que penetran en el relleno del suelo compactado y las bandas metálicas proporcionan la estabilidad al conjunto.

La construcción de este tipo de muros es fácil y rápida. Su costo es frecuentemente inferior al de los demás sistemas alternativos.

E) Muros de apeo o de recalce

Se instalan en los taludes en roca en los que existen masas importantes de roca en voladizo (Figura 7.9). Su misión es proporcionar un apoyo a dichas masas con el fin de evitar su desprendimiento. Para ello se rellena el espacio bajo el saliente con concreto. Esta solución puede aplicarse cuando se tengan taludes con presencia de bloques sin apoyo o en cantiléver.



Figura 7.9.- Muros de apeo para estabilizar bloques rocosos en cantiléver.

F) Muros anclados

Los muros reforzados con anclajes constituyen una solución mixta que elimina los problemas de estabilidad por volteo y deslizamiento de un muro convencional.

Son adecuados para taludes en suelos y roca de mala calidad, con orientación desfavorable de discontinuidades y tamaño elevado de bloques o masas de roca inestables. Con presencia de agua es necesaria la realización de medidas de drenaje.

Protección contra desprendimientos de roca

Existen numerosas medidas para el control de desprendimientos, los cuales se agrupan en:

- Medidas activas o de estabilización: contribuyen al control de los desprendimientos en roca de forma activa, impidiendo el movimiento de los bloques rocosos.
- Medidas pasivas o de protección: su objeto es controlar los bloques de roca que se han movido de su lugar de origen.

Medidas activas o de estabilización

a) Eliminación de bloques

Consiste en la eliminación de forma controlada de los bloques sueltos o potencialmente inestables con riesgo de caída (Figura 7.10).

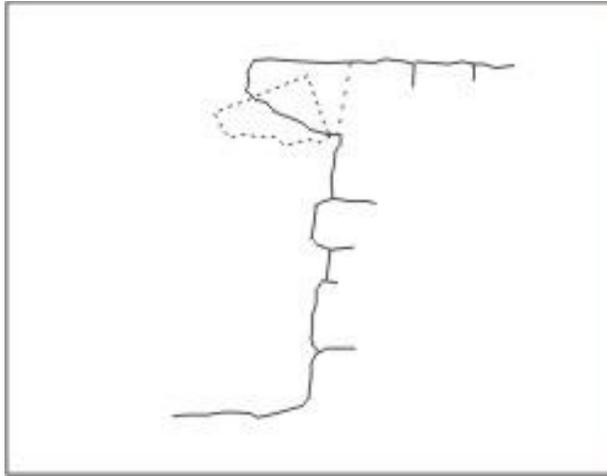


Figura 7.10.- Eliminación de bloques.

Se pueden llevar a cabo mediante diferentes técnicas:

- Voladura controlada
- Cemento expansivo
- Fragmentación mediante martillo picador
- Elevación desde la parte superior del talud mediante grúas, usando ganchos anclados a los bloques.
- Eliminación manual mediante palancas

Para el empleo de estas técnicas, debe considerarse eliminar únicamente los bloques adecuados, en caso contrario el efecto puede ser perjudicial para la estabilización de otros bloques a largo plazo.

b) Fijación de bloques

Fijación de bloques de roca de mediano tamaño mediante barras de acero, mismas que se colocan en perforaciones realizadas en la roca y rellenas de mortero o resina (Figura 7.11).

Cuando los bloques o masas de roca a estabilizar presentan grandes dimensiones, su fijación debe realizarse mediante anclajes. Los anclajes permiten fijar los bloques de roca a mayor profundidad en el macizo rocoso y admiten la aplicación de grandes tensiones.

c) Atado de bloques

Consiste en la estabilización de un bloque o conjunto de bloques de roca sueltos, mediante cables que se disponen en torno al bloque y cuyos extremos se anclan a la superficie del talud (Figura 7.12).

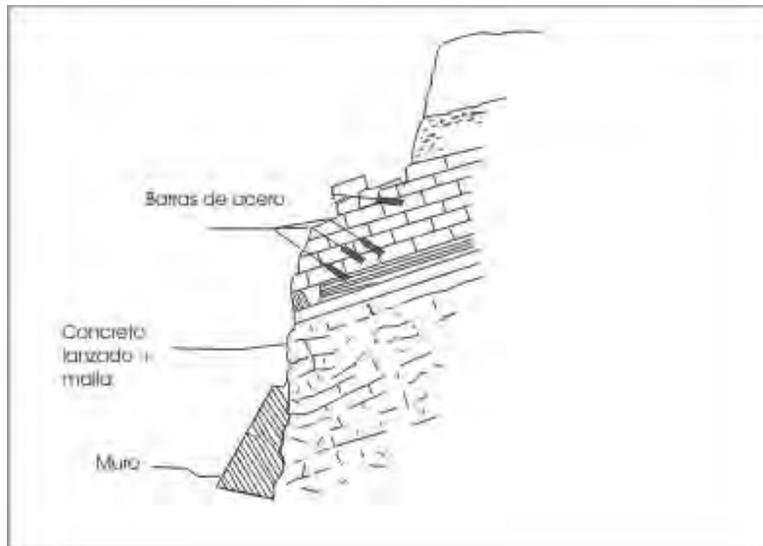


Figura 7.11.- Fijación de bloques y concreto lanzado.

Se utiliza generalmente para grandes bloques ($10 - 25 \text{ m}^3$) siendo su aplicación muy limitada. El atado se puede realizar con una envoltura de malla tupida que se ancla a la zona no meteorizada.

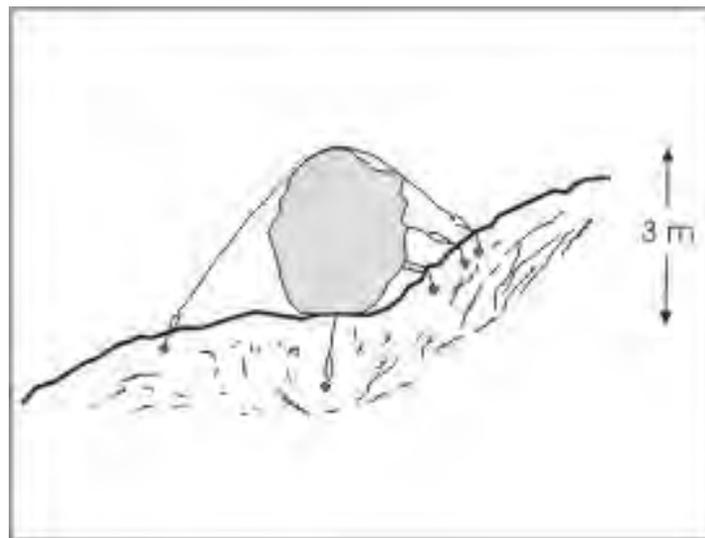


Figura 7.12.- Atado de bloques.

d) Sistema mixto de cables y malla

Se utiliza para estabilizar zonas de talud que se encuentran muy fracturadas. Consiste en la colocación de una pantalla metálica, preferentemente de doble o triple torsión, sujeta a la roca potencialmente inestable o generadora de desprendimientos. A la malla se superpone una serie de cables formando una retícula anclados a la roca en sus extremos y tensionados.

e) Concreto lanzado

Consiste en la proyección de una capa de concreto sobre la superficie del talud. Dicha capa de concreto puede reforzarse mediante la aplicación de una malla metálica fijada al talud sobre la que se proyecta el concreto.

Esta medida es útil para evitar pequeños desprendimientos y para proteger la superficie del talud de la meteorización, cuyo desarrollo puede favorecer la aparición de bloques inestables. Asimismo, es una medida adecuada para evitar la infiltración de agua de lluvia y escorrentía superficial. Esta solución no se debe aplicar indiscriminadamente en cualquier tipo de talud ya que su utilidad es limitada, además de que debe usarse como complemento de otros tratamientos.

Para facilitar la salida de agua deben realizarse drenes que atraviesan la capa de concreto.

Medidas pasivas o de protección

a) Malla de guiado

Son mallas de alambre de acero tendidas desde la parte superior del talud o desde bermas intermedias, cubriendo la superficie del talud rocoso hasta su pie. La función de estas mallas es la de guiar o conducir los bloques de roca en su caída con el fin de que se acumulen en el pie del talud (Figura 7.13).

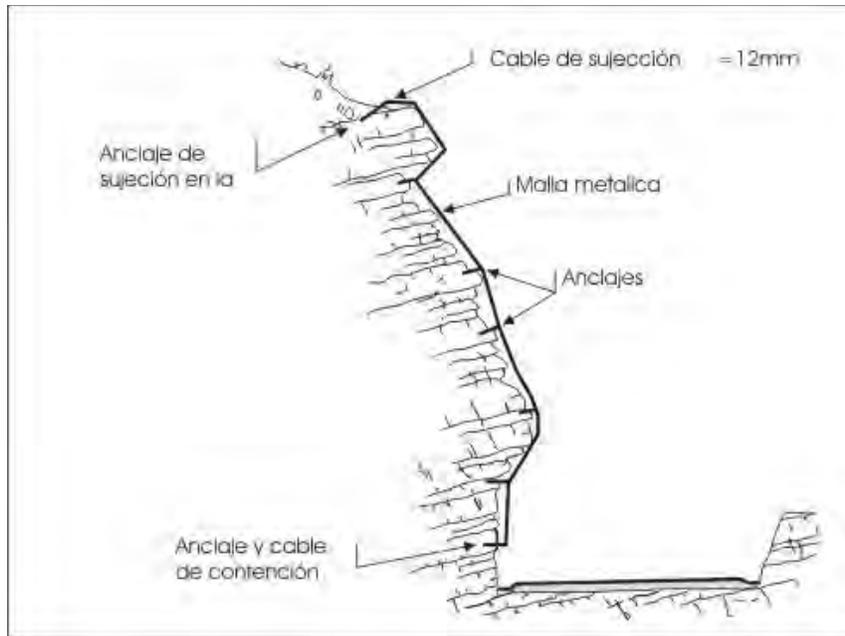


Figura 7.13.- Malla de guiado con anclajes intermedios.

Consecuentemente, los bloques que potencialmente se desprenderán del talud deben de ser de un volumen inferior a 0.5 metros cúbicos para evitar el arrastre, desprendimiento o rotura de la malla de guiado.

En los casos en que no hay una cuneta o espacio suficiente para la acumulación de rocas al pie del talud, las mallas deben ser unidas a la superficie del talud mediante piquetas metálicas. De este modo, las rocas no alcanzan el pie del talud, quedando retenidas próximas a su lugar de origen.

Las mallas más resistentes son hexagonales, de triple torsión y de acero galvanizado.

b) Mallas de sostenimiento

Las mallas de sostenimiento son mallas de alambre de acero de triple torsión preferentemente, que se anclan en el borde superior del talud a una distancia del mismo de aproximadamente 1 m, tendiéndose en la superficie del talud y volviéndose a anclar en la base del mismo, con unos elementos que se puedan quitar y reponer para limpiar las caídas del material.

En la superficie se disponen unos anclajes que sujetan la malla al talud mediante una retícula de cables de acero. Dichos cables refuerzan el conjunto de la estructura estabilizando los bloques de roca inestable de mayor tamaño. Este método se utiliza para taludes con material muy suelto, o cuando los bloques son de pequeño volumen.

c) Cunetones de pie

Consisten en zanjas que se sitúan al pie de los taludes para recoger los bloques rocosos desprendidos. En función de sus dimensiones puede utilizarse tanto para desprendimientos de pequeña como de gran magnitud.

Para favorecer la recolección y detenimiento de los bloques se puede cubrir el fondo de la zanja con una capa de grava o de tierra. Asimismo, las paredes deben ser las más verticales posibles para que los bloques no superen la zanja por rodamiento. Cuando las paredes son tendidas pueden disponer de una malla detrás de la zanja.

d) Muros de contención de pie

Esta medida consiste en la colocación de un muro al pie del talud para detener los bloques de roca desprendidos. Los muros utilizados son fundamentalmente de concreto, de gaviones o caballones de tierra. Los muros de gaviones y los caballones de tierra son más efectivos que los muros de concreto, pues presentan un comportamiento más flexible y su recuperación es más sencilla.

e) Barreras de contención

Consiste en la instalación de barreras ligeras en la superficie o al pie del talud, con el fin de interceptar los bloques rocosos en su trayectoria de caída. Dentro de las barreras se pueden distinguir las estructuras rígidas convencionales y las estructuras flexibles o dinámicas desarrolladas más recientemente, capaces de absorber altas energías mediante deformaciones elásticas y plásticas.

Las barreras dinámicas consisten en mallas de cable de acero entrelazado, soportadas por unos postes de acero. Los postes van cimentados y anclados al terreno. Los cables de las barreras presentan unos elementos de frenado mediante fricción que pueden absorber y disipar una gran energía. Estas barreras son aplicables para desprendimientos de roca cuya energía cinética de llegada no exceda los 2 000 kJ.

Las barreras estáticas pueden estar constituidas por postes metálicos y redes, vigas de acero o carriles hincados con travesaños de madera, etc. Son apropiados para desprendimientos de pequeña magnitud.

Cada mecanismo o tipo de proceso de remoción tiene diferente solución, lo cual dependerá del resultado del análisis que se realice a cada caso en particular.

En las tablas 7.1 a 7.4, se muestra un resumen de los tratamientos más recomendables para deslizamiento, volteo, caída y flujos sin que ello implique prescindir de estudios a detalle que establezcan la solución más efectiva, económica y funcional.

TIPO DE PRM	TRATAMIENTOS GEOTÉCNICOS
DESLIZAMIENTO	<p>MODIFICACIÓN DE LA GEOMETRÍA DEL TALUD</p> <p>MEDIDAS DE DRENAJE</p> <p> A) Drenaje superficial</p> <p> B) Drenaje profundo</p> <p>MUROS</p> <p> Muros de gravedad</p> <p> Muros jaula</p> <p> Muros anclados</p> <p>PROTECCIÓN CONTRA LA EROSIÓN</p> <p>ANCLAJES</p>

Tabla 7.1.- Tratamientos geotécnicos recomendados para deslizamiento.

TIPO DE PRM	TRATAMIENTOS GEOTÉCNICOS
VOLTEO	<p>MEDIDAS DE DRENAJE</p> <ul style="list-style-type: none"> A) Drenaje superficial B) Excavaciones de cunetas de drenaje <p>MUROS</p> <p>PROTECCIÓN CONTRA LA EROSIÓN</p> <p>MODIFICACIÓN DE LA GEOMETRÍA DEL TALUD</p> <ul style="list-style-type: none"> A) Retiro de material en la cabecera <p>ANCLAJES</p> <p>CABLES</p>

Tabla 7.2.- Tratamientos geotécnicos recomendados para volteo.

TIPO DE PRM	TRATAMIENTOS GEOTÉCNICOS
CAÍDA DE ROCAS	<p>PROTECCIÓN CONTRA DESPRENDIMIENTO DE ROCA</p> <p>Medidas activas o de estabilización</p> <ul style="list-style-type: none"> a) Eliminación de bloques b) Fijación de bloques c) Atado de bloques d) Sistema mixto de cables y malla e) Concreto lanzado <p>Medidas pasivas o de protección</p> <ul style="list-style-type: none"> a) Malla de guiado b) Mallas de sostenimiento c) Cunetones de pie d) Muros de contención de pie e) Barreras de contención

Tabla 7.3.- Tratamientos geotécnicos recomendados para caída.

TIPO DE PRM	TRATAMIENTOS GEOTÉCNICOS
FLUJOS	<p>MODIFICACIÓN DE LA GEOMETRÍA DEL TALUD</p> <ul style="list-style-type: none"> Remoción parcial o total de material Limpieza y retiro de escombros de zonas de cauces <p>MEDIDAS DE DRENAJE</p> <ul style="list-style-type: none"> Drenaje superficial Cunetas de drenaje <p>BARRERAS DE CONTENCIÓN</p> <ul style="list-style-type: none"> A) Muros de gaviones B) Muros secos <p>PROTECCIÓN CONTRA LA EROSIÓN</p> <p>VEGETACIÓN ARTIFICIAL EN ZONAS DE BARRANCAS</p>

Tabla 7.4.- Tratamientos geotécnicos recomendados para los flujos.

REFERENCIAS

- Aguayo-Camargo, J. E., Marín-Córdova, S., Sánchez-Díaz, F., 1990, Evolución Geológica de la Cuenca de México, Tópicos Geológicos de la Cuenca de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 25-41.
- Aguilar-Pérez, L. A., Ortega-Guerrero, M. A., Lugo-Hubp, J., Ortiz-Zamora, D., 2006, Análisis numérico acoplado de los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología, UNAM, v. 23, p. 247-261.
- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., 1998, Effect of the strain rate on the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt, *Geology*, v. 26, p. 591-594.
- Albarrán, J. J., 1985, Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción Central del Eje Neovolcánico, Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Reporte interno.
- Alcántara-Ayala, I., 2000, Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología, Investigaciones geográficas, Instituto de Geografía, UNAM, Boletín num. 41, p. 7-25.
- Alcántara-Ayala, I., 2002, Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries, *Geomorphology*, num. 47, p. 107-124.
- Alcántara-Ayala, I., 2004, Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico, *Geomorphology*, num. 61, p. 19-40.
- Arana-Salinas, L., 2004, Geología de los volcanes monogenéticos Teuhtli, Tláloc, Tlacotenco, Ocusacayo y Cuauhtzin en la Sierra Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México, Tesis de Maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Maestría en Ciencias (Vulcanología), Instituto de Geología, UNAM, 116 p.
- Arce, J. L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J. L., Layer, P., Rueda, H., 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala volcano (central Mexico) and the role of fault reactivation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 177 (4), p. 944-958.
- Arce, J. L., Macías, J. L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca Volcano, Mexico. Stratigraphy and hazard implications: *Geological Society of America Bulletin*, num. 115, p. 230-248.
- Auvinet, G. G., Méndez, S. E., Juárez, M. C., 2000, Geotecnia del Valle de México. Evolución de los conocimientos y perspectivas, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Bloomfield, K., 1975, A late-Quaternary monogenetic volcanic field in Central Mexico, *Geology Research*, v. 64, p. 476-479.
- Borja-Baeza, R. C., Alcántara-Ayala, I., 2004, Procesos de remoción en masa y riesgos asociados en Zacapoaxtla, Puebla, Investigaciones geográficas, Instituto de Geografía, UNAM, Boletín num. 53, p. 7-26.
- Brabb, E. E., Pampeyan, E. H., Bonilla, M. G., 1972, Landslide susceptibility in San Mateo County, California, U. S. Geological survey Miscellaneous field Studies Map, escala 1: 62 500.
- Caballero, L., Macías, J. L., García-Palomo, A., Saucedo, G. R., Borselli, L., Sarocchi, D., Sánchez, J. M., 2006, The September 8-9, Rain-Triggered Flood Events at Motozintla, Chiapas, Mexico, *Natural Hazards*, p. 103-126.

- Cabral-Cano, E., Lugo-Hubp, J., Ortega, A., Duran, V., 2000, Análisis de fallas y fracturas en la Delegación Iztapalapa, México, D. F., Reporte preliminar elaborado por el Instituto de Geología, UNAM.
- Campos, M., 2006, Comparación de un método cualitativo con uno bivariado para la evaluación del peligro por procesos de ladera en la sierra de Guadalupe, Estado de México, Tesis profesional, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, 86 p.
- Campos-Enríquez, Delgado-Rodríguez, Chávez-Segura, Gómez-Contreras, Flores-Márquez, 1997, The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data, *Geophysics*, v. 62, p. 23-35.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., Borselli, L., 2003a, Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlán (México), *Engineering geology*, num. 69, p. 359-379.
- Capra, L., Lugo-Hubp, J., Dávila-Hernández, N., 2003b, Fenómenos de remoción en masa en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Puebla: relación entre litología y tipo de movimiento, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 20, num. 2, p. 95-106.
- Capra, L., Macías, J. L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, num. 102, p. 149-168.
- Carlos-Valerio, V., 2003, Estudio de estabilidad de taludes y evaluación del riesgo geotécnico en el Cerro del Tenayo, Estado de México, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 155 p.
- Carlos-Valerio, V., 2004, Zonificación de peligros por inestabilidad de Taludes en la Sierra de Guadalupe y propuesta geotécnica de mitigación, Tesis de maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM, 82 p.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., Rodríguez, S. R., 2006, Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, num. 158, p.151-176.
- Carreón-Freyre, D. C., Hidalgo-Moreno, C. M., Hernández-Marín M., 2006, Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Número Especial de Geología Urbana, Tomo LVIII, num. 2, p. 237-250.
- Castellanos, E. A., Van Westen, C. J., 2007, Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation, *Landslides*, num. 4, p. 311-325.
- Chung, C., Fabri, A., 2005, Systematic procedures of landslide hazard mapping for risk assesment using espacial prediction models, *Landslide Hazard and Risk*, Glade, Anderson and Crozier eds., John Wiley and Sons, p. 139-174.
- CIGSA, 2000, Integración de los estudios de resistividad eléctrica por SEV, tendidos de refracción sísmica, Cross-Hole y gravimetría levantados en la Cuenca del Valle de México, México, D. F., Comisión Nacional del Agua, 129 p.
- Colín, A., 2006, Neotectónica de la semifosa Tláhuac-Tulyehualco, Tesis de Licenciatura, Instituto Politécnico Nacional, 103 p.
- Concha, A., 2006, Caracterización geomecánica y modelación numérica de los deslizamientos críticos de la Sierra de Guadalupe, Edo. de México, Instituto de Geología, UNAM, 100 p.
- Córdova, C., 1992, Geomorfología, Escuela Nacional de Antropología e Historia, México.
- Corominas, J., 1992, Movimientos de ladera: predicción y medidas preventivas, 1^{er} Congreso Iberoamericano sobre técnicas aplicadas a la gestión de emergencias para la reducción de desastres naturales, Valencia, p. 55-77.

- Crozier, M., Glade, T., 2005, Landslide hazard and risk: Issues, Concepts and Approach, Landslide Hazard and Risk, Glade, Anderson and Crozier eds., John Wiley and Sons, p. 1-40.
- Cruden, D. M., Varnes, D. J., 1996, Landslides types and processes, Chapter 3 in Landslides Investigation and mitigation, Transportation Research Board, National Research Council, Special report num. 247.
- Cruz, J., 2003, Estudio y clasificación de riesgos y vulnerabilidad de los asentamientos de la Sierra Santa Catarina, Delegación Iztapalapa, México, D. F.
- Cruz-Castillo, M., Delgado-Argote, A., 2000, Los deslizamientos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, Baja California, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A. C., p. 418-432.
- Dai, F. C., Lee, C. F., 2002, Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong, Geomorphology, num. 42, p. 213-228.
- De Cserna, Z., De la Fuente, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L., Mota-Palomino, R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México, Instituto de Geología, UNAM, Boletín num. 104, 71 p.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología, UNAM, v. 2, num. 2, p. 172-187.
- Díaz-Rodríguez, J. A., 2006, Los suelos lacustres de la Ciudad de México, Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil, v. 6 (2), 111 p.
- Dikau, R., Brunsten, D., Schorff, L., Ibsen, M. A., 1996, Landslide recognition, John Wiley and Sons, 250 p.
- Enciso-De la Vega, S., 1992, Propuesta de nomenclatura estratigráfica, para la Cuenca de México, Instituto de Geología, UNAM, v. 10, num. 1, p. 26-36.
- EPOCH, European Commission Environment Programme, 1996, Landslide recognition: Identification, movement and courses, John Wiley and Sons.
- Espinoza-Hernández, G., 2004, Zonificación de los peligros geológicos en la ladera SW del Cerro del Chiquihuite, Tesis profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 79 p.
- Fell, R., 1994, Landslide risk assesment and acceptable risk, Canadian Geotechnical Journal, num. 31, p. 261-272.
- Fernández, T., Irigaray, C., Hamdouni, R., Chacón, J., 2004, Diseño gráfico de un mapa de susceptibilidad a los movimientos de ladera, VIII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía, 12-22 de octubre, Madrid, 12 p.
- Fidel, L., Zavala, B., 2002, Susceptibilidad a los movimientos en masa en la Cuenca de la quebrada, Hualanga, Patate, La Libertad, XIII Congreso Peruano de Geología, p. 119-122.
- Figueroa-Vega, 1991, Grietas por sobre-explotación y hundimientos durante sismos. El subsuelo de la Cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo, SMMS, México.
- Fink, J. H., Anderson, S. W., 2000, Lava domes and coulees, Sigurdsson, H. (eds.), Encyclopaedia of volcanoes, San Diego, U. S., Academia Press, p. 307-319.
- Flores-Moro, G. V., 2006, Geometría estructural y cinemática de la fosa de Barrientos, zona centro-poniente de la Cuenca de México, Tesis profesional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional, 75 p.

- Foumelis, M., Lekkas, E., Parcharidis, I., 2004, Landslide susceptibility mapping by GIS-based qualitative weighting procedura in Corinth area, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, v. XXXVI, p. 904-912.
- Francis, P., Oppenheimer, C., 2004, *Volcanoes*, New York, Oxford University Press, 521 p.
- Frausto, M. O., 1999, Derrumbes, deslizamientos y expansión lateral del suelo provocados por sismicidad en el graben de Cuauhtepic: Región sur de la sierra de Guadalupe, en la Ciudad de México, *Investigaciones Geográficas*, Instituto de Geografía, Boletín num. 39, p. 15-29.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región de México, Instituto de Geología, UNAM, Boletín num. 60, 23 p.
- Fuchs, S., Kaitna, R., Scheidl, C., Hübl, J., 2008, The Application of the Risk Concept to Debris Flow Hazards, *Geomechanik und Tunnelbau*.
- García-Palomo, A., Carlos-Valerio, V., López-Miguel, C., Galván-García, A., 2006a, Los peligros geológicos del Distrito Federal, *Revista de Ingeniería Civil*, Órgano Oficial del Colegio de Ingenieros Civiles de México, num. 443, p. 4-9.
- García-Palomo, A., Carlos-Valerio, V., López-Miguel, C., Galván-García, A., 2006b, Landslide inventory map of Guadalupe Range, north of the México Basin, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Número Especial de Geología Urbana, Tomo LVIII, num. 2, p. 195-204.
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, J., Valdez, G., Mora, J.C., 2002, Volcanic Stratigraphy and Geological Evolution of the Apan Region, East-Central Sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 41 (2), p. 133-150.
- García-Palomo, A., Zamorano, J. J., López-Miguel, C., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J. L., 2008, El arreglo morfoestructural de la sierra de Las Cruces, México central, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 25, num. 1, p. 158-178.
- Gaziev, E., 1984, Estabilidad de los macizos rocosos y métodos de estabilización, *Series del Instituto de Ingeniería*, num. D-21.
- Gaziev, E., 2003, Análisis de la estabilidad de taludes rocosos, *Series del Instituto de Ingeniería*, Serie docencia, SD/43.
- Geotechnical Control Office, 1984, *Geotechnical Manual for Sopes*, Engineering Development Department, Hong Kong.
- Giani, G. P., 1992, *Rock slope stability analysis*, Editorial Balkema, Rotterdam.
- Gómez, H., Kavzoglu, T., 2005, Assessment of shallow landslide susceptibility using artificial neural networks in Jabonosa River Basin, Venezuela, *Engineering Geology*, num. 78, p. 11-27.
- González, L., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., 2002, *Ingeniería Geológica*, Prentice Hall, Pearson Education, Madrid, 715 p.
- Gunn, B. M., Mooser, F., 1971, Geochemistry of the volcanics of central Mexico, *Bulletin of Volcanology*, v. 34, p. 577-616.
- Hernández-Madrigal, V. M., Garduño-Monroy, V. H., Alcántara-Ayala, I., 2007, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, num. 2, p. 147-162.
- Herrera-Huerta, I. A., 2008, Geología del volcán La Corona, Tesis de licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional, 134 p.
- Herrera, S., 2002, Regionalización de los deslizamientos en México, *Academia Mexicana de Ingeniería*, México, 12 p.
- Hoek, E., Bray, J. W., 1996, *Rock Slope Engineering*, Institution of Mining and Metallurgy, 3^{er} edition, 358 p.

- Huabin, W., Gangjun, L., Weiya, X., Gonghui, W., 2005, GIS-based landslide hazard assessment: an overview, *Progress in Physical Geography*, num. 29 (4), p. 548-567.
- Hungr, O., McDougall, S., Bovis, B., 2005, Entrainment of material by debris flows, in *Debris flow hazards and related phenomena*, Jakob, M., Hungr, O. editors.
- Hutchinson, J. N., 1988, General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology, *Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides*, v. I, edited for Christophe Bonnard, p. 3-35.
- INEGI, 2002, Estadísticas del medio ambiente del Distrito Federal y Zona Metropolitana.
- INEGI, 2005, II Censo Nacional de Vivienda.
- International Society For Rock Mechanics, Commission On Standardization Of Laboratory And Field Tests, 1978, Suggested Methods for the Quantitative Description of Discontinuities in Rock Masses, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, v. 15, p. 319-368.
- Irigaray, C., Fernández, T., Hamduini, R., Chacón, L., 1999, Verification of landslide susceptibility mapping: a case study, *Earth Surface Processes and Landforms*, num. 24, p. 537-544.
- Juárez-Badillo, E., 1959, Teoría de grietas en tensión, *Primer Congreso Panamericano de Mecánica de Suelos y Cimentaciones*, México.
- Komac, M., 2006, A landslide susceptibility model using the Analytical Hierarchy Process method and multivariate statistics in perialpine Slovenia, *Geomorphology*, num.74, p. 17-28.
- Lee, S., Chwae, U., Min, K., 2002, Landslide susceptibility by correlation between topography and geological structure: the Janghung area, Korea, *Geomorphology*, num. 46, p. 149-162.
- Leroueil, S., Locat, J., Seve, G., Picarrelli, L., Faure, M. R., 2001, Slopes and mass movements, *Geotechnical and geoenvironmental engineering handbook*, edited for R. Kerry Rowe, Kluwer Academic Publishers.
- Lozano-Barraza, L., 1968, Geología de la Sierra de Guadalupe, México, D. F., Tesis profesional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, 39 p.
- Lugo Hubp, J., 1989, Diccionario geomorfológico, Instituto de Geografía, UNAM, 337 p.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J., 1994, Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, México, D. F., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 11, num. 1, p. 43-52.
- Lugo-Hubp, J., Cordero-Estrada, M., Zamorano-Orozco, J., 1995, Relieve, litología y riesgos en la zona urbana de la delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 12, num. 1, p. 52-67.
- Lugo-Hubp, J., Salinas-Montes, A., 1996, Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 13, num. 2, p. 240-251.
- Lugo-Hubp, J., Zamorano-Orozco, J. J., Ortega, A., Echavarría, A., Zermeño, V., Salas, O., Mondragón, D. E., González, Y., 1996, Informe sobre la geomorfología del cerro del Peñón del Marqués, en relación con los riesgos y el agrietamiento en la periferia del mismo, Iztapalapa, México, D. F., Instituto de Geografía, UNAM.
- Magaña, P., 2003, Geología de la Sierra de Santa Catarina, México, D. F., Tesis de Licenciatura, UNAM, 71 p.
- Margielewsky, W., 2006, Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks, Case studies in the Polish Flysch Carpathians, *Geomorphology*, num. 77, p. 47-68.

- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J., 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, num. 93, p. 125-150.
- Marsal, R. J., Mazari, M., 1959, El subsuelo de la Ciudad de México, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Martin Del Pozzo, A. L., 1980, Volcanología de la Sierra Chichinautzin, Tesis de Maestría, UNAM, México, D. F., 131 p.
- Martin Del Pozzo, A. L., Córdoba, C., López, J., 1997, Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the holocene, *Quaternary International*, v. 43/44, p. 181-190.
- Martin Del Pozzo, A. L., 1982, Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico, *Bull. Volcanol.*, v. 45 (1), p. 9-24.
- Martínez-García, 2009, Estudio geológico de la zona volcánica de Atizapán de Zaragoza, Cuenca de México, Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Ciencias de la Tierra, Unidad Ticomán, Instituto Politécnico Nacional, 74 p.
- Martínez-Yáñez, M., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., Díaz-Molina, O., Cifuentes-Nava, G., Hernández-Quintero, E., Delgado-Granados, H., 2009, Estudio de la ladera occidental del Cerro del Chiquihuite, Ciudad de México, mediante SIG y GPS, *Revista Ingeniería Investigación y Tecnología*, v. X, num. 2, p. 99-112.
- Menéndez, D. R., Marquínez, J., 2002, The influence of environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS, *Geomorphology*, num. 43, p. 117-136.
- Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S., 2008, Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 25, num. 2, p. 197-216.
- Millan, J., 1993, Estudio geotécnico para el conjunto habitacional que se proyecta construir en la cantera del Peñón Viejo, Iztapalapa, México, D. F.
- Montalvo-Arrieta, J. C., Chávez-Cabello, G., Velasco-Tapia, F., Navarro de León, I., 2009, Causes and Effects of Landslides in the Monterrey Metropolitan Area, NE Mexico. In *Landslides: Causes, Types and Effects*, eds. Werner, E. D., Friedman, H. P., Nova Publishers, (En prensa, ISBN: 978-1-60741-258-8).
- Montgomery, D. R., Sullivan, K., Greenberg, H. M., 1998, Regional test of a model for shallow landsliding, *Hydrological Processes*, num. 12, p. 943-955.
- Montiel-Rosado, J. A., 1990, Interpretación Geológica de la línea Sísmica 2/13 del Levantamiento Sísmico de Reflexión en la Ciudad de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo L, v. 1-2, p. 71-80.
- Mooser, F., 1975, Historia geológica de la Cuenca de México, Memoria de las Obras de Drenaje Profundo del Distrito Federal, México, D. F., Departamento del Distrito Federal, Tomo1, p. 7-38, mapa geológico.
- Mooser, F., Montiel, A., Zuñiga, A., 1992, Nuevo mapa geológico del Sur-Poniente del Valle de México, Simposio “Experiencias geotécnicas en la zona Poniente del Valle de México”, *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*, p. 3-32.
- Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga, A., 1996, Nuevo Mapa Geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla: Estratigrafía, Tectónica Regional y Aspectos Geotérmicos, Comisión Federal de Electricidad, primera impresión, Atlas, 27 p.

- Mora-Alvarez, G., Caballero, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991, Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico?, A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study, *Geofísica Internacional*, v. 30 (2), p. 61-70.
- Moreiras, S. M., 2005, Landslide susceptibility zonation in the Rio Mendoza Valley, Argentina, *Geomorphology*, num.66, p. 345-357.
- Muller, L., 1959, The European approach to slope stability problems in open pit mines, *Proc. 3rd Symposium on rock Mechanics*, v. 54, num. 3, p. 116-133.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation, *J. Volcanol. Gheotherm. Res.*, v. 2, p. 1-16.
- Ochoa-Tejeda, V., 2009, Control estructural de la inestabilidad de laderas: modelación tridimensional de los rasgos geológicos. Aplicación al estudio de los procesos de remoción en masa de La Soledad, Sierra Norte de Puebla, México, Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Doctorado en Ciencias (Geología Ambiental), Instituto de Geología, UNAM, 212 p.
- Oropeza, O., Zamorano, J. J., Ortiz, M. A., 1998, Peligros geomorfológicos en México: remoción en masa, *Los desastres en México, Una perspectiva multidisciplinaria*, Universidad Iberoamericana, 283 p.
- Orozco, J. M., Figueroa, G., 1991, Descripción cronológica del desarrollo de los conocimientos sobre el agrietamiento de terrenos, *Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos*.
- Ortigao, J. A. R., Sayao, A. S. F. J., 2004, *Handbook of Slope Stabilisation*, edited for Springer, printed in Germaniy, 478 p.
- Osete, M. L., Ruiz-Martinez, V. C., Caballero, C., Galindo, C., Urrutia J., Tarling, D., 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, México: paleomagnetic and radiometric evidence, *Tectonophysics*, v. 318, p. 201-215.
- Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanzhi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt, *Geofísica Internacional*, num. 26, p. 159-176.
- Pérez-Gutiérrez, R., 2007, Análisis de la vulnerabilidad por los deslizamientos en masa, caso: Tlacuitlapa, Guerrero, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, num. 2, p. 171-181.
- Pola-Villaseñor, A., Garduño-Monroy, V., Díaz, C., Hernández, V., 2006, Estudio geotécnico asociado a procesos de remoción en masa del parque Francisco Zarco, Morelia, Michoacán, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVIII, num. 2, p. 183-193.
- Priest, S. D., 1993, *Discontinuity analysis for rock engineering*, Editorial Chapman and Hall, Londres, 472 p.
- Pusch, R., 1995, *Rock Mechanics on a Geological Base*, Editorial Elsevier Science B.V.
- Ramírez-Jiménez, H., Hernández, H. F., Rueda-Gaxiola, J., 1983, Origen, tectónica y cronología volcánica de la Cuenca de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXX, num. 2, p. 3-35.
- RCDF, 2004, *Reglamento de Construcciones del Distrito Federal*.
- RENFE, 1999, *Normas españolas para proyectos, estudios geotécnicos, explanaciones y taludes*, Dirección de Mantenimiento de Infraestructura, primera edición.
- Roa, J. G., 2006, Aproximación al mapa de susceptibilidad y amenazas por deslizamientos en la Ciudad de Trujillo, Venezuela, *Revista Ágora*, Enero-Junio, num. 17, p. 185-205.
- Rodríguez-Velázquez, D., 1998, *Desastre y vulnerabilidad. Entre las ciencias naturales y las ciencias sociales, Los desastres en México. Una perspectiva multidisciplinaria*, Universidad Iberoamericana, 283 p.

- Romero, T. E., 2001, Geología del Complejo Volcánico San Miguel, al Sur Poniente de la Cuenca de México, Tesis de Licenciatura, UNAM, 40 p.
- Santoyo, E., Ovando, E., Mooser, F., León, E., 2005, Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México, Editado por TGC.
- Schlaepfer, C. J., 1968, Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal, Estado de México y de Morelos, Carta Geológica de México, Instituto de Geología, UNAM, México.
- Schmincke, H. U., 2004, Volcanism, Editorial Springer, 324 p.
- Scott, K. M., Macías, J. L., Naranjo, J. A., Rodríguez, S., McGeehin, P., 2001, Catastrophic debris flow transformed from landslides in volcanic terrains: mobility, hazard assessment and mitigation strategies, U. S. Geological Survey Professional Paper, num. 1630, 59 p.
- Secretaría de Protección Civil, 2009, Determinación del riesgo geológico-geotécnico, frontis de la colonia Palmitas, Delegación Iztapalapa, México, D. F.
- Servicio Geológico Metropolitano, 2000, Proyecto “Valoración del peligro por deslizamientos y caída de rocas en la Sierra de Santa Catarina”, México, D. F.
- Servicio Geológico Metropolitano, 2003, Proyecto “Evaluación y zonificación de los peligros geológicos por deslizamiento en las laderas de la Sierra de Guadalupe, Estado de México”, Proyecto realizado para el Instituto de Protección Civil del Estado de México.
- Servicio Geológico Metropolitano, 2005, Atlas de Peligros Geológicos del Distrito Federal, Primer Avance, Peligro Sísmico y Procesos de Remoción en Masa.
- Siebe, C., Arana-Salinas, L., Michael, A., 2005, Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México, *J. Volcanol. Gheotherm. Res.*, v. XX, p. 1-19.
- Siebe, C., Macías, J. L., 2006, Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field, *Geological Society of America Special Papers*, v. 402, p. 253-329.
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004, Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards, *Bulletin of Volcanology*, v. 66, num. 3, p. 203-225.
- SMMS, 1991, El subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del Valle de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- Smyth, C. G., Royle, S. A., 2000, Urban Landslide hazards: incidence and causative factors in Niteroi, Rio de Janeiro State, Brazil, *Applied Geophagy*, num. 20, p. 95-117.
- Soeters, R., Van Westen, C. J., 1996, Slope instability recognition, analysis and zonation, Chapter 8 in *Landslides: investigation and mitigation*, Transportation Research Board, National Research Council, Special Report, num. 247.
- Stevenson, P. C., 1977, An empirical method for the evaluation of relative landslide risk, *Bulletin of the international association of Engineering Geologists*, num. 16, p. 69-72.
- Suárez-Díaz, J., 1998, Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales, Instituto de Investigaciones sobre Erosión y Deslizamientos, Colombia, 548 p.
- Suárez-Plascencia, C., Saavedra de la Cruz, G., Sánchez-Vázquez, L., 1999, Deslizamiento de Tierras en la vertiente sur de la Sierra Las Vigas-Tecuán, San Juan Cosalá, Jocotepec, Jalisco, GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A. C., p. 190-196.

- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt, *GSA Bull.*, num. 113 (6), p. 693-703.
- Tapia-Varela, G., López-Blanco, J., 2001, Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100 000, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 19, num. 1, p. 50-65.
- Terzaghi, K., 1950, *Mechanisms of landslides*, The Geological Society of America, Berkeley Volume, p. 83-123.
- Terzaghi, K., 1962, Stability of steep slopes in hard unweathered rock, *Geotechnique*, v. 12, p. 251-270.
- TGC Geotecnia S. A. de C. V., 1998, Análisis de la estabilidad de los taludes de la zona norte del conjunto habitacional "Peñón Viejo", localizado en Congreso de Apatzingán No. 266, Iztapalapa, México, D. F.
- TGC Geotecnia S. A. de CV., 2005, Análisis de la estabilidad de los taludes de la zona norte del conjunto habitacional "Peñón Viejo", ubicado en Congreso de Apatzingán No. 266, Col. José María Morelos y Pavón.
- Twiss, R. J., Moores, E. M., 1992, *Structural Geology*, edited for W. H. Freeman and Company.
- Uitto, J., 1998, The geography of disaster vulnerability in megacities, *Applied Geography*, v. 18, num. 1. p. 7-16.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1995, Paleomagnetic constraints on spatial/temporal volcanic activity in the Santa Catarina-Chalco region, southeastern basin of Mexico, *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 55-66.
- Van der Pluijm, B. A., Stephen, M., 2004, *Earth structure: and introduction to structural geology and tectonics*, edited for Norton and Company, 2^a edition, 656 p.
- Van Westen, C. J., 1994, GIS in landslide hazard zonation: a review, with examples from the Andes Colombia, en *Mountain environments and geographic information systems*, edited for Martin F. Price, D. Ian Heywood, 309 p.
- Van Westen, C. J., Van Asch, T. W., Soeters, R., 2006, Landslide hazard and risk zonation-why is it still so difficult?, *Bull Eng Geol Env.*, num. 65, p. 167-184.
- Varnes, D. J., 1984, *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*, UNESCO Press, 63 p.
- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R. L., 1990, *Geología de la Cuenca de México*, Tópicos Geológicos de la Cuenca de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 1-24.
- Waitz, P., 1912, Excursión geológica a la Parte Poniente de la Sierra de Santa Catarina, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. VIII, p. 1-8.
- Wheeler, R. L., Dixon, J. M., 1980, Intensity of systematic joints: methods and application, *Geology*, v. 8, p. 230-233.
- Wieczorek, G. F., 1996, Landslides types and processes, Chapter 4 in *Landslides Investigation and mitigation*, Transportation Research Board, National Research Council, Special report 247.
- Zimbelman, D. R., Watters, R. J., Firth, I. R., Breit, G. N., Carrasco-Nunez, G., 2004, Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, Mexico, *Bull Volcanol*, num. 66, p. 66-79.