

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
PROGRAMA DE POSGRADO EN GEOGRAFÍA



“CARACTERIZACIÓN DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LA REGIÓN DE ZACAPOAXTLA, SIERRA NORTE DE PUEBLA, MÉXICO.”

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
DOCTOR EN GEOGRAFÍA  
P R E S E N T A :  
VÍCTOR MANUEL HERNÁNDEZ MADRIGAL

T U T O R :  
DRA. IRASEMA ALCÁNTARA AYALA

C O T U T O R :  
DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY

SEPTIEMBRE DEL 2005

M: 349643

FAC. DE FILOSOFIA Y LETRAS



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Victor Manuel Hernández  
Madrigal

FECHA: 26/sep/2005

FIRMA: Victor M. Hernández MA

Dedico este trabajo a mi esposa

Mirna Mireya

Por tu paciencia infinita y apoyo incondicional.

## Agradecimientos

Mis mas grande agradecimiento a la Dra. Irasema Alcántara Ayala, asesora de esta tesis, por su disponibilidad, paciencia y apoyo, mostrados durante el desarrollo de esta investigación.

Agradezco la ayuda incondicional e invaluable, brindada a lo largo de toda mi carrera profesional, por el Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, cotutor de tesis. Su conocimiento y experiencia fueron indispensables para la culminación de este trabajo. Su apoyo como compañero de trabajo y amigo, constituye la esencia de esta tesis.

Se agradece al Dr. José Lugo Hubp, por las asesorías dadas en el área de la geomorfología, y por sus importantes observaciones dadas durante la revisión final de este trabajo.

Al Dr. Manuel Mendoza Cantú, por sus observaciones que contribuyeron a la mejora de esta tesis, y especialmente por las facilidades otorgadas para que la mejor calidad de impresión de las cartas de este trabajo fuera posible.

Al Dr. Joel Carrillo Rivera, por las correcciones sugeridas en la revisión de esta tesis que permitieron mejorar la calidad de la misa. Agradezco particularmente su apoyo incondicional para la realización de seminarios de hidrogeología en la ciudad de Morelia.

Al Dr. José Ramón Hernández Santana, por sus valiosas observaciones en la revisión de esta tesis.

Al Dr. Eleazar Arreygue Rocha por su apoyo en la revisión del presente trabajo.

Agradezco a la Dra. Lucia Capra, por su ayuda y facilidades otorgadas, para que el análisis granulométrico en este trabajo fuera posible.

Al Dr. Mikhail Oustromov Fink, por su valiosa colaboración en el análisis mineralógico.

Al Dr. Luis Miguel Morales Manilla, por las facilidades otorgadas para la adquisición de información cartográfica.

Agradezco muy profundamente las facilidades otorgadas para la realización de mi estancia de estudio, en el Departamento de Ciencias Geológicas y Geotecnológicas de la Universidad de Milano-Bicocca, Italia, a los profesores Giovanni B. Crosta y Nicoleta Fussi, así como los doctores: Elena Valbuzzi, Christian Ambrossi, Federico Agliardi, Samuel, Paolo Frattini, Sabrina y Rossana. Los trabajos realizados durante esta estancia, contribuyeron sustancialmente en el desarrollo de ésta tesis

Se agradece la colaboración de las autoridades municipales de Zacapoaxtla y Protección Civil del estado de Puebla, así como los apoyos otorgados por el CONACyT a través de los proyectos J33428-T y 37334-T, y al Programa de Becas para estudios de Posgrado de la DGEP de la UNAM.

*“Se prefieren los riesgos problemáticos de la intensa civilización moderna a la oscura prudencia de la vida campestre. Mas vale estar a sus anchas, aun con peligro, en amplios palacios de mármol que vegetar oscuramente en el campo”*

*Comisiones del Instituto Geológico Mexicano (1922)*

*“Se prefieren los riesgos problemáticos de la intensa urbanización en laderas abruptas, a la oscura prudencia de la vida en los valles. Más vale tener una hermosa vista de la ciudad, aun con peligros, desde amplios miradores de mármol, que vivir anónimamente rodeado de concreto.*

*Victor Manuel Hernández Madrigal*

# INDICE

## CAPITULO I

	Página
I.- INTRODUCCION.....	1
I.1.- OBJETIVOS.....	3
I.2.- GENERALIDADES.....	3
I.3.- LOCALIZACION.....	7

## CAPITULO II ANTECEDENTES

II.1.- GEOLOGÍA.....	8
II.1.a.- Sismicidad histórica.....	8
II.1.b.- Sismos-Procesos de remoción en masa.....	11
II.2.- GEOMORFOLOGIA.....	12
II.2.a.- Procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla.....	12
II.2.b.- Procesos de remoción en masa en flujos piroclásticos.....	13
II.3.- HIDROGEOLOGIA.....	15
II.3.a.- Flujo local.....	17
II.3.b.- Flujo intermedio.....	17
II.3.c.- Flujo regional.....	17
II.3.d.- Precipitación.....	18
II.4.- GEOTECNIA.....	19
II.4.a.- Distribución granulométrica.....	19
II.4.b.- Gradación.....	19
II.4.c.- Coeficientes granulométricos.....	20
II.4.d.- Mecánica de suelos no saturados.....	20
II.5.- MODELIZACION.....	22
II.5.a.- Deslizamientos rotacionales simples de detritos.....	22
II.5.b.- Procesos de remoción en masa superficiales (deslizamientos traslacionales y rotacionales).....	33

## CAPITULO III METODOLOGIA

III.- METODOLOGIA.....	34
III.1.- Primera etapa.....	35
III.2.- Segunda etapa.....	35
III.3.- Tercera etapa.....	38

## CAPITULO IV RESULTADOS

IV-1.- GEOLOGÍA REGIONAL.....	40
IV.2.- TECTONICA REGIONAL.....	48
IV.3.- SISMICA REGIONAL.....	50

IV.3.a.- Generación de sismos y zonas epicentrales próximas.....	50
IV.3.b.- Isosistas.....	51
IV.3.c. Región sísmica.....	53
IV.4.- GEOMORFOLOGIA.....	56
IV.4.1.- Morfometría.....	58
IV.4.2.- Génesis del relieve.....	60
IV.4.3.- Procesos de remoción en masa en la RdZ.....	65
IV.4.4.- Evolución morfológica del depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada.....	81
IV.5.- USO DEL SUELO.....	83
IV.6.- GENERALIDADES HIDROGRAFICAS.....	85
IV.6.a.- Comportamiento del flujo subterráneo.....	85
IV.6.b.-Clima.....	86
IV.7.- ANALISIS DE FACTORES QUE INFLUYEN EN LOS PRM DE LA RdZ.....	91
IV.7.a.- Factores determinantes.....	91
IV.7.b.- Factores detonantes.....	93
IV.8.- MODELIZACION.....	97
IV.8.1.- Geotecnia.....	97
IV.8.2.- Mineralogía.....	109
IV.8.3.- Modelización del deslizamiento rotacional simple de detritos, en depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada.....	110
IV.8.4.- Modelización de deslizamientos superficiales en depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada.....	123
<b>DISCUSION Y CONCLUSIONES.....</b>	<b>126</b>
<b>RECOMENDACIONES.....</b>	<b>128</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>129</b>
APENDICE I.....	136
APENDICE II.....	138
APENDICE III.....	139

## INDICE DE CARTAS

Carta 1.- Carta Geológica.....	45
Carta 2.- Carta de altimetría y avenamiento.....	57
Carta 3.- Pendientes.....	59
Carta 3.- Carta de Densidad de Disección.....	61
Carta 5.- Carta de Geomorfología.....	62
Carta 6.- Inventario de Procesos de Remoción en Masa.....	64
Carta 7.- Uso del suelo en la RdZ.....	84

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Ubicación de la RdZ.....	7
Figura 2.- Esquema del primer tipo de inestabilidad de laderas en flujos piroclásticos.....	14
Figura 3.- Esquema del segundo tipo de inestabilidad en flujos piroclásticos.....	14
Figura 4.- Esquema del tipo 3 de inestabilidad de laderas en flujos piroclásticos.....	15
Figura 5.- Esquema de flujo subterráneo.....	17
Figura 6.- Perfil de suelo afectado por nivel freático.....	21
Figura 7.- Típica CCSA mostrando las distintas zonas de desaturación.....	21
Figura 8.- Tres típicas CCSA para Arenas, Limos y Arcillas.....	22
Figura 9.- Flujos de alimentación de un arroyo.....	23
Figura 10.- Contenido de humedad contra profundidad en el perfil de un suelo.....	24
Figura 11.- Representación de condiciones pluviales.....	25
Figura 12.- Infiltración.....	27
Figura 13.- Flujo subterráneo.....	28
Figura 14.- Fluctuaciones del nivel en estado dinámico.....	30
Figura 15.- Análisis de estabilidad de talud por el método convencional de dovelas.....	31
Figura 16.- Metodología para la caracterización de procesos de remoción en masa.....	34
Figura 17.- Comparación de secciones topográficas a gran y baja escala.....	36
Figura 18.- Columna litológica general de la RDZ.....	40
Figura 19.- Cuerpos intrusivos.....	41
Figura 20.- Metamorfismo de contacto.....	41
Figura 21.- Columna litológica en la ciudad de Zacapoaxtla.....	43
Figura 22.- Clasificación química de la ignimbrita Xáltipan.....	46
Figura 23.- Afloramiento de la ignimbrita Xáltipan.....	46
Figura 24.- Distribución de la Ignimbrita Xáltipan.....	47
Figura 25.- Movimientos capa a capa de las formaciones del Cretácico.....	48
Figura 26.- Sección esquemática del plegamiento y litología de la región de Zacapoaxtla.....	49
Figura 27.- Mapa de sismos de la República Mexicana.....	50
Figura 28.- Mapa de isosistas para el sismo del 3 de enero de 1920.....	51
Figura 29.- Mapa de isosistas para la región de Zacapoaxtla.....	52
Figura 30.- Mapa de isosistas para el sismo de Tehuacán, Pue.....	52
Figura 31.- Mapa de isosistas para el sismo de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999.....	54
Figura 32.- Regiones sísmicas de la República Mexicana.....	54
Figura 33.- Localización de la SDZ dentro de los elementos morfoestructurales.....	50

Figura 34.- Procesos de remoción en masa en forma de caídas para la RdZ.....	67
Figura 35.- Deslizamiento rotacional simple en detritos (DRSD).....	69
Figura 36.- Deslizamiento rotacional simple en detritos (DRSD) de actividad reciente.....	69
Figura 37.- Deslizamiento rotacional simple de detritos en La Concordia, Zacapoaxtla, Pue.....	70
Figura 38.- Esquemas típicos de deslizamientos rotacionales múltiples (A) y sucesivo (B).....	71
Figura 39.- Posibles deslizamientos traslacionales en bloques de rocas y detritos.....	72
Figura 40.- Deslizamientos traslacionales de suelos residuales sobre rocas sedimentarias.....	72
Figura 41.- Deslizamientos traslacionales de suelos en la ignimbrita Xáltipan no soldada.....	73
Figura 42.- Deslizamientos traslacionales en taludes de la ignimbrita no soldada.....	74
Figura 43.- Flujos de rocas (FR) en laderas del C. El Tomaquillo.....	75
Figura 44.- Flujos de detritos.....	76
Figura 45.- Flujo de detritos en ladera de baja pendiente.....	77
Figura 46.- Flujos de suelo o coladas de lodo.....	78
Figura 47.- Relaciones tipológicas de PRM en la RdZ.....	79
Figura 48.- Modelo de evolución morfológica del depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada.....	82
Figura 49.- Topografía y vegetación de la cuenca del Río Tecolutla.....	85
Figura 50.- Mapa de avenamiento de la RdZ dividido en microcuencas.....	87
Figura 51.- Estaciones meteorológicas y precipitación media anual para la RdZ.....	88
Figura 52.- Precipitación total anual.....	89
Figura 53.- Precipitación máxima diaria.....	90
Figura 54.- Número de PRM para cada unidad litológica.....	92
Figura 55.- Gráficas PRM y factores determinantes.....	95
Figura 56.- Gráficas PRM-factores detonantes.....	96
Figura 57.- Ubicación de los puntos de muestro para análisis granulométrico.....	98
Figura 58.- Columna uno de puntos de muestreo A y E.....	99
Figura 59.- Columna 2, punto de muestreo B.....	99
Figura 60.- Columna 3, punto de muestre C.....	101
Figura 61.- Columna 4, punto de muestreo D.....	102
Figura 62.- Puntos de muestreo para caracterización de Curva Característica Suelo-Agua.....	105
Figura 63.- Equipo para la determinación de Curva Característica Suelo-Agua.....	106
Figura 64.- Cámara hermética abierta con capacidad de 15 bar de succión.....	106
Figura 65.- Saturación de muestras de suelo y platos cerámicos porosos.....	107
Figura 66.- Curva Característica Suelo-Agua de laboratorio.....	108
Figura 67.- Ejemplo de Curva Característica de la arena del depósito piroclástico Xáltipan.....	108
Figura 68.- Geometría del depósito de la ignimbrita Xáltipan.....	111
Figura 69.- Abatimiento de niveles freáticos.....	117
Figura 70.- Niveles freáticos para longitudes de perfil L=200 m y H=25 m.....	118
Figura 71.- Gráficas de estabilidad-intensidad.....	119
Figura 72.- Mapa de peligro por deslizamiento rotacional simple (DRS).....	121
Figura 73.- Mapa de peligro por DRS, en la ciudad de Zacapoaxtla.....	122
Figura 74.- Esquema de talud indefinido.....	123
Figura 75.- Arreglos geométricos del analizados.....	124

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1.- Registro de sismos históricos.....	10
Tabla 2.- Composición de muestras de pómez de las ignimbritas Xáltipan y Zaragoza.....	44
Tabla 3.- Área de afectación por PRM en la RdZ.....	65
Tabla 4.- Normales climatológicas (1961-1990).....	86
Tabla 5.- Datos de precipitación de estaciones meteorológicas de la RdZ y zonas aledañas.....	88
Tabla 6.- Eventos meteorológicos.....	90
Tabla 7.- Número de PRM de cada tipología en cada unidad litológica.....	92
Tabla 8.- Tabulación de áreas entre PRM y posibles factores determinantes.....	95
Tabla 9.- Tabulación de áreas entre PRM y posibles factores detonantes.....	96
Tabla 10.- Propiedades mecánicas de la ignimbrita Xáltipan no soldada y suelo residual.....	97
Tabla 11.- Resultados granulométricos.....	100
Tabla 12.- Clasificación de las muestras de acuerdo al SUCS.....	100
Tabla 13.- Conductividades hidráulicas para diferentes tipos de suelos.....	104
Tabla 14.- Rango de valores del coeficiente de permeabilidad en suelos.....	104
Tabla 15.- Contenido volumétrico de agua para c/u de las presiones de succión aplicadas.....	107
Tabla 16.- Principales fases minerales identificadas por DR-X.....	109
Tabla 17.- Datos de entrada para el modelo de Freeze.....	111
Tabla 18.- Datos pluviales utilizados.....	112
Tabla 19.- Intensidades medias anuales (R) consideradas en el modelo.....	112
Tabla 20.- Hoja de cálculo para desarrollo del modelo de Freeze.....	112
Tabla 21.- Escorrentía superficial.....	114
Tabla 22.- Ángulos de máxima inclinación.....	118
Tabla 23.- Escala de peligro al deslizamiento rotacional simple.....	120
Tabla 24.- Datos mecánicos de entrada para análisis de deslizamiento superficial.....	123

## RESUMEN

La región de Zacapoaxtla, ubicada en la parte central de la Sierra Norte de Puebla, está integrada por las sierras Cinco de Mayo, Las Lomas, Atocpan y Tlatlauquitepec, con una planicie central denominada Mesa Zacapoaxtla. La geología de ésta región está formada por unidades de los Conjuntos Petrotectónicos Cahuassas, Molango y Valles, del Jurásico Medio al Cretácico Temprano. En la mayor parte de la región, las unidades anteriores se encuentran cubiertas por materiales volcánicos del Cuaternario, en los que predominan depósitos piroclásticos, clasificados con base en datos geoquímicos obtenidos por fluorescencia de R-X, como ignimbritas de carácter riolítico pertenecientes a la ignimbrita Xáltipan. Ésta última asociada a la culminación de la primera fase activa del centro volcánico Los Humeros, localizado al SE de la región de Zacapoaxtla.

En la región predomina un relieve endógeno, compuesto principalmente por depósitos piroclásticos con flancos muy inclinados, en donde procesos de remoción en masa promueven el desarrollo de un relieve exógeno en crecimiento. El inventario y caracterización de estos procesos de remoción en masa a escala 1/50,000, se realizó a partir de fotointerpretaciones y reconocimientos en campo. Los resultados revelan dos grupos principales de inestabilidad. El primero, corresponde a deformaciones gravitacionales profundas de ladera en unidades de la Sierra Madre Oriental, formadas en ausencia de factores antropogénicos, y detonadas posiblemente por eventos sísmicos próximos a la región, como el de Jalapa de 1920, que en la región de Zacapoaxtla fue sentido con una intensidad de 6° (MM). El segundo grupo, es formado principalmente por deslizamientos rotacionales, traslacionales y flujos de detritos, es decir deslizamientos superficiales en su mayoría, que afectan a las laderas de la ignimbrita Xáltipan no soldada, y que ponen en riesgo a los principales centros de población de la región, detonados por eventos de precipitación excepcional como la registrada a finales de 1999.

Con base en un modelo matemático, y otro de elemento finito, se modelaron los deslizamientos rotacionales simples de detritos y deslizamientos traslacionales de suelos, ambos en la ignimbrita Xáltipan no soldada, resultando que los deslizamientos rotacionales simples presentan un mecanismo de detonación totalmente diferente al del resto de las inestabilidades de la región, y son promovidos por las condiciones geológicas y geohidrológicas del depósito piroclástico, en tanto que en los deslizamientos de suelos, la inestabilidad es determinada por el profundidad del suelo y geometría de la ladera.

Con base en lo anterior, la evolución morfológica de la región de Zacapoaxtla ha sido principalmente promovida por el agente de remoción en masa. Sin embargo, un nuevo agente antropogénico acelera el aplanamiento del relieve, ya sea mediante la modificación directa de la morfología, o bien, como factor determinante y detonante del fenómeno de inestabilidad de laderas, por lo que la morfología en litologías blandas como la ignimbrita Xáltipan no soldada, es rápidamente modificada.

## ABSTRACT

The Zacapoaxtla region, located in the central area of the Sierra Norte de Puebla is composed by the Cinco de Mayo, Las Lomas, Atocpan and Tlatlauquitepec ridges and a central plain called Zacapoaxtla plateau. In terms of geology it comprises the petrotectonic units known as Cahuastas, Molango and Valles dated from Middle Jurassic to Lower Cretaceous. Such units are mostly covered by Quaternary volcanic materials, predominantly pyroclastic deposits classified by R-X fluorescence as rhyolitic ignimbrites which belong to the so-called Xaltipan Ignimbrite. The latter is associated to the end of the first active stage of Los Humeros volcanic center, located to the SE of Zacapoaxtla region.

Endogenous relief composed mainly by steep pyroclastic deposits is the most widespread type, where mass movement processes enhance the development of a growing exogenous relief. An inventory and characterization of such mass movement processes at scale 1:50,000 was undertaken based on aerial photographs and field observations. According to the results, there are two groups of instability types. The first one corresponds to deep seated failures taking place in the Sierra Madre Oriental with no human intervention but triggered by seismicity, such as the case of the earthquake of Jalapa in 1920 that was felt in Zacapoaxtla with an intensity of 6° (MM). The second type is characterized by rotational and translational slides as well as by debris flows, all of them shallow failures, affecting the slopes of the Xaltipan ignimbrite and posing risk to the main populated areas; they are triggered by rainfall events such as the case of October 1999.

Based on mathematical and finite element models, mass movement modeling was performed particularly for rotational and translational slides taking place on the Xaltipan ignimbrite. According to the modeling results, the triggering mechanism of simple rotational slides is completely different to the other types of instabilities occurring within the region since they are determined by the geological and geohydrological conditions of the pyroclastic deposit, whereas the soil slides are controlled by soil depth and slope geometry.

Based on the above, the morphologic evolution of the Zacapoaxtla region has been mainly determined by mass movement processes. However, recently, the antropogenic factor have contributed to the accelerated lowering of the relief, either by modifying directly the morphology, or by triggering instability on soft lithological units such as the Xaltipan Ignimbrite.

# CAPITULO I

## INTRODUCCION

Situada al centro de la Sierra Norte de Puebla, la región de Zacapoaxtla, aloja conjuntos montañosos formados sobre rocas sedimentarias marinas, volcánicas y cuerpos intrusivos, que definen un relieve accidentado compuesto por escarpes, laderas abruptas y profundos barrancos. En los últimos cientos de años, flujos de lava y depósitos piroclásticos, formaron amplios depósitos de ignimbrita, que rellenaron esas antiguas barrancas, y definieron planicies sobre las cuales se han formado los principales centros de población de la región. La mayoría de estos centros son de origen prehispánico, como es la ciudad de Zacapoaxtla fundada 200 años antes de la conquista, por un grupo de tribus náhuatls o mexicas que la conocían con el nombre de “Zacaponloyan”, que significa “lugar donde se cuenta el zacate”.

El relieve de la región de Zacapoaxtla, es permanentemente modificado por la erosión asociada a una abundante precipitación, que origina densos escurrimientos superficiales que han favorecido el desarrollo de las laderas, en donde los procesos de remoción en masa juegan un papel primordial, existiendo por lo tanto, una estrecha relación entre estos últimos y el clima de la región. Y es precisamente a finales de 1999, en que se hace mas evidente dicha relación, pues seguramente este año será recordado en la historia actual del Estado de Puebla, como el año en que se presenció la entrada de las depresiones tropicales 11 a 14 provenientes del Océano Atlántico, que entre los meses de septiembre y octubre, provocaron una precipitación acumulada de más de 1,000 mm en tan solo 8 días, siendo los días 4 y 5 de octubre los más críticos, con una precipitación de 300 y 360 mm/día respectivamente (Cuanalo y Melgarejo, 2002). Esto provocó inundaciones e inestabilidades de laderas, que significaron pérdidas económicas por más de 2,000 millones de pesos, 263 personas desaparecidas y 1'475,654 personas afectadas. Todo ello distribuido en más de 80 comunidades de la región N y NO de la Sierra Norte de Puebla, y en cerca de 200 municipios pertenecientes a los estados de Puebla, Veracruz e Hidalgo, sin contar los registrados en el Distrito Federal, Tabasco, Campeche y Chiapas (Biltrán, 2000; Mendoza *et al.*, 2000; Lugo-Hubp *et al.*, 2001; Capra *et al.*, 2003a, 2003b; Alcántara-Ayala, 2004 y Lugo-Hubp *et al.*, 2005). En la región de Zacapoaxtla, durante esta crisis, se presentaron grandes eventos de inestabilidad de laderas, destacándose los procesos gravitativos de Atacpan, Xalacapan de Luque, y un gran deslizamiento de detritos en la propia ciudad de Zacapoaxtla. Este último localizado 200 m al sur del edificio del Centro de Salud, involucró la ladera Este de la salida a Zaragoza, sepultando varias viviendas y provocando la desaparición de seis personas.

A partir de estos acontecimientos, en la Sierra Norte de Puebla se realizan los primeros trabajos especializados en el fenómeno gravitativo, siendo parte de ellos el presente trabajo, que tiene como finalidad la caracterización de los procesos de remoción en masa de la región de Zacapoaxtla.

En este estudio, se caracterizan procesos gravitativos de la región, recientes y antiguos, y se analizan sus posibles factores determinantes y detonantes. La precipitación como elemento climático, es considerada generalmente en trabajos previos sobre la inestabilidad de laderas en la Sierra Norte de Puebla, como único factor detonante. Sin embargo, en este trabajo, mediante el análisis de las características geológicas, geomorfológicas, hidrográficas y uso del suelo de la

región, se identifican inestabilidades superficiales y profundas, en donde efectivamente las primeras son detonadas por la precipitación, pero en las segundas, dada la magnitud del cuerpo en movimiento y el grado de deformación de la ladera, parecen estar mas asociadas a eventos sísmicos o bien a una combinación de ambos.

Por otra parte, se estudian de manera mas profunda mediante una serie de modelizaciones matemáticas y de elemento finito, las principales inestabilidades que afectan a las laderas del depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada, debido a que ésta última, representa la litología mas susceptible a la inestabilidad de laderas de la región, y además, como ya se mencionó, porque sobre ella se localizan los principales centros de población.

La caracterización de los procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla, es de interés para la comprensión de la evolución morfológica del relieve, y contribuye al estudio del fenómeno gravitativo en la Sierra Norte de Puebla. Además, de acuerdo a la metodología planteada, el estudio de la inestabilidad de laderas de este trabajo, constituye una plataforma para el desarrollo de estudios en la región, encaminados al análisis y manejo de riesgos, ordenamiento territorial y protección civil, entre otros.

## **I.1.- OBJETIVOS**

Un primer objetivo de este trabajo fue identificar los principales procesos de remoción en masa que se desarrollan en la región de Zacapoaxtla, y definir los factores determinantes y detonantes que actúan en la región. Lo anterior permitió demostrar la hipótesis de que en la inestabilidad de laderas de la región, los factores geológicos y climáticos prevalecen sobre los antrópicos. Para este primer objetivo, fué necesario efectuar el siguiente conjunto de objetivos particulares:

- Estudiar la geología de la región de Zacapoaxtla.
- Analizar la sismicidad histórica.
- Estudiar la geomorfología de la región.
- Inventariar la cartografía de procesos de remoción en masa en toda la región de Zacapoaxtla.
- Realizar análisis geotécnicos de los materiales sobre los cuales se generan con mayor frecuencia los procesos gravitativos.
- Realizar análisis geoquímicos de la ignimbrita Xáltipan.
- Efectuar un análisis hidrológico.

Finalmente, un segundo objetivo, fue caracterizar a detalle aquellos procesos gravitativos que se presentan en la litología mas susceptible a la inestabilidad. Para ello se realizó:

- Modelización matemática del deslizamiento rotacional simple de detritos.
- Modelización matemática mediante elemento finito de deslizamientos superficiales.

## **I.2.- GENERALIDADES**

Históricamente los procesos gravitativos siempre han existido, siendo el derrumbe de Xue-Cai y An-ning el proceso más antiguo registrado ocurrido en la provincia de Hunan en la China central en 1767 a. c. (Turner, 1986; en Macari, 2003). Sin embargo, desde el punto de vista estrictamente científico, el fenómeno de inestabilidad de laderas comienza a ser interpretado de forma racional apenas hace dos siglos, con los estudios de empuje de tierras en muros de contención (Coulomb, 1773; en Mazziotti, 1997). Durante la construcción de las líneas del ferrocarril sueco, a principios del siglo XIX, se presentan una serie de desastrosas inestabilidades de ladera en breves intervalos de tiempo; para su estudio se forma una comisión estatal, que concluye declarando un rudimental y primitivo estado del arte para el estudio de los procesos de remoción en masa de ese entonces, especialmente en lo referente a los parámetros físicos y mecánicos de masas de rocas sueltas, pues el conocimiento en esas fechas estaba limitado a la comprensión del comportamiento del suelo bajo la acción de cargas externas (Terzaghi y Peck, 1967; Mazziotti, 1997).

A finales del siglo XIX y principios del XX, el crecimiento de la población se magnifica solicitando mayores áreas para desarrollo urbano. Esta necesidad obliga el desarrollo de asentamientos humanos en superficies abruptas de laderas montañosas con elevada probabilidad de inestabilidad, es decir en zonas de peligrosidad alta. A partir de este momento, el registro de daños en infraestructura, zonas de cultivo y lesiones en la población, llegando en algunos casos a la pérdida total, crece de manera exponencial, obligando esto a que la comunidad científica enfoque sus trabajos en los procesos de remoción en masa, iniciando así, una revolución en el estudio de la inestabilidad de laderas y taludes (análisis de estabilidad, métodos de estudio,

clasificaciones, nomenclaturas, modelización, trabajos de monitoreo, estudio de riesgo, etc), que continúa hasta nuestros días con mayor fuerza, dado el impulso significativo del desarrollo tecnológico.

**a. Definición,** actualmente los términos inestabilidad de laderas, remoción en masa, procesos gravitacionales, etc., quedan englobados con el título de procesos de remoción en masa (PRM) (Alcántara-Ayala, 2000), y se definen como el desplazamiento o movimiento ladera abajo de una masa compuesta por rocas, detritos, suelos residuales, sedimentos o materiales artificiales; limitada por fallas de esfuerzo cortante o sin ella; esto en respuesta a un tipo de ajuste que los materiales presentes en un talud o ladera hacen en relación con su ambiente físico, en donde la fuerza de gravedad los motiva y los factores climático (precipitación), sísmico y actividades antropogénicas (excavaciones, sobrecargas y vibraciones del terreno) son los factores detonantes principales (Terzaghi, 1950; Terzaghi y Peck, 1967; Skempton y Hutchinson, 1969; Brunsten, 1979; Prentice-Hall, 1979; Dikau, 1996; Hernández-Madrigal, *et al.*, 2001).

**b. Clasificación,** en la literatura existen abundantes clasificaciones para PRM debido principalmente a que el fenómeno puede ser abordado para su estudio desde diferentes enfoques: geomorfológico, geológico, geotécnico, hidrogeológico, físico, etc. (Bruce, *et al.*, 1987; Pellegrino, 1997); y a que cada investigador propone la mayoría de las veces su propia clasificación, en función de los intereses particulares de estudio. Existen por lo tanto clasificaciones basadas en la morfología del fenómeno (tanto de superficie de falla como de la zona de depósito); forma del movimiento; dimensiones (granulometría) del material involucrado y grado de destrucción de la masa desplazada; tipo de roca madre; edad del colapso; velocidad del movimiento; modo de deformación; geometría del cuerpo inestable, relaciones morfométricas y contenido de agua, entre otras (Bruce, *et al.*, 1987; Selby, 1991; Dikau, *et al.*, 1996; Hernández-Madrigal, 1999, 2001).

Una de las primeras clasificaciones, según Selby (1991), corresponde a la establecida en 1938 por *Sharpe* (apéndice I) pionero en el estudio del fenómeno en la historia moderna y que sirve de base para posteriores propuestas. Esta clasificación se basa en la velocidad de movimiento y contenido de agua o hielo en la masa de roca o suelo para definir dos grupos principales de movimiento: flujos o deslizamientos, con algunas subdivisiones no muy adecuadas, pues la caída de rocas y detritos son agrupadas dentro de los deslizamientos.

En 1953, Skempton propone una clasificación con base en la relación de profundidad (H) y longitud (L)  $-H/L-$  del cuerpo inestable; agrupando al fenómeno en tres tipos básicos: flujos, deslizamientos traslacionales y deslizamientos rotacionales. El valor de la relación H/L se incrementa a partir de los flujos, alcanzando su máximo valor con los deslizamientos rotacionales. La dificultad en la cuantificación de la relación H/L limita su aplicación, sobre todo en PRM truncados por cuerpos de agua o en aquellos antiguos erosionados. Es característica de estas dos clasificaciones, la simplicidad para la división de las tipologías, dificultándose con ello la identificación de los PRM debido a la complejidad que el fenómeno representa.

En respuesta a lo anterior Varnes en 1958, propone una primera clasificación más completa, basada en la morfología de los movimientos y el material involucrado (apéndice I). Esta es la primera clasificación que se divide en cinco grupos de movimientos: **caídas, vuelcos, deslizamientos, flujos y movimientos complejos**; éste último grupo se propone dada la complejidad del fenómeno reconocida por Varnes. Además, distingue entre deslizamientos traslacionales y rotacionales. Para 1978, Varnes publica una segunda versión (apéndice I) más completa que la

original, en donde se considera un grupo de movimiento extra llamado *extensión o expansión lateral*; además de consolidar la distinción entre los dos tipos de deslizamientos (rotacional y traslacional).

La clasificación de Varnes goza, hasta nuestros días, de gran popularidad en la comunidad científica; según Bruce, *et al.*, (1987) esta amplia aceptación es debida a que el autor dio a conocer su clasificación a través de un conjunto de diagramas en perspectiva, que sirven como patrones de comparación para las clasificaciones en campo.

A pesar de lo anterior, la clasificación de Varnes sigue pareciendo incompleta, pues no considera los PRM por reptación ni aquellos relacionados con el *permafrost*, es decir los procesos de remoción en suelos congelados, durante periodos de al menos dos años.

Existen tres confusiones fundamentales al usar la clasificación de Varnes. La primera se tiene en un deslizamiento de detritos, pues éste presenta tres tipologías diferentes, la primera como deslizamiento que al adquirir mayor contenido de agua se transforma en una avalancha de detritos, para depositarse finalmente como un flujo de detritos; según Varnes (1978) este PRM a pesar de presentar tres tipologías diferentes, quedaría englobado dentro de los deslizamientos (de detritos) sin justificar este criterio y creando una primera confusión, pues bien podría ser agrupado adoptando cualquiera de las tres tipologías. Una segunda confusión se presenta al realizar la clasificación de un grupo de inestabilidades, pues desde un estricto sentido de significado, todos los movimientos se desarrollan bajo un comportamiento complejo, por lo que se clasificarían dentro del sexto grupo (complejos); tal y como sucedió en el estudio de 92 PRM en Nueva Zelanda desarrollado por Blong en 1973 (Bruce, *et al.*, 1987), este autor encontró que 78 de ellos caían dentro de este grupo, por lo que, la clasificación resultó ser limitada. Esta situación propicia la generación y aplicación de criterios, que significan un retroceso en la uniformidad de ellos. La tercera situación confusa se tiene en la distinción de tamaños de los materiales (bloques, detritos o finos), pues no siempre resulta fácil identificar esta granulometría, ya que por ejemplo, materiales intensamente intemperizados que colapsan en forma de bloques, se fragmentan durante el movimiento depositándose en forma de arenas, limos o hasta arcillas.

Para contrarrestar tal situación Hutchinson en 1988 (en Dikau, *et al.*, 1996) propone un esquema de clasificación más completo compuesto por dos partes. La primera se refiere a una clasificación en ocho categorías de todos los PRM, ya sea que involucren a rocas y suelos; con base principalmente en la forma del movimiento, con algunas consideraciones sobre el mecanismo, material y relación de movimiento. La segunda parte es para propósitos geotécnicos con enfoques para el diseño de trabajos de estabilización, por lo que se basa en el reconocimiento de las condiciones que controlan la resistencia al esfuerzo cortante en el suelo. Ésta es hasta el momento la clasificación más completa, sin embargo es poco su empleo debido a dos aspectos; el primero, estriba en la falta de un esquema de referencia, como aquél dado por Varnes, que propicie un trabajo de clasificación rápido y sencillo; y el segundo, se encuentra en la supremacía de las escuelas vanguardistas de la investigación, pues es importante recordar que Hutchinson pertenece a la escuela Británica (europea), mientras que Varnes a la americana, siendo ésta última la más difundida.

Actualmente son dos las clasificaciones más recientes publicadas. La primera conocida como "*Cruden & Varnes*" mundialmente reconocida, sugerida y presentada en el ámbito del Grupo de

Trabajo de la Sociedad Internacional de Geotecnia para el Inventario Mundial de Movimientos en Masa (WP/WLI), con la cual se pretende conciliar y actualizar las clasificaciones preexistentes. En esta clasificación el término “extensión lateral” se simplifica a “extensión” y el tipo de movimiento complejo desaparece, pues una de las características principales de este sistema consiste en considerar la posibilidad de un comportamiento compuesto en todos los PRM. Así, la clasificación considera una serie de combinaciones de términos descriptivos, relativos a las características del primer movimiento, a las eventuales del segundo movimiento y a la actividad del fenómeno.

- 1.- Tipo / material / contenido de agua y velocidad del PRIMER MOVIMIENTO.
- 2.- Tipo / material / contenido de agua y velocidad del eventual SEGUNDO MOVIMIENTO.
- 3.- Estilo de actividad / distribución de actividad / estado de actividad.

Uno de los problemas principales para la tipificación geomorfológica de PRM en un área extensa, utilizando la clasificación *Cruden & Varnes*, radica en la formación de un número excesivo de grupos clasificatorios que complican la simplificación del trabajo y del análisis.

La segunda clasificación más reciente fue desarrollada por la EPOCH (European Community Programme) (apéndice I) dentro del proyecto “The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community, Contract no. 90 0025” (Dikau, *et al.*, 1996), que se acopla a las condiciones físicas europeas, pero además conservando la estructura básica de la clasificación de *Varnes* de 1978. Por la simplicidad que representa esta clasificación y la amplia descripción actualizada de tipologías y terminologías, escritas y en forma de esquemas, expuestas en la obra de Dikau, *et al.*, (1996), se adopta ésta para la caracterización y descripción de los PRM en la región de Zacapoaxtla, Sierra Norte de Puebla.

**c. Nomenclatura de los PRM**, la nomenclatura para la descripción de los rasgos morfológicos y morfométricos de los PRM, fue propuesta primero por *Varnes* (1978) y después modificada por la WP/WLI (1994). Se consideran esta última como base para la descripción de los PRM de este trabajo.

**d. Dimensiones de PRM**, la WP/WLI (1994) ha propuesto algunos parámetros para la caracterización de las dimensiones de los PRM, basados en la nomenclatura descrita anteriormente.

**e. Factores que favorecen los PRM**, los factores que propician un PRM pueden ser clasificados como externos e internos (Terzaghi, 1950; en Bruce, *et al.*, 1987; Juárez y Rodríguez, 1981); los primeros incrementan los esfuerzos aplicados en el talud y los segundos modifican la resistencia de los materiales que lo conforman. Lo anterior es simple, sin embargo considerando un estado de fatiga en los materiales por acción de cargas repetitivas (ej. sismos, precipitaciones), reptación (*creep*), procesos de degradación, edad de la roca, etc.; los factores que propician una inestabilidad se reagrupan, de acuerdo con Krynine y Judd (1957) en dos: “factores inmediatos” y “factores reales”; el primero se refiere al factor de corto plazo que detona la inestabilidad (precipitación, sismo, excavación, sobrecarga, etc) y el segundo a factores que actúan durante largos períodos de tiempo disminuyendo lenta y constantemente la resistencia al esfuerzo cortante de los materiales. La intemperización y disolución son buen ejemplo de esto último.

### I.3.- LOCALIZACION

La región de Zacapoaxtla (RdZ) conocida como la Suiza poblana por sus amplios prados verdes y zonas arboladas, junto con las serranías de Tlatlauquitepec, Tetela, Chignahuapan, Zacatlán y Huachinango; integran la Sierra Norte de Puebla. Se localiza 100 km. al NO de la ciudad capital del estado de Puebla, casi en los límites con el estado de Veracruz (Figura 1a). Sus coordenadas geográficas máximas son los paralelos 19°46' y 19°59' N, y los meridianos 97°31' y 97°39' O. El área de estudio limita al N, S, E, y O, con el río Apulco, y las ciudades de Zaragoza, Cinco de Mayo y Tlatlauquitepec, respectivamente. Con una extensión de 225.8 km<sup>2</sup> aloja a más de 100 centros de población, siendo los más importantes Huahuaxtla, Talcozaman, Xalacapan de Luque, Ahuacatlán y Zacapoaxtla (Figura 1b).

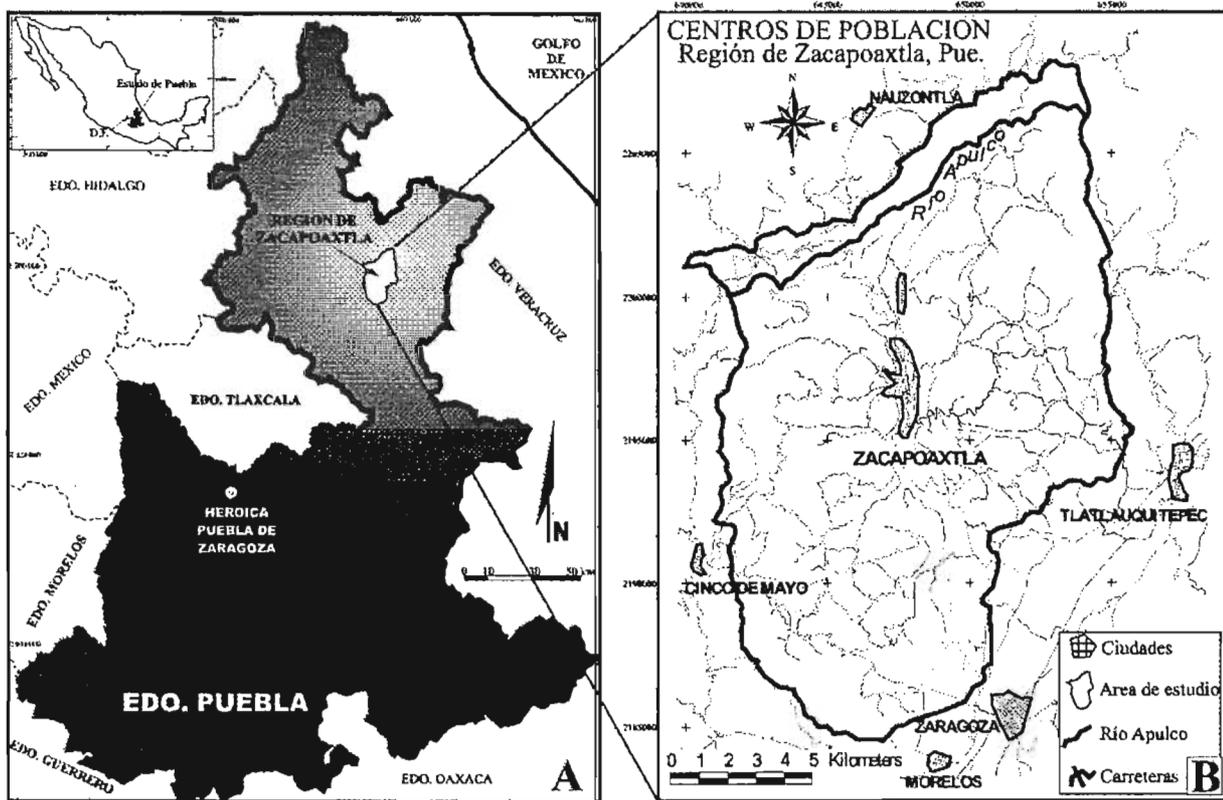


Figura 2.- (A) Ubicación de la RdZ, el área de estudio se localiza al NE de la Heroica Puebla de Zaragoza, N del estado de Puebla. (B) Serranía de Zacapoaxtla con ciudades más importantes y vías de comunicación.

## CAPITULO II

### ANTECEDENTES

En México es común que durante cada período de lluvia, varias poblaciones se vean amenazadas por cualquier tipo de proceso de remoción en masa (PRM). Esto debido a una falta de planeación del desarrollo urbano.

Trabajos precedentes sobre el estudio de procesos de remoción en masa, son presentados en el 5° Congreso Internacional de PRM (Suiza, julio de 1988) y comentados por Hutchinson (1990): desde el punto de vista geológico se asocian inestabilidades de ladera con elementos morfológicos, geotécnicos e hidrogeológicos; permitiendo una zonificación del terreno y la predicción de tipologías en cada zona. A escala mayor es posible determinar la relación entre tipo y actividad de PRM con rasgos naturales y uso del suelo. Desde el punto de vista geomorfológico, la correlación entre litología, tectónica y remociones en masa es factible.

La caracterización de inestabilidades de ladera en la RdZ será abordada desde una perspectiva geológica-geomorfológica, en donde elementos geológicos, geotécnicos, geoquímicos e hidrogeológicos serán el fundamento de una asociación entre PRM y rasgos litológicos, sísmicos y climáticos predominantes en la región. Para lo anterior se requiere, en primer lugar, conocer la geología del área de estudio, su distribución espacial y las relaciones tectónicas que han dejado profunda huella en los rasgos estructurales del terreno, a gran y pequeña escala (Pellegrino, 1997).

#### II.1.- GEOLOGIA

El trabajo realizado por Morales y Garduño-Monroy (1984), ha sido fuente importante para el estudio de la geología de la RdZ éstos autores en el desarrollo del Prospecto Huachinango, se enfocaron a la determinación de posibles zonas de producción de hidrocarburos, mediante una recopilación de columnas litológicas describen los diferentes conjuntos petrotectónicos de la Sierra Madre Oriental (SMO). Por otra parte, los trabajos de Verma y López (1982), Ferríz y Mahood (1984), Ferríz (1985) y Martínez-Serrano (2000), enfocados al estudio de la evolución del centro volcánico Los Humeros (CVLH), en su mayoría contribuyen, de manera indirecta, a la identificación y la ubicación espacial de las diferentes unidades litológicas volcánicas, presentes en la superficie central de la RdZ. Documento cartográfico importante es el mapa geológico regional (modificado de Segura, 1990 y Facultad de Ingeniería, 1999; en Ángeles y Sánchez, 2002) que cubre en su totalidad a la superficie de la RdZ, y que constituye un dato fundamental para la identificación de las principales unidades litológicas de la región.

##### II.1.a. Sismicidad histórica

La región de Zacapoaxtla, considerada como una zona de transición entre el NE del Cinturón Volcánico Transmexicano y el sur de la Sierra Madre Oriental, ha sido impactada históricamente por varios eventos sísmicos de magnitud superior a 6 grados en la escala de Richter, con epicentros principalmente al sur y sureste de la región en estudio. Algunos de los monumentos históricos de la ciudad de Zacapoaxtla, han sido dañados por temblores históricos como el sucedido en 1899, que provocó el derrumbe de la cúpula de la iglesia de Nuestra Señora de

Guadalupe, construida en 1811 como homenaje al triunfo de la independencia (según inscripción exterior). Registros de este tipo dan cuenta de una gran sensibilidad en la región a los fenómenos sísmicos, por lo que es necesario evaluar la respuesta de la región ante fenómenos de esta naturaleza. Para el análisis sísmico de la RdZ han sido fuente importante los trabajos realizados por las Comisiones del Instituto Geológico Mexicano, 1920; García y Suárez, 1996; Suter, *et al.*, 1996; Scott, *et al.*, 2001; Singh, *et al.*, 1999; Alcocer, *et al.*, 1999; y Biltrán, *et al.*, 2002; así como la base de datos del Servicio Sismológico Nacional (2004a). En la tabla 1, se presenta una recopilación de la información sísmica histórica para la región de Zacapoaxtla, listada en forma cronológica y ordenada en tres grupos (Tabla 1):

*Primer grupo.* Es integrado por eventos sentidos en la ciudad de Zacapoaxtla en el siglo XIX, reportados en telegramas o notas periodísticas y recopilados por García y Suárez (1996). La magnitud y el epicentro de los sismos de este grupo se desconoce, sin embargo, el reporte de daños y observaciones de los movimientos son importantes para la estimación de intensidad de los mismos; puesto que describen de forma directa la respuesta de la ciudad ante temblores.

*Segundo grupo.* Es conformado por sismos de magnitud superior a 6.0° en la escala de Richter, y que afectaron principalmente a los estados de Oaxaca, Veracruz y Puebla (Singh, *et al.*, 1999; Alcocer, *et al.*, 1999). De este grupo, tres son los eventos con antecedentes registrados en la región de Zacapoaxtla:

- Sismo de Jalapa (3 de enero de 1920) cuya magnitud fue de 6.2-6.4 en la escala de Richter. Sismo superficial de 15 kilómetros de profundidad (Suter, *et al.*, 1996) y epicentro a 92 kilómetros al SE de la ciudad de Zacapoaxtla, en una porción de la Sierra Madre Oriental entre el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, entre las poblaciones de Patlanalá, Pue. y Chilchotla, Pue.. (Comisiones del Instituto Geológico Mexicano, 1920; Suter, *et al.*, 1996; Singh, *et al.*, 1999 y Scott, *et al.*, 2001). El movimiento sísmico impactó principalmente a comunidades de Veracruz y Puebla, detonando inestabilidades de ladera (flujos de detritos y lodo) que provocaron más daños que el sismo mismo, tanto en la infraestructura como en la población, con más de 1,800 personas fallecidas entre las localidades de Chilchotla, Pue., Patlanalá, Pue., Barranca Grande, Ver., Saltillo Lafragua, Cosautlán, Ver., Quimixtlán, Pue., Teocelo, Ver., Ayahualulco, Ver., Jalapa, Ver. e Izhucán, Ver. (Comisiones del Instituto Geológico Mexicano, 1920). En la región de Zacapoaxtla el evento fue registrado con una magnitud de entre 3 y 4 grados en la escala de Cancani, con réplicas de la misma magnitud para el día 22 de enero del mismo año (Comisiones del Instituto Geológico Mexicano, 1920). Ver mapa de isosistas en la página 51.

- Sismo de Tehuacán, Pue. (15 de junio de 1999), presentó una magnitud de 6.7° en la escala de Richter y epicentro ubicado 20 km al sur-suroeste de la ciudad de Tehuacán, Pue. a una profundidad de entre 60-80 kilómetros (Singh, *et al.*, 1999 y Alcocer, *et al.*, 1999). La intensidad de este sismo fue tan grande que se sintió en ciudades tan alejadas como San Luis Potosí, SLP., con intensidad de III; mientras que al norte del epicentro, en la región de Zacapoaxtla la intensidad fue de entre IV y V (Gutiérrez, 1999; en Alcocer, *et al.*, 1999). Ver mapa de isosistas en la página 52.

Tabla 1.- Registro de sismos históricos para la región de Zacapoaxtla. Fuentes: (A) Comisiones del Instituto Geológico Mexicano (1920); (B) García y Suárez (1996); (C) Suter et al., (1996); (D) Singh, et al., 1999; (E) Scott, et al., (2001); (F) Alcocer, et al., (1999); (G) Servicio Sismológico Nacional.

Gpo.	Fecha	Magnitud	Epicentro (km)	Prof. (km)	Descripción y/o ubicación	Fuente
PRIMER	24/01/1899	---	---	---	"En Zacapoaxtla, a las 5:25 a.m., temblor oscilatorio, duración 4s."	B
	24/03/1899	---	---	---	"Se ha tenido noticias de haberse sentido el temblor en Zacapoaxtla."	B
	23/09/1902	---	---	---	"...temblor oscilatorio en muchas localidades, trepidatorio en otras, que se hizo notable tanto por su extensión como intensidad."	B
	03/01/1904	---	---	---	"Zacapoaxtla, a las 2h 4s 5m pm., fuerte temblor oscilatorio de E a O. duración 15s. habiendo destruido parte de la torre del reloj".	B
	14/04/1907	---	---	---	Temblor	B
SEGUNDO	03/10/1864	7.3	129-S	---	"Intenso sismo sentido en Puebla".	B, D, F
	17/05/1879	7.0	145-S	---		D, F
	24/09/1910	6.9	386-SE	80	---	F
	3/02/1911	6.5	229-S	80	---	F
	02/06/1916	7.0	378-SE	150	---	F
	03/01/1920	6.2-6.4	92 al SE	10-15	"Movimiento sísmico oscilatorio y trepidatorio, con dirección SO-NE; asociado al sismo de Jalapa".	A, C
	22/01/1920	3 en Zacapoaxtla	92 al SE	10-15	"Movimiento sísmico oscilatorio, con dirección SE-NO"; réplica del sismo de Jalapa.	A
	10/02/1928	6.5	183-S	84	Puebla	D, G
	17/04/1928	6.7	270-SE	115	Oaxaca	G
	17/06/1928	7.6	402-SE	33	Oaxaca	G
	04/08/1928	7.4	336-S	33	Oaxaca	G
	09/10/1928	7.5	395-S	33	Oaxaca	G
	15/01/1931	7.8	397-SE	40	Oaxaca	D, G
	26/07/1937	7.3	223-SE	85	Veracruz-Oaxaca	D, G
	11/10/1945	6.5	170-S	95	Puebla	D, G
	11/08/1948	6.5	340-SE	100	Veracruz-Oaxaca	G
	24/05/1959	6.8	242-S	80	Oaxaca	D, G
	26/08/1959	6.4	376-SE	21	Sur de Veracruz	G
	23/08/1965	7.4	446-SE	12	Oaxaca	G
	02/08/1968	7.3	362-S	16	Oaxaca	G
28/08/1973	7.3	210-SE	82	Veracruz-Oaxaca	D, G	
29/11/1978	7.6	440-SE	23	Oaxaca	G	
24/10/1980	7.0	217-SO	65	Sismo de Huajuapán de León, Oax.	D, F, G	
24/01/1983	6.8	481-SE	50	Oaxaca	F, G	
15/07/1999	6.7	190-S	60-80	Sismo de Tehuacan, Pue.	F, G	
30/09/1999	7.0	445-S	42	Sismo de Oaxaca.	D, F, G	
TERCER		< 4	75-SO	---		
			65-S	---		
			50-S	---		
			47-S	---		
			41-S	---		
			40-S	---		
			52-SE	---		
			52-SE	---		
			37-SE	---		
			37-SE	---		
			37-S	---		
			28-SO	---		
			19-SO	---		
			23-E	---		
			8-S	---		
	11-SE	---				
	20-NE	---				
	55-O	---				
	44-NO	---				

- *Sismo de Oaxaca (30 de septiembre de 1999)*, con magnitud de 7.2 en la escala de Richter y epicentro en las costas de Oaxaca, cerca de Puerto Escondido, a una profundidad de 42 km (Bilrán, *et al.*, 2002). De acuerdo con la distribución de isosistas, la región de Zacapoaxtla tuvo intensidades de entre V y VI, superior a la registrada el 15 de junio. Ver mapa de isosistas en la página 54.

Según Alcocer, *et al.*, (1999), el período de retorno medio de temblores de magnitud mayor a 6.5 (sismos del grupo dos) en la zona (Puebla, Veracruz y Oaxaca) es de 20 a 30 años.

*Tercer grupo.* Está comprendido por sismos de magnitud inferior a los 4° en la escala de Richter, pero con epicentros de entre 8 y 130 kilómetros de distancia de la ciudad de Zacapoaxtla (base de datos del Servicio Sismológico Nacional, 2004a).

### II.1.b.- Sismos-Procesos de remoción en masa

Un evento sísmico es considerado como uno de los fenómenos naturales de mayor impacto en la población, y uno de los principales detonadores de PRM, por lo que parte del daño creado por él, es atribuido a procesos de inestabilidad de laderas (Canuti y Casagli, 1997, Keefer, 2000). En la sismicidad histórica más del 90% de los PRM que han causado muertes, son en forma de avalanchas de rocas, flujos de suelo y caída de bloques (Keefer, 1983). En general, son tres los factores que definen la inestabilidad de laderas de una región a partir de un evento sísmico: la distancia del epicentro; la inclinación de la ladera y el tipo de roca (Keefer, 2000).

La distancia a la fuente del sismo define la fuerza y la duración de vibración del terreno, de tal suerte que a menor distancia epicentral mayor magnitud, pero menor duración, debido a la dispersión de las ondas sísmicas cuando se alejan del foco (Sauter, 1989), por lo tanto, mayor número de PRM. Aunque esto último depende también de otros factores, como la estabilidad del potencial PRM, orientación del sismo en relación con el PRM, magnitud del sismo, profundidad focal, atenuación sísmica, y distribución del movimiento (Voight y Pariseau, 1978).

Los grandes sismos, sin embargo, pueden afectar a la estabilidad, cuando el epicentro se ubique a grandes distancias de las potenciales laderas inestables. La catástrofe de Huascarán en los Andes Peruanos, por ejemplo, fue inducida por un sismo de magnitud de 7.7 en la escala de Richter, localizado a 85 km de la montaña Huascarán (Voight y Pariseau, 1978).

Aunque existen ecuaciones basadas en análisis estadísticos para la estimación de PRM durante sismos, Srbulov, (1999) sugiere que es necesaria una gran cantidad de factores, para la estimación de deslizamientos cosísmicos. Entre otra información debe ser considerada, por ejemplo, la modificación de la base por grandes movimientos a lo largo del talud, la formación de presiones de poro en exceso en sólidos con deformación plástica, durante intensos y largos sismos, y una aparente resonancia en suelos plásticos, gruesos y suaves.

Consecuentemente, en este trabajo el análisis sísmico tuvo como objeto único, establecer el grado de sismicidad en la RdZ, para que de forma cualitativa sea relacionara con la inestabilidad de laderas de la región. Para ello, se consideraron las inestabilidades registradas durante el sismo de Jalapa (1920), que consistieron en: caídas y deslizamientos de bloques de rocas, que al desplazarse ladera abajo sufrieron una fragmentación mayor, dando origen a flujos de detritos secos, éstos en su trayecto formaban grandes tolvaneras que a lo lejos daban idea de flujos de

lava. Este tipo de inestabilidad se presentó en laderas del margen izquierdo del Río Huitzilapa, Ver., dentro de la isosista XI. Otro tipo importante estriba en deslizamientos traslacionales de suelos y rocas terciarias (andesitas y basaltos), densamente fracturadas, con evolución a flujos de detritos y lodos en estado saturado; dado que el PRM provocó en algunos casos, el alumbramiento inmediato de manantiales temporales pero de caudal extraordinario. En general, los flujos de detritos y lodos que se encauzaron a lo largo de barrancos y arroyos produjeron grandes corrientes de lodo que arrasaban todo a su paso.

## **II.2.- GEOMORFOLOGIA**

De acuerdo con Pellegrino (1997), el análisis de fotografías aéreas y revisiones en campo, permiten la identificación, sobre cartas topográficas, de morfologías asociadas a procesos de remoción en masa recientes y antiguos, algunas veces fáciles de reconocer, y otras en cambio identificables solo bajo escrupulosa atención. Con base en lo anterior pueden ser identificadas las áreas en remoción de la RdZ, para obtener atributos particulares tales como tipología, actividad y grado de certeza en la identificación del cuerpo inestable.

### **II.2.a.- Procesos de remoción en masa en la región de Zacapoaxtla**

Durante los eventos de lluvia crítica a finales de 1999, Lugo-Hubp, *et al.*, (2001) reportan alrededor de 3,000 PRM registrados en la Sierra Norte de Puebla. Dos tipos principales de procesos gravitacionales tuvieron lugar en el poblado de Zapotitlán de Méndez, Pue. (Capra, *et al.*, 2003a), deslizamientos superficiales de hasta 1.5 m de profundidad y deslizamientos rotacionales profundos con evolución a flujos de detritos. Los primeros afectaron solamente a suelos residuales de depósitos piroclásticos, mientras que los segundos tuvieron lugar en lutitas plegadas y fracturadas de la Fm. Tamán. Por otra parte, en la zona de Teziutlán, Pue., al SE de la región de Zacapoaxtla, Pue., la litología se caracteriza por unidades sedimentarias cubiertas por depósitos piroclásticos de más de 50 m de espesor, en donde Capra, *et al.*, (2003b) y Mendoza, *et al.*, (2000) describen tres procesos de remoción principales. El primer tipo se trata de pequeños deslizamientos superficiales que afectan a laderas con inclinación alrededor de los 40°, mientras que el segundo tipo es definido por deslizamientos de entre 0.4 y 1.5 m de profundidad (superficiales), que evolucionan a flujos de detritos; ambas tipologías afectan solo a suelos residuales. El detonante de estas dos primeras formas de inestabilidad, es atribuido según Capra, *et al.*, (2003a), a la presencia de paleosuelos en la base del depósito, que funcionan como barreras impermeables provocando superficies de debilidad en el contacto entre éste y el material piroclástico. Un tercer tipo lo ejemplifica el deslizamiento “La Aurora” con colapso en forma de deslizamiento rotacional con profundidades de casi 6 m (Mendoza, *et al.*, 2000), en donde un incremento de humedad ocasionó un flujo de detritos; este último tipo de inestabilidad se desarrolla en ausencia de paleosuelos.

El depósito piroclástico de la ciudad de Zacapoaxtla, Pue., no fue inmune a estas precipitaciones en exceso, registrándose en la ladera sureste del zócalo de la ciudad un deslizamiento similar al de “La Aurora”; en este caso el cuerpo en movimiento, una vez desalojado, formó una superficie de deslizamiento de más de 10 m de desnivel, sepultando varias viviendas ladera abajo y provocando seis pérdidas humanas.

Es claro que en los depósitos piroclásticos no soldados, que dominan buena parte de la Sierra Norte de Puebla, existe un desarrollo intenso de laderas donde los procesos gravitacionales

juegan un papel fundamental. La región de Zacapoaxtla, Pue., no es la excepción, con la mitad de su superficie cubierta por depósitos piroclásticos no soldados, presenta un intenso desarrollo de laderas que pone en riesgo poblaciones asentadas en la planicie del depósito, de ahí que es importante una caracterización particular de los procesos de remoción en masa en estos depósitos de ignimbritas, que contribuya al conocimiento de la principal peligrosidad natural de la región.

### II.2.b.- Procesos de remoción en masa en flujos piroclásticos

Procesos de remoción en masa en depósitos piroclásticos no soldados, asociados a lluvias intensas o factores antropogénicos, han sido ampliamente estudiados por: Musso, 1997; Crosta, *et al.*, 1999; Iida, 1999; Legros y Kelfoun, 2000; Calder, *et al.*, 2000; Crosta, *et al.*, 2002; Guadagno, *et al.*, 2003; Crosta y Dal Negro, 2003; Crosta y Fratini, 2003; entre otros.

Esfuerzos cortantes y de tensión, tanto en suelos como en raíces de plantas, así como humedad y formas de talud, incluyendo depresiones, son considerados como factores importantes en la generación de deslizamientos superficiales en flujos piroclásticos (Dietrich y Dunne, 1978; Selby, 1993; Montgomery, *et al.*, 2000; en Chigira, 2002). Una elevada porosidad es característica en los depósitos piroclásticos débilmente soldados, debido a que son compuestos de fragmentos líticos y vidrio volcánico que guardan grandes espacios entre sí, alcanzando elevados valores de conductividad hidráulica (K). La porosidad típica de estos materiales, propicia una rápida intemperización de los depósitos, sobre todo en regiones tropicales, formando gruesas capas de suelo residual altamente colapsable en condiciones saturadas (Yokota e Iwamatsu, 1999; Esposito y Guadagno, 1998). Un factor adicional que influye sustancialmente en el colapso de depósitos piroclásticos, es la presencia de litologías de baja conductividad hidráulica en la base del depósito, que impiden la infiltración del agua, desarrollando un nivel freático secundario, incrementando así la presión de poro al interior del depósito piroclástico, necesaria para provocar el colapso (Terlien, 1997; Chigira, 2002; Chigira e Inokuchi, 2003). Se coincide que eventos de precipitación abundante son necesarios para detonar inestabilidad en este tipo de depósitos. Un análisis realizado por Terlien (1997) entre la lluvia diaria y la precipitación acumulada en 25 días, indica que deslizamientos superficiales se forman bajo lluvias diarias altas y precipitaciones acumuladas bajas; con valores inversos se observa una tendencia hacia deslizamientos profundos. En general, se establecen cuatro tipos de inestabilidad para depósitos piroclásticos:

1).- Los que se desarrollan en flancos de mesetas o planicies, formados por estratos horizontales de materiales con alta K como tobas (pómez y arenas), depositadas sobre estratos de menor K generalmente de tipo arcilloso (Figura 2). Durante una precipitación, la trayectoria del agua inicia con la infiltración en el estrato superior permeable, para después seguir una trayectoria horizontal definida por el estrato de baja K y finalmente sale del subsuelo en los bordes de la meseta donde quedan expuestos los contactos litológicos, la saturación del suelo piroclástico es elevada y las presiones de confinamiento casi nulas por lo que se presenta el colapso en forma de flujos de detritos y lodos (Suárez, 1999; Crosta y di Prisco, 1999; Chigira, 2002; Chigira e Inokuchi, 2003).

Una variante de este primer tipo de inestabilidad, se presenta cuando suelos orgánicos de laderas son cubiertos por depósitos piroclásticos, formando un contacto litológico no horizontal. El factor detonante de inestabilidad en este tipo de situación sigue siendo el agua de lluvia infiltrada por el material superior de mayor conductividad hidráulica y conducida ladera abajo por el suelo de menor conductividad hidráulica. De acuerdo con Olivares y Picarelli (2003), Crosta y Dal Negro (2003) y

otros autores, la licuefacción estática es el mecanismo fundamental responsable del colapso que se desarrolla en forma de deslizamientos, flujo de detritos y lodos. Por lo tanto, se requiere de una saturación total del depósito permeable que sólo se consigue bajo una precipitación abundante y en depósitos de poco espesor.

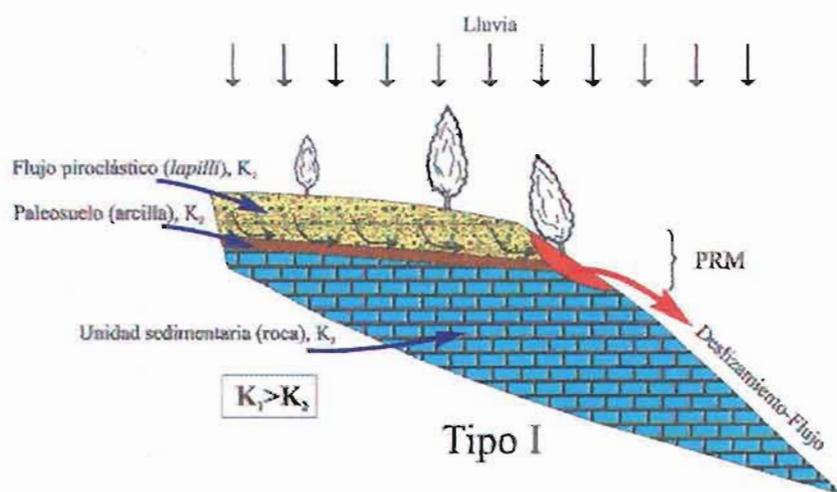


Figura 2.- Esquema del primer tipo de inestabilidad de ladera en flujos piroclásticos: el material permeable se encuentra depositado sobre una unidad impermeable formando una superficie de contacto semi horizontal que conduce el agua infiltrada hacia el frente de la ladera, en donde la saturación provoca el deslizamiento y después el flujo de lodos y detritos.

2).- El segundo tipo de deslizamiento se desarrolla en zonas superficiales de intemperización, afectando suelos residuales en la superficie de un plano inclinado (talud o ladera). En este caso, se presenta un movimiento paralelo en forma de deslizamiento traslacional sobre la superficie del contacto (Figura 3) (Terlien, 1997; Yokota e Iwamatsu, 1999; Chigira, 2002; Chigira e Inokuchi, 2003).

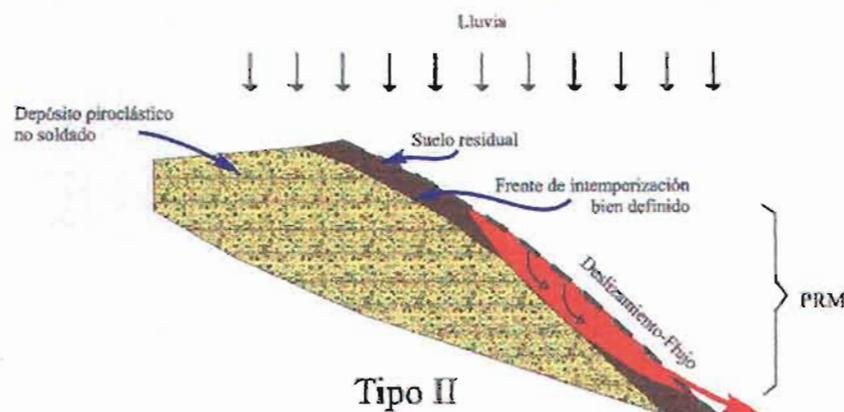


Figura 3.- Esquema del segundo tipo de inestabilidad en flujos piroclásticos, la inestabilidad se presenta en los suelos residuales del depósito.

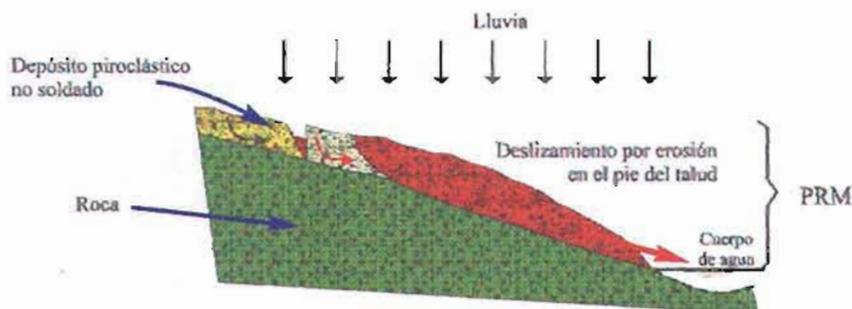
Este tipo de proceso tiene tres causas principales (Chigira, 2002):

- La resistencia al esfuerzo cortante del suelo residual, contrasta con el estrato que lo sostiene.
- El nivel intemperizado (suelo residual) presenta un agrietamiento primario provocado por una humedad heterogénea.

- El suelo residual generalmente es un suelo no saturado por lo que la resistencia al cortante es función de la succión de matriz (Rahardjo, *et al.*, 1996).

De acuerdo con Terlien (1997), en suelos residuales de baja cohesión ( $\approx 5$  kPa) en contacto con ignimbritas no soldadas, la presión positiva detonará deslizamiento superficial en laderas inclinadas más de  $35^\circ$ , con superficie de deslizamiento en el propio suelo. Sin embargo, cuando el suelo residual tiene una cohesión relativamente alta, la presión positiva no es capaz de formar superficies de deslizamiento en él, por lo que se forma por debajo del suelo residual, sobre el depósito piroclástico. Por lo tanto, la profundidad de la superficie de deslizamiento dependerá de la inclinación de la ladera y de las propiedades geotécnicas del depósito piroclástico.

3).- El tercer tipo, se presenta cuando una erosión lateral en la base del talud se desarrolla por efecto de cuerpos de agua externos (ríos) (Figura 4) (Suárez, 1999; Chigira, 2002; Chigira e Inokuchi, 2003). En este caso, la inestabilidad es consecuencia de una pérdida del material de apoyo.



Tipo III

Figura 4.- Esquema del tipo 3 de inestabilidad en flujos piroclásticos, provocado por una erosión al pie del depósito piroclástico.

4).- Un cuarto tipo, se desarrolla en los bordos de dolinas, como resultado de la subsidencia del flujo piroclástico depositado sobre calizas y otras rocas carbonatadas, en donde la superficie del depósito pasa de horizontal a inclinada o semivertical, formando los dos primeros tipos de arreglos geomorfológicos anteriormente descritos.

De acuerdo con Anderson, *et al.*, (1987, en Terlien, 1997), el conocimiento de los factores reales que generan este tipo de inestabilidad, es necesario para una correcta selección de técnicas dirigidas al análisis de la estabilidad de taludes y el diseño de obras civiles de estabilización. Dado lo anterior, en este trabajo se profundizará en la caracterización de los procesos de remoción en masa en los depósitos piroclásticos de la ignimbrita Xaltipan no soldada.

### II. 3.- HIDROGEOLOGIA

Es bien conocido que la presión de poro por efecto de saturación en los materiales que integran el cuerpo de un talud, constituye uno de los detonantes más comunes en la generación de PRM. La presión de poro, controlada por el flujo del agua subterránea, se describe como una presión positiva ejercida por el agua en los intersticios dejados por las partículas sólidas de un suelo, reduciendo los esfuerzos efectivos del mismo y alterando, por lo tanto, la resistencia al esfuerzo cortante. Sus efectos más importantes son:

- Reducción de la resistencia al corte en planos de ruptura al disminuir la tensión normal efectiva.
- La presión hidráulica ejercida sobre grietas de tracción aumenta las fuerzas que tienden al deslizamiento.
- Aumento del peso del material por saturación.
- Erosión interna por flujo superficial o subterráneo.
- Meteorización y cambio en la composición mineralógica de los materiales.

De acuerdo con Tóth (2000), el agua subterránea como agente geológico interactúa con el ambiente a través de líneas de corriente sistematizadas y de naturaleza jerárquica, produciendo un conjunto de manifestaciones conocidas como efectos ambientales *in situ* del agua subterránea. La generación de procesos ambientales *in situ* se lleva a cabo por una serie de equilibrios: químicos (procesos de disolución, hidratación, hidrólisis, oxidación-reducción, ataque químico, precipitación, intercambio iónico, reducción de sulfatos, concentración, y ultrafiltración u ósmosis); físicos (procesos de lubricación y modificación de presiones intersticiales, tanto en macizos rocosos como en suelos); y cinéticos (procesos de transporte de agua, de materia acuosa y no acuosa y de calor). Concentrados en áreas de poca extensión y acumulados en largos periodos, dando como resultado, por ejemplo, humedales (procesos primarios) que combinados con topografías agrestes traen como consecuencia inestabilidad de laderas (procesos secundarios).

Dado que el flujo subterráneo es el único mecanismo capaz de producir y mantener las condiciones de desequilibrio concentradas y prolongadas (Tóth, 2000), se tiene que para el estudio de los procesos de remoción en masa es necesario definir un modelo hidrogeológico conceptual con una caracterización de los sistemas de flujo subterráneo, localizando las zonas de carga, central y descarga (Carrillo-Rivera, *et al.*, 1996). La identificación de éstas últimas se realiza mediante indicadores: topográficos, patrones piezométricos, tendencias hidrogeoquímicas y características de suelo y coberturas vegetal.

Hasta este punto se tiene que una caracterización completa del flujo subterráneo para este trabajo, atraería los recursos inexistentes del proyecto, por tal razón se realizó una primera aproximación de la relación agua subterránea-PRM, con indicadores topográficos y característica de suelo-cobertura vegetal.

Con base en la topografía, se puede inferir que debido a las fuerzas de gravedad, la dirección del flujo subterráneo se dirige de las zonas de mayor cota (zonas de recarga) a las zonas de menor elevación (zonas de descarga) (Freeze y Cherry, 1979). Por otra parte, considerando la cobertura vegetal, resulta que en las zonas de descarga que se caracterizan por manantiales, niveles estáticos someros, flujo base en ríos y depresiones húmedas: la presencia de freatofitas (plantas que viven con sus raíces bajo el nivel freático y obtienen la humedad que requieren de la zona saturada) es muy abundante. Las zonas de recarga, en cambio, se caracterizan por una baja humedad y niveles freáticos profundos. Con base en lo anterior, resulta que la mayor vulnerabilidad de la superficie y tendencia a problemas de inestabilidad se tiene en la zona de descarga, lo que puede provocar una geomorfología característica con presencia de acarvamentos y meandrificación (Tóth, 1966, 1972 y 2000).

Considerando principalmente las zonas de recarga y descarga en relación con las condiciones topográficas y geológicas, se definen tres tipos principales de flujo subterráneo: local, intermedio y regional (Tóth 1963, 2000), (Figura 5):

**II.3.a. Flujo local**, en la jerarquía de las redes de flujo es el más simple. Las áreas de recarga y descarga para este flujo se sitúan en colinas y depresiones adyacentes respectivamente, recorriendo distancias muy cortas desde su entrada hasta su salida. La calidad fisicoquímica del agua subterránea para este flujo es de baja salinidad y su temperatura es similar a la media ambiental. La extensión de este tipo de sistemas se limita a áreas de pocos kilómetros cuadrados, y su interacción con otros sistemas local, intermedio o regional, está en función de las condiciones hidrogeológicas naturales.

**II.3.b.- Flujo intermedio**, se manifiesta por zonas de recarga y descarga separadas por uno o más flujos locales. El recorrido del agua subterránea es de mayor dimensión a las de los flujos locales existentes en la misma cuenca. Está caracterizado por movimiento de agua vertical descendente con mayor gradiente hidráulico que el flujo local; el flujo intermedio se lleva a cabo a más profundidad que el flujo local, en donde la temperatura del agua es afectada por el gradiente geotérmico. El control geológico en este tipo de sistemas es mucho más importante que en los sistemas locales.

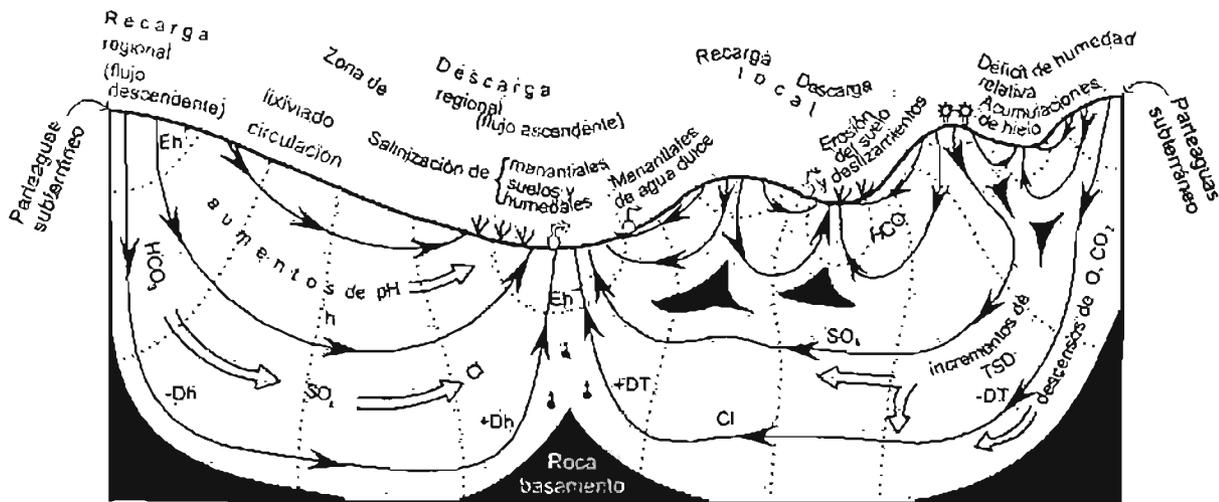


Figura 5.- Esquema de flujo subterráneo y fenómenos asociados en un perfil topográfico a escala regional bajo condiciones de flujo gravítico (Modificado de Tóth, 2000)

**II.3.c. Flujo regional**, posee áreas de recarga y descarga posicionadas en los principales parteaguas y fondo de valles, respectivamente. Varios sistemas de flujo local se encuentran sobre éste, incluyendo al menos uno intermedio. El agua de éste flujo tiene mayor contenido de sales, debido a que recorre largas distancias y a gran profundidad, por lo que además, el agua alcanza temperaturas superiores a los flujos anteriores.

En la figura 5, se muestra la distribución de los flujos subterráneos y algunos procesos ambientales *in situ* asociados, propuesta por Tóth (2000). Nótese que la parte izquierda del esquema representa una cuenca simplificada con relieve continuo y con flujo único. La parte opuesta representa un relieve montañoso que produce numerosos sistemas de flujo local (Tóth,

1963), acentuándose la jerarquía de los flujos locales, intermedios y regionales. Este esquema es importante porque sintetiza de manera gráfica todo lo expuesto anteriormente.

Para el estudio de inestabilidad de laderas asociado a eventos excepcionales de lluvia, el flujo local es responsable de las fluctuaciones del nivel freático por la infiltración de la lluvia en el suelo. Lo anterior aplica en laderas de relieve montañoso de poca extensión y con litologías homogéneas, en donde el flujo subterráneo recorre distancias relativamente cortas

Es ampliamente reconocido que los procesos que modelan el relieve, involucran un complejo conjunto de interacciones entre los suelos y las rocas con el régimen hidrogeológico existente, asociado a eventos climáticos (Freeze, 1987); por lo tanto, son necesarios los trabajos hidrológicos en el estudio de PRM, con el objeto de determinar condiciones de presión de poro en taludes, y para evaluar las condiciones hidrológicas y meteorológicas que pueden provocar el colapso (Terlien, 1997).

**II.3.d. Precipitación,** la evolución de laderas no sólo depende de factores geológicos, sino también de factores climáticos (Pellegrino, 1997). Eventos de precipitación excepcional continuamente son registrados en México, provocando entre otros peligros, los hidrogeológicos, dentro de éstos, los procesos de remoción en masa modifican la morfología de laderas y taludes; y en el peor de los casos afectan además, el desarrollo económico y social de la población, tal fueron los casos de Metztlán, Hgo. (Lugo, *et al.*, 1996); Chapala, Jal. (Barrera, *et al.*, 1996 y Hernández-Madrigal, 1999); Morelia y Tzitzio, Mich. (Garduño-Monroy, *et al.*, 2001); San Miguel del Monte, Mich. (Hernández-Madrigal, 2001 y Hernández-Madrigal, *et al.*, 2004).

La región de Zacapoaxtla con áreas montañosas de relieve abrupto, y tectónica, volcánica y sísmicamente activa (Cuanalo y Melgarejo, 2002), presenta condiciones de tipo climático y geológico, aunadas a importantes modificaciones en la cobertura vegetal, que favorecen el desarrollo de la inestabilidad de taludes y laderas (Alcocer, *et al.*, 1999; Lugo-Hubp, *et al.*, 2001; Capra, *et al.*, 2003a, 2003b) Eventos críticos de precipitación excepcional, que se presentan con cierta periodicidad (Alcántara-Ayala, 2004), son detonadores importantes del PRM en la Sierra Norte de Puebla y en particular, en la región de Zacapoaxtla.

Durante los meses de septiembre y octubre de 1999, las depresiones tropicales 11 a 14 provenientes del Océano Atlántico se presentaron en la región con precipitaciones excesivas de entre 300 y 360 mm/día (4 y 5 de octubre respectivamente). Esto produjo inestabilidad de laderas e inundaciones en la Sierra Norte de Puebla, que ocasionaron 263 personas desaparecidas y 1'475, 654 personas afectadas, además, pérdidas económicas por más de 2,000 millones de pesos. Todo ello distribuido en más de 80 comunidades de la región N y NO de la Sierra Norte de Puebla y en cerca de 200 municipios pertenecientes a los estados de Puebla, Veracruz e Hidalgo, sin contar los registrados en el Distrito Federal, Tabasco, Campeche y Chiapas. (Mendoza, *et al.*, 1999; Biltrán, 2000; Cuanalo y Melgarejo, 2002; Alcántara-Ayala, 2004).

Este desastre significó un punto de inflexión en la historia del estudio de los procesos gravitacionales en la región. A partir de esa fecha, se inician trabajos especializados en el estudio del fenómeno de inestabilidad, en laderas de la Sierra del Norte de Puebla: Mendoza, *et al.*, 2000; Vázquez-Conde, *et al.*, 2001; Lugo-Hubp, *et al.*, 2001; Cuanalo y Melgarejo, 2002; Capra, *et al.*, 2003a; Capra, *et al.*, 2003b; Alcántara-Ayala, 2004 y Lugo-Hubp *et al.*, 2005. La mayoría de éstos presentan un enfoque

particularmente geológico, geomorfológico y geotécnico, en donde se evalúan directa o indirectamente propiedades mecánicas de materiales involucrados, con fines de posteriores evaluaciones de condiciones hidráulicas desfavorables, relaciones geomorfológicas asociadas a tipologías inestables, así como propuestas de mapas de peligrosidad. En general, todos coinciden en establecer como detonante único de inestabilidad en la región, a la precipitación excepcional de finales de 1999.

## II. 4.- GEOTECNIA

La clasificación de un material térreo es importante, porque aporta las bases para establecer grupos en función de sus propiedades físicas-mecánicas y de su apariencia, esto con el objetivo de comparar diferentes suelos, describir sus propiedades (Berry y Reid, 1993) y estimar su influencia en la formación de PRM.

### II. 4.a.- Distribución granulométrica

Las características físicas y propiedades mecánicas de un suelo granular dependen principalmente de la distribución del tamaño de sus partículas, lo que permite su clasificación, representada usualmente con la *curva de graduación o de distribución de tamaños de las partículas*. Los análisis granulométricos se realizan por vía seca para partículas de tamaño superior a 0.075 mm, y la granulometría por sedimentación mediante el hidrómetro (vía húmeda) para tamaños iguales o inferiores a 0.075 mm (González de Vallejo, *et al.*, 2002). Capra, *et al.*, (2003a, 2003b) determinan los espectros granulométricos por vía seca para tamaños entre  $\phi -4$  (16 mm) y  $\phi 4$  (0.063 mm), y por vía húmeda para fragmentos más finos que  $\phi 4$  (limos y arcillas). Para fines prácticos se adoptan estos últimos rangos, dado que el equipo a utilizar en los análisis corresponde a aquel usado por éstos últimos autores.

Los grupos granulométricos a emplear para la determinación de porcentajes de tamaño de partículas, son aquellos establecidos por las Normas DIN (Instituto de Normalización Alemán), ASTM (*American Society for Testing and Materials*), AENOR (Asociación Española de Normalización y Certificación), y se describen a continuación:

- *Grava*, con tamaño de grano de 8-10 cm a 2 mm. En condiciones no saturadas, no retienen el agua por la inactividad de su superficie y los grandes espacios entre partículas.
- *Arena*, con partículas comprendidas entre 2 y 0.060 mm. Cuando se mezclan con el agua no se forman agregados continuos, sino que las partículas sólidas se separan entre sí con facilidad.
- *Limo*, de entre 0.060 y 0.002 mm. Retiene el agua mejor que los tamaños superiores.
- *Arcilla*, formadas por partículas con tamaño menor al limo ( $<0.002$  mm). Están formadas, principalmente por minerales silicatados que les permiten una elevada capacidad de retención de agua, por lo que son generalmente los materiales más problemáticos (tiempos elevados de consolidación o de expulsión de agua bajo esfuerzos).

### II. 4.b.- Gradación

La forma de la curva de gradación refleja la variación de los tamaños de partículas en el material. Si un suelo contiene proporciones aproximadamente iguales de todos los tamaños, se describe como *bien graduado*, y se caracteriza por tener una curva relativamente suave que cubre un amplio rango de tamaños. Por el contrario un suelo *mal graduado* (uniforme) presenta una alta proporción de partículas comprendida en una banda de tamaños estrecha, la curva se caracteriza

por tener una parte importante casi vertical; o bien el suelo que contiene partículas pequeñas y grandes pero con ausencia notable de partículas intermedias, tiene una *graduación discontinua*.

#### II. 4.c.- Coeficientes granulométricos

La graduación de tamaño de partícula de un suelo, puede expresarse numéricamente a través de los siguientes coeficientes principales:

*c.1.- De uniformidad (Cu)*, que es la relación entre el diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa el 60% del material y el diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa el 10%:

$$Cu = D_{60} / D_{10} \quad \text{ec. 1}$$

*Si  $Cu < 5$  = El suelo tiene una granulometría uniforme.*

*Si  $5 < Cu < 20$  = El suelo es poco uniforme.*

*Si  $Cu > 20$  = es un suelo bien graduado.*

Cuanto más uniforme es la granulometría de un suelo, más uniforme es el tamaño de sus huecos, menores densidades alcanzará, mas fácilmente será erosionado, etc..

*c.2.- De curvatura (Cz)*, definido como:

$$Cz = D_{30}^2 / (D_{10} \cdot D_{60}) \quad \text{ec. 2}$$

*c.3.- Contenido de finos*, llamando así el porcentaje de suelo que pasa por el tamiz # 200 (de la serie A.S.T.M. 0.075mm). Este porcentaje indica la proporción de arcilla y limo que contiene el suelo, y está relacionado con la posibilidad de retención de agua. Cuanto mayor sea el contenido de finos, mayor será la dificultad de expulsión de agua bajo esfuerzos.

#### II. 4.d.- Mecánica de suelos no saturados

El nivel freático que se encuentra a algunos metros por debajo de la superficie del suelo, genera dos zonas con estados de humedad diferente. Inmediatamente por encima del nivel freático, se encuentra una zona de suelo saturado donde la presión de poro-agua es positiva, y por arriba una zona vadosa no saturada donde la presión de poro-agua es negativa. En la zona vadosa la cantidad de agua contenida en los espacios intergranulares genera tres estados: estado de efecto límite con una saturación que tiende al 100%, estado de transición con una reducción en el contenido de agua en contacto con las partículas del suelo, y una zona de estado residual donde el aire llena la mayoría de los vacíos, en ésta última la saturación tiende al 0% (Figura 6)

Las variables de esfuerzo necesarias para definir las condiciones de esfuerzo en suelos no saturados son el esfuerzo total ( $\sigma$ ), la presión de poro-agua ( $u_w$ ) y la presión de poro-aire ( $u_a$ ). De acuerdo con Fredlund y Rahardjo (1993), las combinaciones de variables de estado de esfuerzos más usadas son el esfuerzo neto ( $\sigma - u_a$ ) y la succión de matriz ( $u_a - u_w$ ). Esta última evalúa la intensidad con la que las partículas sólidas atraen a las moléculas de agua, las cuales quedan sujetas por adsorción, por lo tanto la succión de matriz define una presión de poro-agua negativa. Así un contenido de agua en el medio, producirá una succión de matriz mayor se incremente y viceversa.

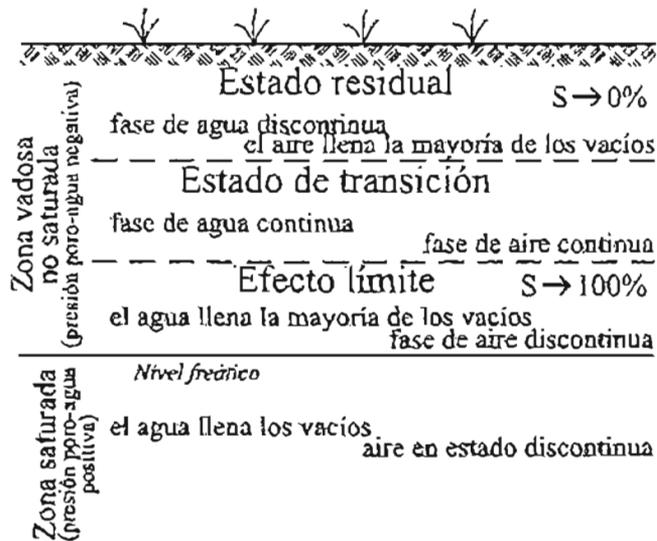


Figura 6.- Perfil de suelo afectado por nivel freático, definiendo una zonificación con diferentes grados de humedad (tomado de Rojas, 2001)

La **Curva Característica Suelo-Agua**, es la denominación utilizada para identificar la relación entre el contenido de agua volumétrico ( $\theta$ ) y la succión de matriz. La curva característica suelo-agua (CCSA) (Figura 7) es conocida también como curva de retención de agua, y contiene importante información concerniente a la cantidad de agua contenida en los poros para cualquier succión, la distribución del tamaño de los poros y el estado de resistencia en el suelo como función del contenido de humedad. En la figura 7, se encuentran de izquierda a derecha los tres estados de la zona vadosa: estado de efecto límite o zona efectiva, en donde la saturación es provocada por la capilaridad; estado o zona de transición, a partir del cual el aire que entra en el suelo comienza a desalojar el agua de los poros; y zona residual o de desaturación, en donde el agua en forma de película adherida a las partículas sólidas, es difícil de drenar aun bajo altas presiones de succión.

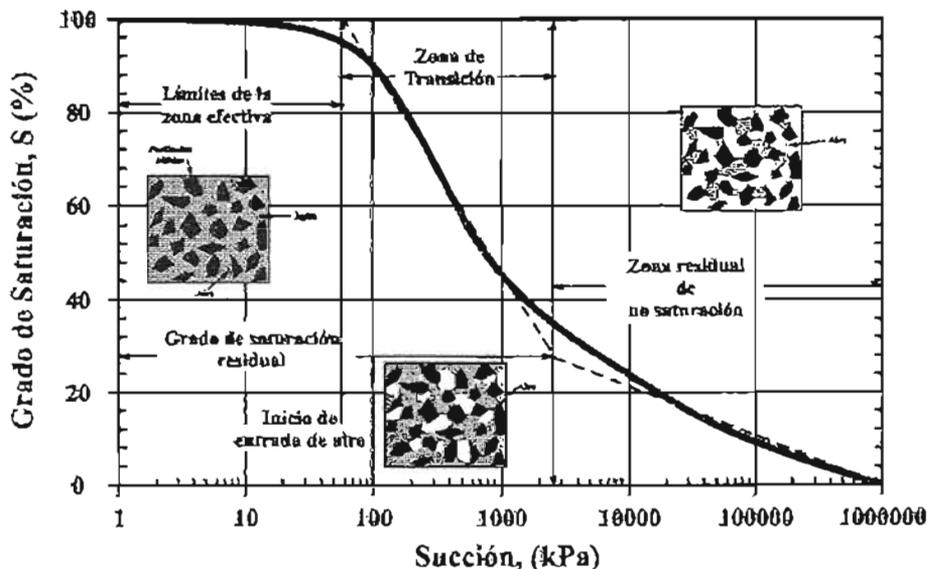


Figura 7.- Típica CCSA mostrando las distintas zonas de desaturación (tomado de Vanapalli y Fredlund, 2000)

En la figura 8, se muestran tres típicas CCSA para arcilla, limo y arena. La zona de saturación (estado de efecto límite) tiende a incrementarse conforme disminuye el tamaño de la partícula del suelo, de tal forma que en arcillas se requiere mayor presión de succión para comenzar a desalojar el agua contenida. Además, la inclinación de la curva en la zona de transición tiende a ser suave conforme se incrementa la finura del suelo; en las arenas la transición de un estado saturado a un estado seco es muy corta.

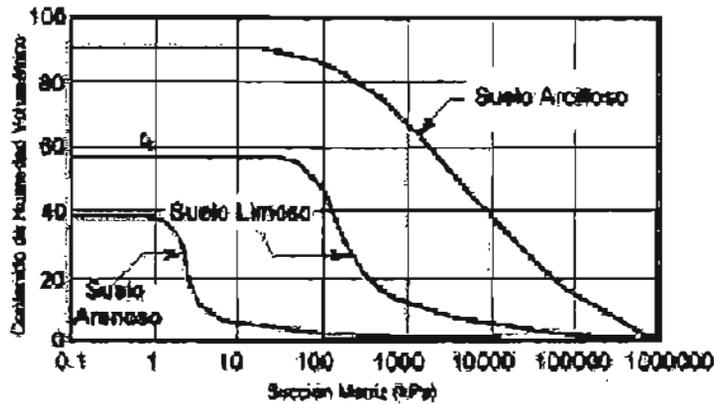


Figura 8.- Tres típicas CCSA para arena, limo y arcilla (tomado de Scott, et al, 2001)

*ii. Relaciones entre CCSA y resistencia al esfuerzo cortante en suelos no saturados.* Dado que el contenido de humedad es determinado por la presión de succión, y además, la primera define la resistencia al esfuerzo cortante del suelo; se tiene entonces una relación entre ésta última y la curva característica suelo agua. Para una revisión amplia de esta relación, Vanapalli y Fredlund, (2000) presentan una comparación de los diferentes procedimientos para predecir la resistencia al esfuerzo cortante de un suelo no saturado, a partir de atributos matemáticos de la CCSA.

Por otra parte, análisis de laboratorio efectuados por Fredlund, et al, (1994) han demostrado que el contenido volumétrico de agua que fluye en el interior de un suelo es directamente proporcional al coeficiente de conductividad hidráulica (K), el cual en un suelo no saturado no es constante y depende del grado de saturación, mismo que depende de la succión de matriz. Por lo anterior se tiene una relación conocida como *Curva de conductividad hidráulica*, indispensable para análisis de infiltración-estabilidad de ladera.

## II.5.- MODELIZACION

### II.5.a. Deslizamientos rotacionales simples de detritos

Considerando que uno de los factores principales que intervienen en el desarrollo de los PRM es la hidrogeología, Freeze (1987) propone un modelo determinístico basado en la representación analítica de los procesos de ladera, considerando una configuración topográfica sencilla y un medio geológico homogéneo. El objetivo del modelo es analizar la influencia de parámetros climáticos e hidrogeológicos (flujo local), en la evolución de procesos de remoción en masa, en combinación con los conocidos parámetros de resistencia de suelo.

Dado que la presión de poro en laderas, es controlada por la variación del nivel freático el cual a su vez, bajo ciertas condiciones hidrogeológicas, es definido por la infiltración que ocurre bajo un régimen climático prevaeciente. Es necesario conocer los mecanismos de infiltración en la superficie del suelo, los cuales están ligados al drenaje superficial.

### 11.5.a.1. Infiltración y escorrentía superficial en laderas

Considerando la configuración topográfica de una ladera, cuyo pie limita con una planicie de inundación y la corona por una planicie en alto (Figura 9), se tiene que el arroyo que drena la cuenca es alimentado por flujos de ladera, los cuales pueden presentarse como flujos superficiales (1, 2, 3) y flujos subterráneos locales (4). El flujo subterráneo constituye el aporte principal del caudal en los arroyos durante el estiaje, mientras que la rápida respuesta del caudal del arroyo durante una precipitación dada, se atribuye al flujo superficial proveniente de la ladera. La escorrentía superficial puede tomar lugar en la parte posterior de la corona (1), en la planicie baja (2) o como escurrimiento subsuperficial en el cuerpo de la ladera (3). Los flujos superficiales (1 y 2) tienen lugar hasta que las primeras capas del suelo son saturadas. A este punto es importante mencionar que la saturación puede ser explicada por distintos mecanismos.

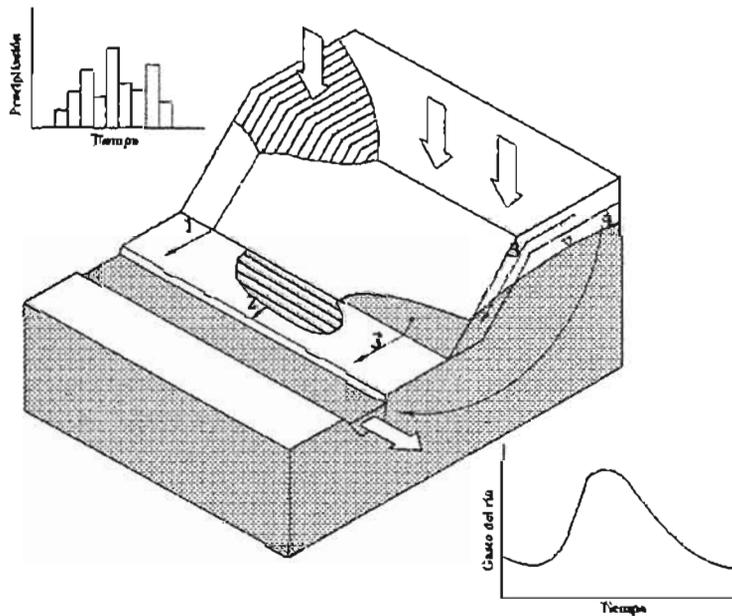


Figura 9.- Flujos de alimentación de un arroyo por efecto de precipitación sobre una ladera: (1) escorrentía superficial de Horton, (2) escorrentía superficial de Dunne, (3) flujo subsuperficial, y (4) flujo subterráneo (tomado de Freeze, 1987).

El mecanismo clásico propuesto por Horton (1945) (en Freeze, 1987), explica que la saturación superficial toma lugar cuando un rango de precipitación excede a la conductividad hidráulica saturada ( $K$ ) de la superficie del suelo. En la figura 10a se muestra la distribución del contenido de humedad en relación con la profundidad en un suelo, observándose que durante una precipitación la humedad en la superficie se incrementa en función del tiempo. A un determinado tiempo ( $t_s$ ) ("tiempo de acumulación"), la superficie se ha saturado y una distribución inversa de la saturación comienza a formarse propagándose al interior del perfil. Las condiciones necesarias para que un flujo superficial sea formado, según el mecanismo de Horton son: (a) que la intensidad de precipitación ( $r$ ) sea mayor que la conductividad hidráulica del suelo ( $K$ ), es decir

$r/K > 1$ ; (b) una duración de precipitación ( $t_p$ ) mayor que la requerida para alcanzar el tiempo de acumulación (*ponding time*) ( $t_p$ ), dado un perfil inicial de humedad,  $t_r > t_p$ .

Un segundo mecanismo es propuesto por Dunne (1978) (en Freeze, 1987)(Figura 10b). En este caso,  $r/K \leq 1$ , y el nivel freático presenta un comportamiento superficial debido a una capa freática creciente; la acumulación y el flujo superficial ocurren a un tiempo  $t_3$ , cuando no existe más capacidad de saturación.

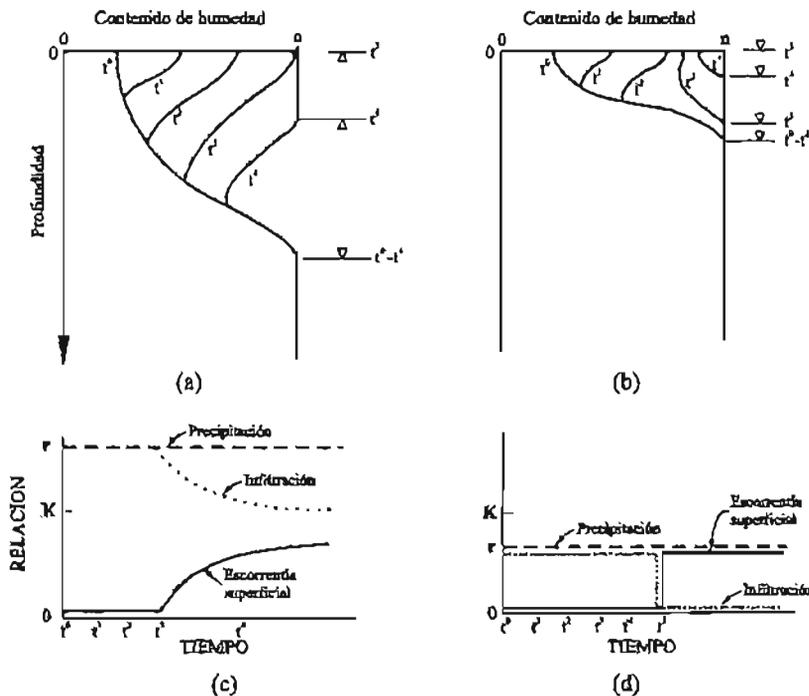


Figura 10.- Contenido de humedad contra profundidad en el perfil de un suelo para (a) mecanismo de infiltración Horton y (b) mecanismo de infiltración de Dunne. Generación de escorrentía superficial por (c) Horton y (d) Dunne (tomado de Freeze, 1987).

De acuerdo con Freeze (1987), el modelo de Dunne es más apropiado para zonas húmedas próximas a cuerpos de agua; mientras que el modelo de Horton es recomendado para zonas de mayor elevación, donde el nivel freático no es superficial. Para el caso de la ladera de la figura 9, el modelo de Dunne es aplicable para la planicie de inundación, mientras que el modelo de Horton aplica para el resto del cuerpo del talud. El modelo propuesto por Freeze tiene como interés el cálculo de la estabilidad de taludes por encima de planicies de inundación, por lo que se aplica el modelo de Horton.

### II.5.a.2. Desarrollo del modelo para procesos de remoción en masa

El modelo hidrogeológico de Freeze considera una geometría de ladera simple (Figura 9). Su importancia radica en calcular el ángulo máximo estable de talud,  $\alpha$ , bajo ciertas condiciones climáticas, hidrológicas, hidrogeológicas y geotécnicas.

i. Condiciones climáticas

El clima en el modelo de Freeze, es considerado como un conjunto de condiciones atmosféricas muy simplificado, en donde solo se toman en cuenta elementos pluviales (Figura 11a). La evapotranspiración, por razones que se explicarán adelante, es despreciada.

En el presente trabajo, y para evitar confusiones con el significado estricto de clima, las condiciones climáticas de Freeze serán referidas como condiciones pluviales o simplemente precipitación.

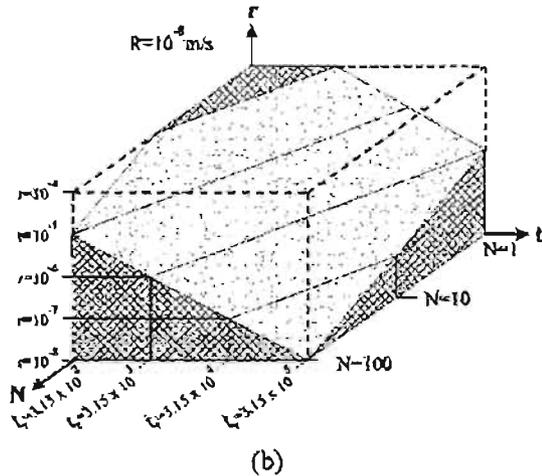
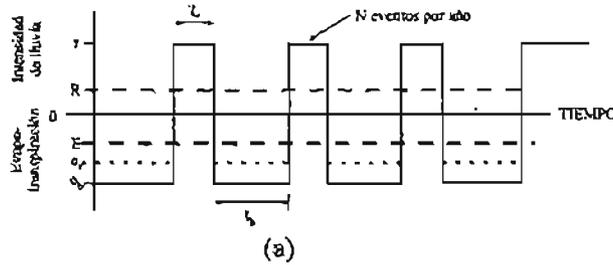


Figura 11.- Representación de condiciones pluviales. (a) gráfica de la relación intensidad de lluvia con la evapotranspiración. (b) Propiedades de posibles combinación de eventos,  $r$  y  $t_r$ , para varios  $N$  para  $R=10^{-8} \text{ms}^{-1}$  (tomado de Freeze, 1987).

La importancia de las condiciones pluviales en el modelo, estriba en la influencia que éstas ejercen en el sistema de agua subterránea. Para su evaluación se consideran las siguientes variables: número de precipitaciones por año ( $N$ ), duración de precipitación ( $t_r$ )(segundos), intensidad ( $r$ ) ( $\text{ms}^{-1}$ ) e intensidad de precipitación media anual ( $R$ )( $\text{ms}^{-1}$ ); las cuales interactúan mediante la siguiente ecuación:

$$r = \frac{3.15 \times 10^7 R}{N t_r} \quad \text{ec. 3}$$

El coeficiente en el numerador es el número de segundos en un año, y las variables pueden adoptar los siguientes valores:

$N = 1, 10$  y  $100$ .

$t_r = 3.15 \times 10^a$  ( $a = 2, 3, 4, 5 \dots$ ) s.

$R = 10^{-9}, 10^{-8}$  y  $10^{-7} \text{ms}^{-1}$

La combinación de estas variables produce un amplio rango de condiciones pluviales. La figura 11b muestra un conjunto de posibles combinaciones de eventos, en donde  $r$  y  $t_r$  adoptan diferentes valores para la variable  $N$ , y para un promedio anual de intensidad de precipitación,  $R=10^{-8} \text{ ms}^{-1}$ . Según Freeze (1987) las intensidades raramente superan valores de  $10^{-4} \text{ ms}^{-1}$ , por lo que en el diagrama de condiciones pluviales de la figura 11b, el eje de las ordenadas se corta en este valor.

Existen también  $N$  períodos de evapotranspiración entre eventos de precipitación (Figura 11a), cada uno con una duración  $t_b$ , que se calcula como:

$$t_b = \left( \frac{3.15 \times 10^7}{N} \right) - t_r \quad \text{ec. 4}$$

Durante estos períodos, el rango de evapotranspiración potencial,  $e_p$ , esta dado por:

$$e_p = \frac{3.15 \times 10^7 E}{N t_b} \quad \text{ec. 5}$$

Donde  $E$  es el promedio anual de evapotranspiración anual en  $\text{ms}^{-1}$ .

La evapotranspiración actual,  $e_a$ , debe ser menor o igual a  $e_p$ . Para los propósitos del modelo, Freeze asume que la evapotranspiración toma lugar sólo en las planicies de inundación, donde el nivel freático es superficial y el contenido de humedad del suelo muy alta. En el cuerpo y corona de la ladera, en donde el nivel freático y contenido de humedad del suelo son bajos, la evapotranspiración se desprecia. Con base en lo anterior, tenemos que la relación de evapotranspiraciones,  $e_a/e_p$ , es igual a la unidad en las planicies de inundación y con tendencia a cero en el cuerpo de la ladera. La consideración anterior es válida para suelos de alta a mediana conductividad hidráulica (Freeze, 1987).

## ii. Hidrología

En ausencia de evapotranspiración, la recarga del agua subterránea controla la elevación del nivel freático, y por lo tanto, la presión de poro en el suelo, será igual al valor de infiltración en la superficie. Con base en lo anterior, se deben identificar las condiciones pluviales en las que toda la lluvia es infiltrada, y aquellas en donde parte es infiltrada y parte removida por la escorrentía superficial.

Como se ha mencionado anteriormente, la escorrentía superficial tomará lugar en las partes elevadas de la ladera cuando:  $r/K > 1$  y  $t_r > t_p$ , de acuerdo con el mecanismo de Horton. La representación simple del clima mediante las condiciones pluviales, y la consideración de una conductividad hidráulica homogénea en el cuerpo del talud, permite que cada combinación suelo-precipitación sea binaria, en el sentido de que se pueda producir escorrentía superficial o no. Es claro que alcanzar el tiempo de acumulación,  $t_p$ , es importante para la formación de escorrentía superficial.

En general, un análisis de la infiltración para condiciones saturadas y no saturadas, es necesario para obtener valores de  $t_p$  en cada condición pluvial y para cada suelo. Sin embargo, cuando la relación de intensidad de lluvia,  $r$ , con respecto a la conductividad hidráulica saturada,  $K$ , incrementa, el valor de  $t_p$  decrece (Figura 12a). Así, para  $r/K \geq 1$ , se tiene que  $t_p \rightarrow 0$ . En otras

palabras, se pueden alcanzar valores de  $r/K \leq 1$ , en cuyo caso la escorrentía superficial no se generaría, o  $r/K \geq 1$ , en cuyo caso se considera que  $t_p = 0$ .

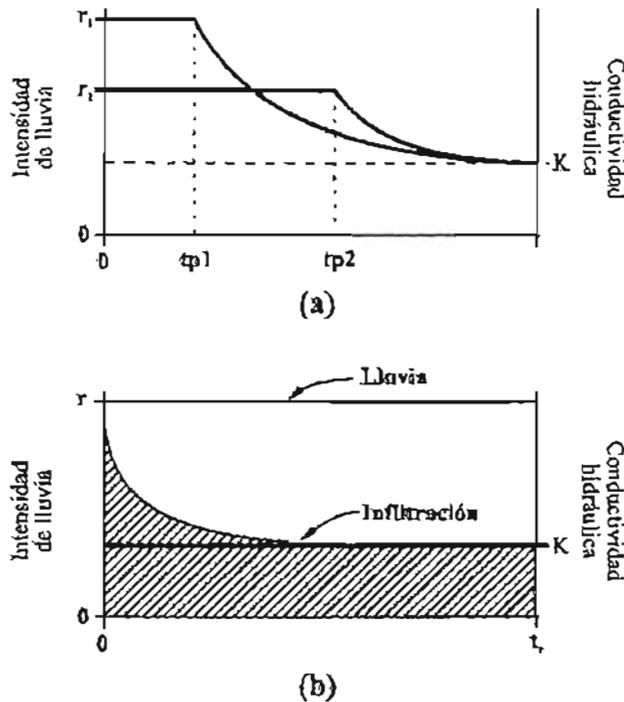


Figura 12.- Infiltración. (a) Tiempo de acumulación ( $t_p$ ), como una función inversa de  $r/K$ . (b) Explicación esquemática del coeficiente que determina el porcentaje de lluvia anual infiltrada ( $a=K/r$ ) (tomado de Freeze, 1987).

La recarga promedio anual del agua subterránea ( $R'$ ), es igual al promedio anual de infiltración, y se relaciona con el promedio anual de precipitación ( $R$ ), mediante la relación:

$$R' = aR \quad \text{ec. 6}$$

Donde  $a$ , es el coeficiente que determina el porcentaje de lluvia anual, que se infiltra antes de llegar la escorrentía superficial. Para condiciones pluviales que no producen escorrentía superficial  $a=1$ ; mientras que cuando existe escorrentía superficial  $a < 1$ . Para este último caso, es necesario realizar un análisis completo de la infiltración en condiciones saturadas y no saturadas, para determinar un valor adecuado de  $a$ .

En el modelo de Freeze, se considera que el flujo subterráneo es producido por eventos de precipitación donde  $r/K \geq 1$ , y los encharcamientos ocurren rápidamente, por lo que se considera que:

$$a = \frac{kt_r}{rt_r} = \frac{K}{r} \quad \text{ec. 7}$$

La figura 12b, representa esta expresión como una aproximación del actual régimen de infiltración. Los parámetros  $r$  y  $t_r$ , son usados en este análisis hidrológico, sólo con fines de separar aquellas representaciones de precipitaciones que producen escorrentía superficial de las

que no, y para el cálculo del coeficiente  $\alpha$ . El único parámetro que se obtiene en el análisis hidrológico es el valor medio anua de recarga del agua subterránea,  $R'$ .

### iii. Hidrogeología

Considerando la situación del flujo subterráneo representado por los valores de frontera mostrados en la figura 13a, se tiene que la región rectangular representa un perfil topográfico con ancho  $L$ , y altura  $H$ , de una colina limitada por dos valles.

En la configuración topográfica ABCD, de la figura 13a, la región de agua subterránea es limitada por la capa freática AD en la parte superior, y por un estrato impermeable OL en la parte inferior. En esta región son considerados los razonamientos de Dupuit-Forchheimer (D-F): las líneas de flujo son horizontales y las equipotenciales verticales; y además, el gradiente hidráulico a un punto de distancia  $x$  desde el origen, es igual a la altura del nivel freático por encima del punto e invariante con la profundidad.

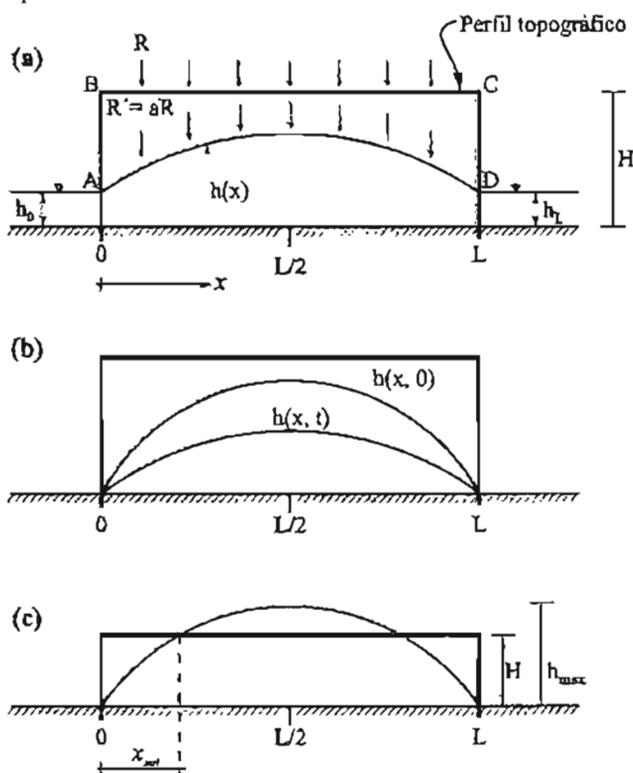


Figura 13.- Flujo subterráneo. (a) Configuración del nivel freático en estado estacionario. (b) Configuración del nivel freático transitorio. (c) Definición de  $x_{max}$  (tomado de Freeze, 1987).

Las consideraciones de D-F tienen el efecto de reducir un problema de dos dimensiones a uno de una dimensión. La carga hidráulica en la región del flujo es dada por  $h(x)$ , que representa la altura del nivel freático a través de la región del flujo,  $x=0$  a  $x=L$ . Las consideraciones de D-F son válidas cuando la curvatura del nivel freático es suave, y la profundidad del campo de acción de flujo es poco profunda.

Para un flujo en estado estático, la ecuación de flujo en un medio homogéneo bajo las consideraciones de D-F (Bear, 1972) es:

$$\frac{K}{2} \left[ \frac{d^2(h^2)}{dx^2} \right] + R' = 0 \quad \text{ec. 8}$$

Para las condiciones de frontera:

$$\begin{aligned} h(0) &= h_0 \\ h(L) &= h_L \end{aligned}$$

La solución es:

$$h(x) = \left[ h_0^2 - \frac{h_0^2 - h_L^2}{L} x + \frac{R'}{K} (L-x)x \right]^{1/2} \quad \text{ec. 9}$$

Para el caso particular de interés, donde  $h_0 = h_L = 0$ , tenemos:

$$h(x) = \left[ \frac{R'}{K} (L-x)x \right]^{1/2} \quad \text{ec. 10}$$

La máxima altura de la capa freática ocurre a la mitad de la sección,  $x=L/2$ , donde:

$$h\left(\frac{L}{2}\right) = \left[ \frac{R' L^2}{4K} \right]^{1/2} \quad \text{ec. 11}$$

Bajo las consideraciones de D-F, los valores de  $h(x)$  obtenidos de la ecuación 9, contienen a todas las elevaciones, incluso la elevación específica donde existe posibilidad que se presente la superficie de deslizamiento.

La ecuación 10 provee una estimación, en estado estacionario, de la posición media anual de la capa freática, bajo condiciones pluviales, geotécnicas y topográficas, específicas. Sin embargo, para determinar la máxima inclinación estable de la ladera, con un régimen pluvial específico, no es suficiente con usar los valores de presión de poro en estado estacionario. La falla es más factible de ocurrir cuando el nivel freático presenta la elevación más alta en un período de fluctuación anual. Para calcular el rango anual, debemos considerar un comportamiento transitorio. Dicha fluctuación ocurre por la declinación del nivel freático entre períodos de precipitación. Para el caso de una fluctuación del nivel (Figura 14), la ecuación de flujo bajo las consideraciones de D-F es:

$$\frac{K}{2} \left[ \frac{\partial^2(h^2)}{\partial x^2} \right] + R' = n \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{ec. 12}$$

Donde  $n$  es la porosidad del suelo. Para  $R' = 0$  y condiciones de frontera como las anteriores, la solución (Bear, 1972), es:

$$h(x, t) = h(x, 0) \left[ 1 + \frac{4.48 K t h(L/2, 0)}{n L^2} \right]^{-1} \quad \text{ec. 13}$$

Donde  $h(x,0)$  es la configuración inicial de la capa freática a un tiempo  $t=0$  y  $h(L/2,0)$  es el valor específico inicial de  $h$  a  $x=L/2$ .

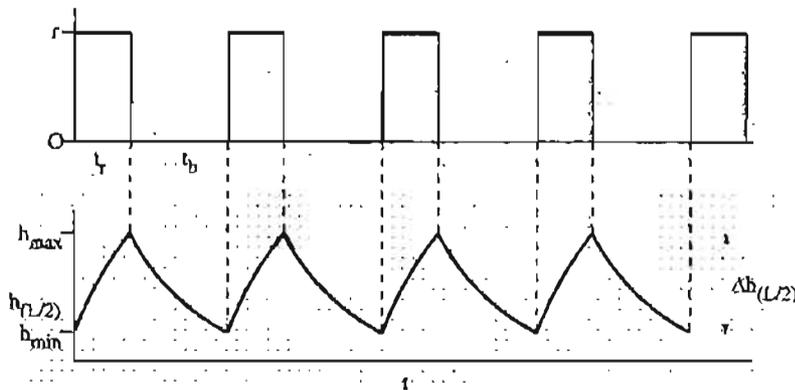


Figura 14.- Fluctuaciones del nivel en estado transitorio a una distancia de  $x=L/2$  (tomado de Freeze, 1987).

La figura 14 ilustra el tipo de fluctuación del nivel freático en estado transitorio que se puede alcanzar en la distancia  $x=L/2$ . El rango de valores alcanzados en  $L/2$  se indica como  $\Delta h$ , y  $h_{max}$  es definido por:

$$h_{max} = h\left(\frac{L}{2}\right) + \frac{1}{2} \Delta h \quad \text{ec. 14}$$

Donde  $h(L/2)$  es el valor en estado estacionario obtenido de la ecuación 11. Es evidente que  $h_{max}$  representa la máxima carga hidráulica que se puede presentar en la ladera en tiempo y en espacio. El valor de  $\Delta h$  se calcula como  $h(L/2) - h(L/2, t_b)$ , donde el primer término está dado por la ecuación 11, y el segundo por la ecuación 13. En la ecuación 13,  $h(x,0) = h(L/2,0) = h(L/2)$ , y  $t = t_b$ , donde  $t_b$  es el tiempo entre cada evento de precipitación. Esta forma de calcular  $\Delta h$  es aproximada, pero es la manera más fácil de obtenerla. En situaciones donde  $h_{max} > H$ , la configuración máxima de la capa freática intersecará a la sección topográfica a una distancia  $x = x_{sat}$  a partir del origen (Figura 13c). En tales casos, el valor de  $x_{sat}$  puede ser calculado a partir de la manipulación de la ecuación 13. La relación de intersección (B) (ecuación 15), es requerida para calcular la estabilidad de la ladera.

$$B = \frac{x_{sat}}{H} \quad \text{ec. 15}$$

#### iv. Estabilidad de ladera

Considerando el talud que se muestra en la figura 15a, el ángulo máximo del talud,  $\alpha$ , con el cual el talud se mantiene estable, dependerá de la geometría del mismo, propiedades del suelo y de la distribución de las presiones de poro.

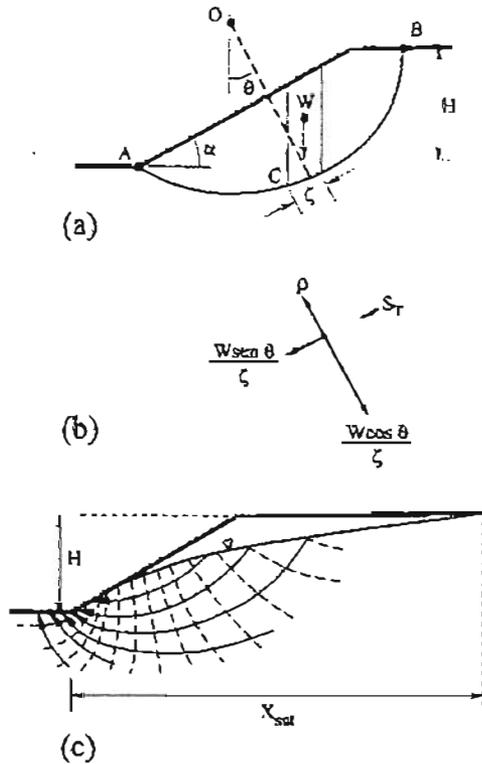


Figura 15.- Análisis de estabilidad de talud por el método convencional de dovelas. (a) Geometría. (b) Equilibrio de esfuerzos para el punto C. (c) Red de flujo para la determinación de la presión de poro en la superficie de deslizamiento (tomado de Freeze, 1987).

El factor de seguridad,  $F$ , es definido como el cociente de la resistencia al esfuerzo cortante,  $S_t$ , a lo largo de la superficie de falla, entre el esfuerzo cortante,  $\tau$ , a lo largo del plano de falla. El movimiento ocurre solo cuando el esfuerzo excede la resistencia al corte y  $F < 1$ . La resistencia al esfuerzo cortante generalmente se expresa en términos de la ley de Mohr-Coulomb:

$$S_t = c' + (\sigma - u) \tan \phi' \quad \text{ec. 16}$$

Donde  $\sigma$  es el esfuerzo normal a la superficie de falla y  $c'$  y  $\phi'$  son dos propiedades mecánicas del material: cohesión y ángulo de fricción efectiva respectivamente. La  $u$  en la ecuación 17 es la presión de poro en la superficie de falla. En cualquier punto con una elevación  $z$ , la presión de poro está dada por:

$$u = \gamma_w(h - z) \quad \text{ec. 17}$$

Donde  $\gamma_w$  es el peso específico del agua y  $h$  es la carga de presión. La ecuación 16 muestra claramente que al incrementarse la presión de poro la resistencia al cortante tiende a disminuir. El método más simple para el análisis de la estabilidad de talud es el método de dovelas (Freeze, 1987), en éste el talud es dividido en un número de "rebanadas" verticales. La figura 15a muestra la geometría de una rebanada individual, y la figura 15b indica las condiciones de esfuerzos en equilibrio para el punto C sobre la superficie de deslizamiento. En el punto C el esfuerzo de

cortante,  $\tau$ , esta dado por  $W \sin \theta' \zeta$  y el esfuerzo normal,  $\sigma$ , actuando sobre el plano de falla es  $W \cos \theta' \zeta$ . Tomando la ecuación 16 para  $S\tau$ , el factor de seguridad estaría dado por:

$$F = \sum_A^B \frac{S_r}{\tau} = \sum_A^B \frac{[c' \zeta + (W \cos \theta - u \zeta) \tan \phi']}{\sum_A^B W \sin \theta} \quad \text{ec. 18}$$

Donde:

$$W = \gamma x h x b \quad \text{ec. 19}$$

El peso de la dovela,  $W$  (ecuación 19), es determinado a partir del peso específico del suelo ( $\gamma$ ), y de la geometría individual de la dovela; ésta última depende de la altura ( $h$ ) y ancho ( $b$ ) de la dovela.

Para calcular  $F$  en un talud simple homogéneo, se deben conocer la propiedades geométricas,  $H$ , y  $\alpha$ , las propiedades mecánicas del suelo,  $c'$ ,  $\phi'$  y  $\gamma$ , y la presión de poro,  $u$ , a lo largo de varias superficies de deslizamiento bajo análisis. En este estudio, donde el interés estriba en calcular el ángulo máximo estable del talud, el método será aplicado de forma inversa; se escoge  $F=1$  y se determina  $\alpha$ .

Para simplificar los cálculos, varias gráficas y nomogramas han sido diseñadas para facilitar un cálculo rápido del factor de seguridad. Estas están fundamentadas en varios métodos de análisis, similares al principio del método convencional de dovelas y en algunos casos en métodos más sofisticados. Para los propósitos de este estudio, el conjunto de gráficas presentadas por Hoek y Bray (1977) (apéndice 3), son las más convenientes a usar. Estas gráficas se basan en el análisis de un grupo de círculos de falla que pasan por el pie del talud y se prolongan por encima de la corona del talud.

Para cada gráfica, si  $c'$ ,  $\phi'$ ,  $\gamma$ , y  $H$  son conocidas y  $F$  es igual a la unidad,  $\alpha$  puede ser calculada. Cada gráfica aplica para una configuración del nivel freático y por lo tanto para una particular distribución de presión de poro actuando sobre la superficie de deslizamiento, como se indica en la red de flujo de la figura 15c. El tipo de gráfica a emplear para una determinada configuración del nivel freático se identifica por la relación de intersección  $B=x_{sat}/H$ , dada en la ecuación 15 y presentada en la figura 13c y 15c. Por ejemplo, para una configuración de topografía y nivel freático, donde la intersección de ambos se localiza a una distancia  $x_{sat}=4H$ , por atrás del pie del talud, se tiene que la relación de intersección  $B=4$ , empleándose para este caso el gráfico 3 de los gráficos de Hoek y Bray (1977) (apéndice 3), para determinar el ángulo de talud máximo estable. Para una situación de saturación total,  $B=0$ , correspondiente con el gráfico 5. Para un talud totalmente drenado,  $B=\infty$ , que se asocia con el gráfico 1.

## II.5.b.- Procesos de remoción en masa superficiales (deslizamientos traslacionales y rotacionales)

Después de fuertes precipitaciones en regiones tropicales es común observar deslizamientos superficiales en laderas con buen desarrollo de suelo residual (Rahardjo, *et al.*, 1996). La modelización de este tipo de inestabilidades detonadas por precipitaciones en suelos de depósitos piroclásticos, ha sido realizada por varios autores en casos distintos (Fredlund, 1998; Gasno, *et al.*, 2000; Paronuzzi, *et al.*, 2003; Olivares y Picarelli, 2003). Todos estos trabajos se basan en un modelo numérico de subsuelo estratificado, según sea el caso de estudio, donde la infiltración es calculada mediante la técnica de los elementos finitos utilizando la mayoría de los casos, el código de cálculo SEEP/W (GEO-SLOPE, 1999). El dato necesario de entrada para la modelización es la curva características suelo-agua del terreno, indispensable para considerar la variación de la conductividad del terreno no saturado durante el proceso de infiltración. La estabilidad del talud mediante el modelo de equilibrio límite de SLOPE/W (GEO-SLOPE, 1999), considera los parámetros de resistencia al cortante para suelos no saturados, por lo que el factor de seguridad guarda una relación directa con la infiltración calculada previamente.

# CAPITULO III

## METODOLOGIA

La metodología que se empleó en el desarrollo del presente trabajo (Figura 16), es resultado de una adaptación de las propuestas por Pellegrino (1997), Hernández-Madrigal (2001) y Hernández-Madrigal *et al.* (2004). Esta metodología mediante la ejecución de tres etapas iniciales, promueve para una región dada, el estudio y caracterización del fenómeno de remoción en masa, a escala regional y local, permitiendo ello la comprensión de factores detonantes y condicionantes del fenómeno gravitacional. Las tres etapas anteriores, constituyen la plataforma para que proyectos enfocados al manejo y control de la inestabilidad de laderas, contenidos en una cuarta etapa del método, puedan ser ejecutados posteriormente.

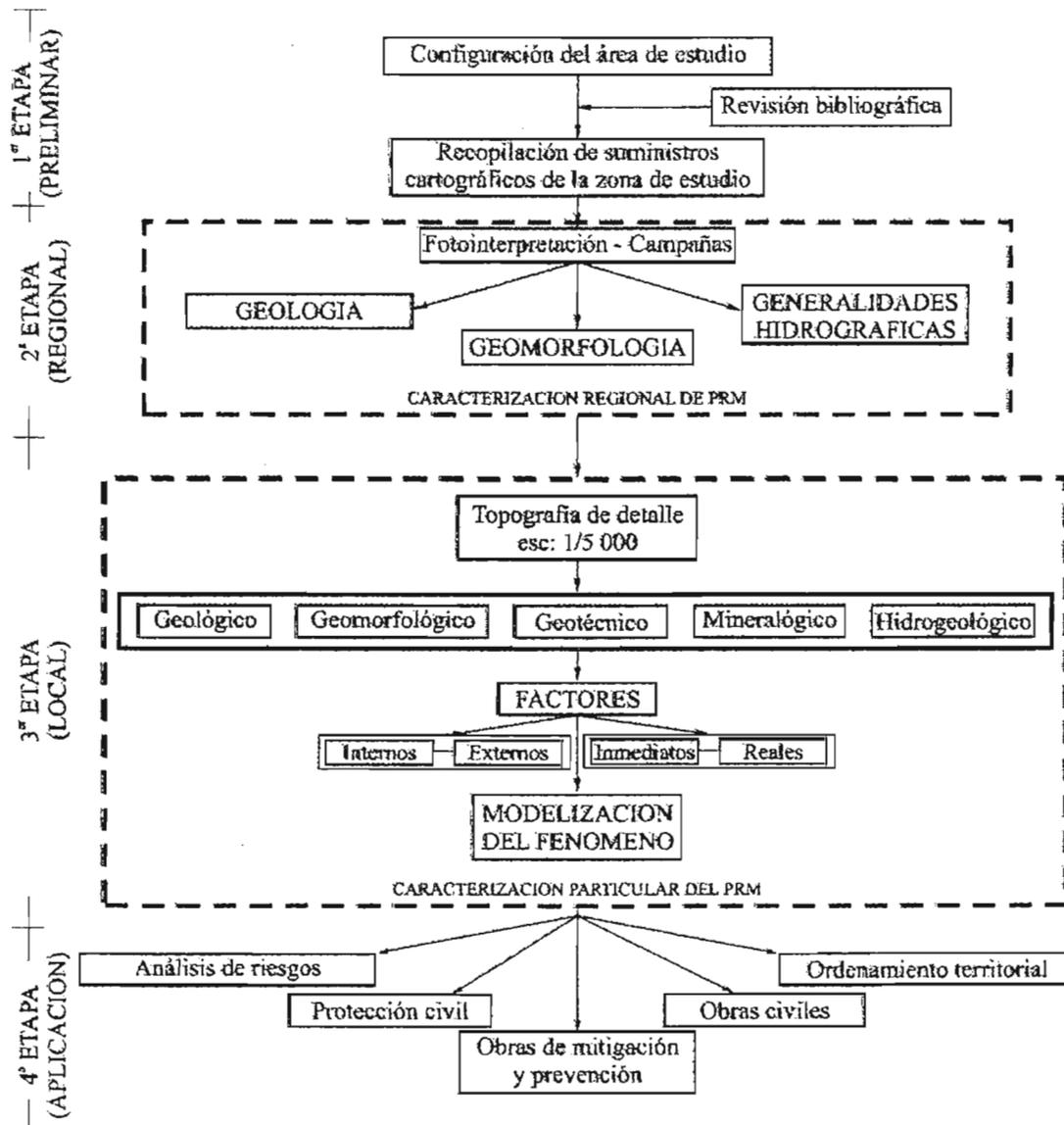


Figura 16.- Metodología para la caracterización de procesos de remoción en masa (PRM) (modificada de Hernández-Madrigal, *et al.*, 2004).

Así, considerando lo anterior, se describen a continuación las actividades emprendidas en las distintas etapas del método aplicado en esta tesis.

### **III.1.- Primera etapa.**

Ésta se refiere a las actividades preliminares. En esta etapa se delimitó el área de estudio, considerando como fronteras, las líneas de parteaguas de las microcuencas de los ríos Papaloateno, Tepetitlán, Ochiateno y una porción central del río Apulco. Se recopiló información cartográfica del área de estudio, la cual se localiza dentro de la hoja E14B15 (Teziutlán), de ésta última se adquirió: la carta topográfica (INEGI, 2001a), datos vectoriales digitales (INEGI, 2001b) y modelo digital de elevaciones (INEGI, 2001c). Se obtuvieron además, copias de contacto en blanco y negro a escala 1:50,000, del vuelo aéreo de marzo de 1978 (INEGI, 1978) y un recorte correspondiente al área de estudio, del inventario forestal desarrollado por el Instituto de Geografía, UNAM (Palacio-Prieto, *et al.*, 2000). En esta primera etapa, se inició además, la compilación de información bibliográfica que duraría hasta la presentación de esta tesis.

### **III.2.-Segunda etapa**

Tomando como base la cartografía obtenida en la etapa anterior, las actividades emprendidas en esta segunda etapa, se efectuaron a una escala regional. A partir de la fotointerpretación de imágenes aéreas a escala 1/50,000, se abordaron los estudios de geología y geomorfología del área de estudio. Para dicha fotointerpretación se emplearon tres tipos de estereoscopio: a) Halcón Z II, dotado de un sistema óptico con variación focal continua, que permite ampliaciones de 1.8 a 18 veces sin distorsión de la imagen, y de dos pares de lentes para la observación contemporánea de la aérofoto de parte de 2 fotointérpretes; b) estereoscopio de espejos y; c) estereoscopio portátil (de bolsillo) con visión a la escala del fotograma y con oculares 3x y 8x. La transferencia de la información al formato digital, se realizó con la técnica de “digitalización a ojo”, que consiste en la comparación de detalles morfológicos fotointerpretados, con aquellos reconocibles en la cartografía topográfica. A continuación se describen los procedimientos efectuados en los distintos estudios desarrollados en esta etapa.

**a. Geología**, considerando las diferencias de tono y textura, en conjunto con la exageración de la tercera dimensión dada por el efecto estereoscópico, además, de un análisis escrupuloso de las formas observadas, se fotointerpretaron litologías y fracturamientos principales para la elaboración de la carta geológica de la región de Zacapoaxtla, ésta última digitalizada mediante el SIG ArcView<sup>(R)</sup>. Además, con base en la relación exponencial encontrada por Suter, *et al.*, (1996), con la que se define la atenuación sísmica del temblor de Jalapa de 1920, se calculó el mapa de intensidades para la región de Zacapoaxtla. Este último es el producto de la multiplicación de parámetros constantes obtenidos por Suter, *et al.*, (1996), y un mapa de distancias al epicentro del sismo de Jalapa, dicha operación fue desarrollada a través del módulo *image calculator* del SIG IDRISI<sup>®</sup>.

Por otra parte, con el objeto de determinar el origen de los flujos piroclásticos que se localizan en la región de Zacapoaxtla, y conocer su composición mineral, se realizaron en muestras de este material, análisis geoquímicos mediante las técnicas de fluorescencia de R-X y difracción de R-X. Con la primera técnica, realizada en el Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de UNAM, se determinaron elementos mayores y traza. Mientras que para la difracción de R-X,

efectuado en el Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH, se utilizó la técnica de polvos (método Debay-Scherer), con los que se obtuvieron las respuestas de difracción en forma de diagramas de polvo (difractogramas), a partir de los cuales se calcularon las distancias interplanares y los parámetros de la celda elemental, identificando así los minerales constituyentes de cada una de las muestras. Se utilizó el equipo SIEMENS-5000, empleando  $\text{Cu } k \alpha$  con una longitud de onda de  $1.5406 \text{ \AA}$  y trabajando a 25 KV, 25 mA y velocidad de barrido de 0.6s.

**b. Geomorfología,** el análisis geomorfológico se inició con la determinación de elementos morfométricos tales como inclinación de laderas (carta de pendientes) y densidad de disección. Posteriormente, con base en trabajos de fotointerpretación se definieron las unidades geomorfológicas del área de estudio y, se realizó el inventario de procesos de remoción en masa. A continuación se describe el procedimiento empleado para la evaluación de cada uno de los elementos anteriores:

**b.1. Pendientes,** una primera carta de pendientes fué elaborada a partir del MDE de la carta Teziutlán, E14B15 (INEGI, 2001c) con una resolución de 50 m por pixel, teniéndose en ésta, inclinaciones de ladera de entre  $0^\circ$  a  $52.77^\circ$ . Sin embargo, con base en la comparación de perfiles topográficos, obtenidos a partir de levantamientos topográficos de detalle en laderas al SE y SO de la ciudad de Zacapoaxtla, y del MDE de la carta Teziutlán, se observa que el perfil obtenido de la topografía de detalle (línea roja de la figura 17), representa en su dimensión justa, las laderas del depósito piroclástico de la ciudad de Zacapoaxtla, con valores de pendiente de  $19^\circ$  a  $39^\circ$ , mientras que en el perfil del MDE de INEGI (línea negra continua), el mismo depósito presenta laderas con pendiente de entre  $14^\circ$  y  $15^\circ$ .

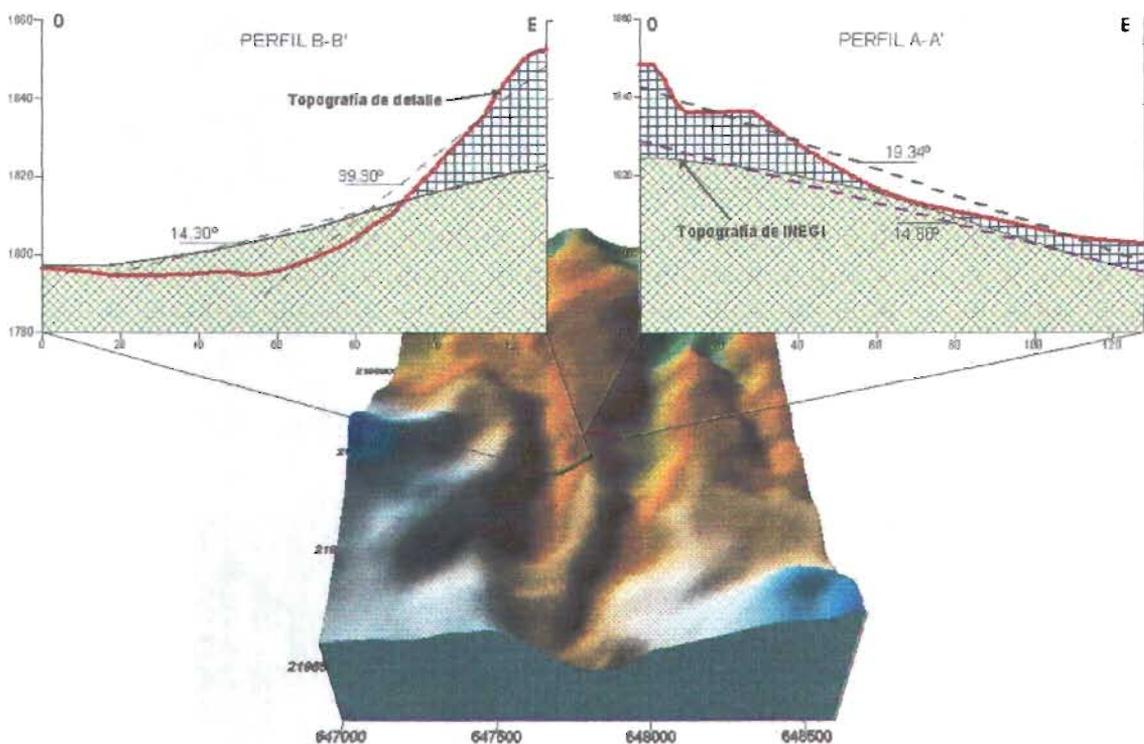


Figura 17.- Comparación de secciones topográficas a gran y baja escala (levantamiento topográfico de detalle y MDE, resolución 50 m. -INEGI, 2001c-, respectivamente).

Lo anterior, muestra la deficiente representatividad del relieve por parte del MDE de INEGI, debido al empleo de una resolución que no permite la identificación del gran detalle morfológico de la región, dando como resultado la eliminación de elevaciones conspicuas, y abatimiento de la inclinación en las laderas. Por otra parte, se tiene que la máxima pendiente observada en grandes escarpes de la ladera sur de la sierra Apulco, es del orden de los 85°, que en comparación con la pendiente máxima de 52.77° calculada para el mismo sitio a partir del MDE de la carta Teziutlán, representa un abatimiento en la inclinación del 61%.

Con base en lo anterior, en este trabajo el mapa de pendientes fue multiplicado por un factor de 1.61, con la finalidad de compensar el abatimiento de las pendientes, y así obtener un mapa de inclinación de laderas más apegado a la morfología y morfometría de la región.

**b.2. Densidad de disección.** La carta de densidad de disección fue procesada y calculada en el SIG ArcView<sup>(R)</sup>, tomando como base la red de avenamiento modificada y topografía de la carta Teziutlán. El área de estudio fué dividida en celdas cuadradas de un km por lado, con un punto en el centro al cual se le asignó como variable “z”, la suma de las longitudes de corrientes fluviales o talwegs, localizadas en su respectiva celda. Con base a lo anterior se realizó una interpolación para obtener líneas de igual densidad de disección.

**b.3.- Unidades geomorfológicas,** la delimitación y definición de las distintas unidades geomorfológicas del área de estudio, se realizó con base en la carta geológica de la RdZ, descrita anteriormente.

**b.4.- Inventario de procesos de remoción en masa.** Durante la etapa de fotointerpretación se trazó y clasificó a escarpes principales y depósitos asociados al fenómeno de remoción en masa, los tipos empleados en la caracterización del fenómeno gravitacional, correspondieron a los propuestos por la clasificación EPOCH, en la que se distinguen los siguientes grupos de tipologías: caídos, volcamientos, deslizamientos (traslacionales y rotacionales), extensión lateral, flujos y movimientos complejos. Los elementos fotointerpretados fueron pasados al formato digital, con base en los rasgos morfológicos visibles en la topografía y con ayuda del modelo digital de elevaciones, todo ello dentro del SIG ArcView<sup>(R)</sup>. La comprobación de las distintas inestabilidades de ladera registradas anteriormente, se realizó en las diferentes visitas al área de estudio.

Es necesario señalar, que aunque la mayoría de las inestabilidades registradas en este trabajo, corresponden a fechas anteriores a 1978, debido a que las imágenes empleadas en la fotointerpretación pertenecen al vuelo aéreo de marzo de 1878 (INEGI, 1978), con escala 1:50,000, se reportan en esta tesis algunas inestabilidades de fechas posteriores, que fueron identificadas durante las diferentes excursiones al área de estudio.

**c. Generalidades hidrográficas,** dentro de estas generalidades, registros de precipitación de las estaciones Huahuaxtla, Zacapoaxtla I, Zacapoaxtla II, La Pagoda, Zapotitlán de Méndez, Cuetzalán del Progreso, Oyames y Santiago Zautla, todas dentro o próximas al área de estudio, fueron extraídos de la base de datos ERIC II, proporcionado por el Servicio Meteorológico Nacional.

Con el promedio general de la precipitación anual de cada una de las estaciones meteorológicas, tomado como valor “z” en las coordenadas de los puntos donde se localizan dichas estaciones, se calculó para el área de estudio, la distribución espacial de precipitación general total anual.

**d. Análisis de factores.** Para resolver los factores determinantes y detonantes que definen la inestabilidad de laderas en el área de estudio, se realizó un análisis espacial consistente en el cruce tabular de atributos, entre el inventario de procesos de remoción en masa y los siguientes factores: geología (temas: litología e intensidad sísmica), geomorfología (temas: inclinación de laderas y densidad de disección), clima (precipitación) y actividades antrópicas (uso del suelo).

Este análisis espacial, realizado con la ayuda del SIG ArcView<sup>(R)</sup>, consiste en tabular las áreas de los PRM, de acuerdo a su ubicación dentro de los atributos de los temas analizados. Por ejemplo, el cruce tabular de los temas PRM y litología, da como resultado una tabla, cuyos campos y filas corresponden a las unidades litológicas y a los tipos de PRM, respectivamente. El valor en cada una de las celdas de la tabla, indica la superficie de un tipo de inestabilidad incluida en el dominio espacial de una de las litologías.

Este cruce de atributos permite conocer, la distribución espacial de las inestabilidades en cada uno de los temas considerados, consintiendo ésto identificar y analizar, posibles factores que determinen y detonen la inestabilidad de laderas.

### II.3.-Tercera etapa.

Corresponde a la caracterización particular de uno o varios tipos de PRM o cuerpos inestables. En este trabajo, fueron caracterizados los deslizamientos rotacionales simples de detritos y deslizamientos traslacionales superficiales en suelos, en laderas del depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada. Para ello se estudiaron características geológicas, geomorfológicas e hidráulicas del depósito piroclástico, y se determinaron en laboratorio, las propiedades mecánicas y composición mineral y química de la ignimbrita Xáltipan no soldada.

Posteriormente, para la modelización del deslizamiento rotacional simple de detritos, se utilizó el modelo de *Freeze (1987)*, aplicando la siguiente metodología:

- a. Dadas las variables climáticas:  $R$ ,  $N$  y  $tr$ , se calculó  $r$  a partir de la ecuación 3.
- b. Conocidas  $K$  y  $r$ , se calculó  $\alpha$  de la ecuación 7.
- c. Con  $R$  y  $\alpha$ , se obtuvo  $R'$  de la ecuación 6.
- d. Obtenidas  $R'$ ,  $K$ ,  $n$ ,  $L$  y  $H$ , se calculó  $h(L/2)$ ,  $\Delta H$ ,  $h_{max}$  y  $X_{sat}$ , a partir de las ecuaciones 11, 13 y 14. En este trabajo se calculó la  $X_{sat}$  de forma gráfica, a partir de la intersección de la curva de  $h_{max}$  con el perfil del terreno propuesto, para ello se obtuvo la siguiente ecuación:

$$h_{\max} = \frac{3}{2} h\left(\frac{L}{2}\right) - \frac{h\left(\frac{L}{2}\right)}{2 + \frac{8.96Kt_b h\left(\frac{L}{2}\right)}{nL^2}} \quad \text{ec. 20}$$

- e. Conocidos  $H$  y  $X_{sat}$ , se obtuvo  $B$  a partir de la ecuación 15.

- f. Una vez obtenidos  $B$ ,  $c'$ ,  $\phi'$ ,  $\gamma$  y con  $FS=1$ , se calculó  $\alpha$  de las gráficas de *Hoek y Bray (1977)*, seleccionando aquella que correspondía a la posición calculada del nivel freático en el talud. En el apéndice III, se muestran las gráficas empleadas en este trabajo. La primera es para condiciones de la ladera totalmente secas; la segunda para  $x_{sat}=8H$ ; la tercera para  $x_{sat}=4H$ ; la cuarta para  $x_{sat}=2H$  y la quinta para laderas totalmente saturadas.

La metodología anterior, fué desarrollada en este trabajo, bajo la estructura de una hoja de cálculo, en donde cada cálculo consistió de 45 combinaciones de las condiciones pluviales. En el primer cálculo se combinan  $R$ ,  $N$ ,  $L$  y  $H$  (1ª, 2ª, 3ª y 4ª columnas respectivamente), con valores de  $K$  y  $tr$  (1er y 2º renglón), obteniéndose los valores que definen la formación o no de escorrentía superficial, así como los valores de  $X_{sat}$  necesarios para determinar el tipo de gráfico a emplear en el cálculo del máximo ángulo de inclinación estable ( $\alpha$ ).

En tanto para la modelización del deslizamiento superficial, se utilizó el programa Slope/W, aplicando un modelo de talud indefinido o ilimitado.

#### **II.4.- Cuarta etapa.**

Esta etapa consiste en la aplicación de los resultados obtenidos en las etapas anteriores, considerando elementos de vulnerabilidad para análisis de riesgos o diseño de obras civiles encaminadas a la protección, prevención, mitigación, etc. Esta última etapa, quedó fuera de los alcances del presente trabajo, debido a que la evaluación de la vulnerabilidad merece un tratamiento distinto en combinación con arduo trabajo de campo.

## CAPITULO IV

### RESULTADOS

#### IV.1.- GEOLOGÍA REGIONAL

La columna litológica general de la región de Zacapoaxtla (RdZ) (Figura 18), se compone a partir de la base, por cuarcitas y limonitas del Jurásico Temprano hasta terrígenos del Cretácico Tardío-Terciario, coronados en su mayoría por depósitos de lavas y flujos piroclásticos relativos a la formación y actividad ígnea del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), que tuvo su máxima expresión en esta zona, en el centro volcánico Los Humeros (CVLH), durante el Terciario Superior (Plioceno) y Cuaternario.

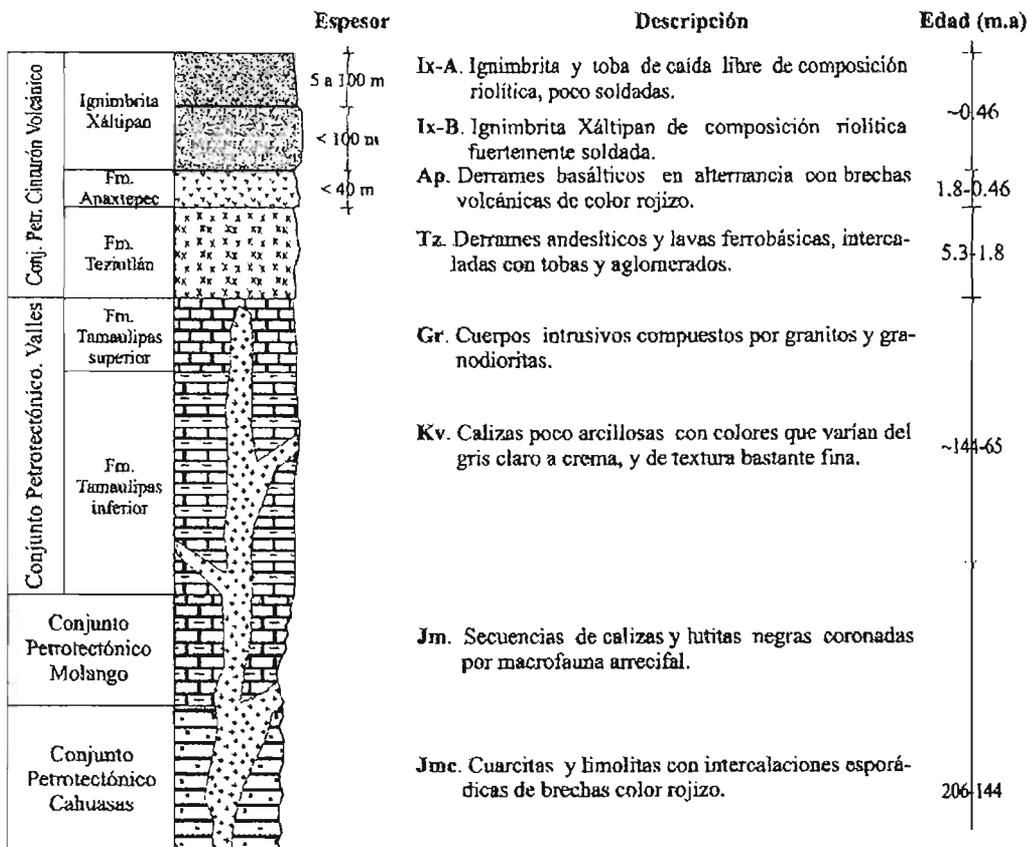


Figura 18.- Columna litológica general de la RdZ.

Así, la columna litológica general (Figura 18), es descrita a continuación de la base a la cima:

a. **Cuerpos Intrusivos (Gr)**, conformados principalmente por granitos y granodioritas del Mesozoico. Estudios geocronométricos, de muestras de granodiorita con biotita y hornablenda pertenecientes a la base del complejo, reportan edades de  $246 \pm 7$  M.a. (Permiano tardío) y de  $181 \pm 5$  M.a. (Triásico Tardío y Jurásico Temprano) (Campos-Enriquez y Garduño-Monroy, 1987). Los afloramientos en la RdZ, se observan al oeste de la ciudad de Zacapoaxtla; en los cerros El Tomaquilo y Ahuatepec, y en los poblados El Progreso, Ahuacatlán y Tepehican (Figuras 19 y

20); los cuerpos graníticos en estos sitios son de color amarillo con tonalidades rojizas y textura fanerítica (Figura 19 A y B); completamente intemperizados al menos en superficie.



Figura 19.- Cuerpos intrusivos en el Co. El Tomaquilo ( $X=651,715\text{ m}$ ,  $Y=2'197,169\text{ m}$ ) al E de la ciudad de Zacapoaxtla. (a) contacto de intrusivo-sedimentarias metamorfizadas-sedimentaria sana, con planos de contacto inclinados ( $38^\circ\text{ SO}$ ); y (b) muestra de mano de granito intemperizado.

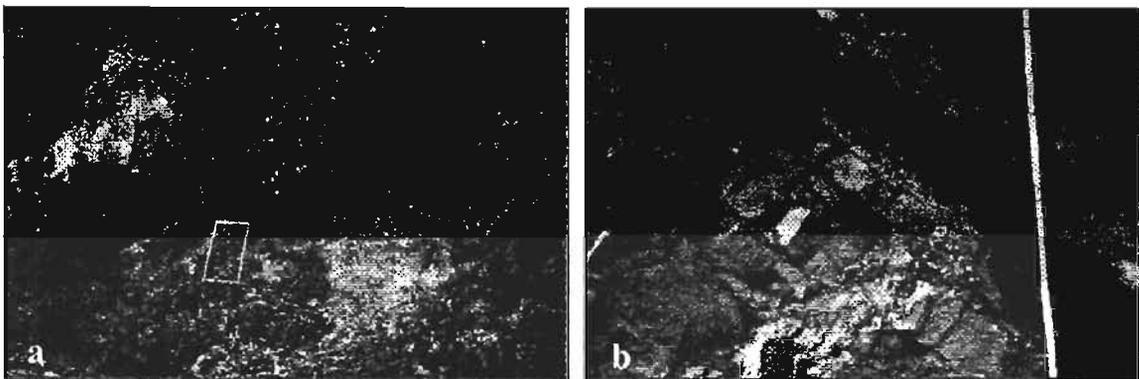


Figura 20.- Metamorfismo de contacto. (a) Muestra de roca sedimentaria con metamorfismo de contacto hidrotermal o neumatólico, que dan origen a cuerpos arcillosos. (b) Estratos metamorfizados e intemperizados.

b. **Conjunto Protectónico Cahuassas (Jmc)**, compuesto por las formaciones Tenexcate y Cahuassas. En la zona de estudio por su competencia, ocupa las partes altas de los anticlinales recostados al poniente de Zacapoaxtla, y aflora principalmente al E de Zacatlán, NO de Teziutlán; centro, O y NE de la RdZ (Figura 18 y Carta 1). Después de recorrer varias secciones en toda la zona, Hernández-Madrigal, *et al* (2005) encontraron que estas litologías se componen de una alternancia de cuarcita y limonita, con eventuales estratos y hasta bancos de roca piroclástica. También se observan en su parte media, capas de conglomerados que se alternan nuevamente con cuarcita y limonita de color verdoso ocre. Existen además, intercalaciones esporádicas de brechas color rojo, que contienen fragmentos angulares de roca volcánica y de limolita roja. En la parte intermedia se observan niveles carbonosos con abundantes estrías, que evidencian movimientos capa a capa. Rueda (1975, en Morales y Garduño-Monroy, 1984), basado en polimorfos le asigna una edad de Toarciense-Bathonense. Este conjunto representa una regresión efectuada durante el Jurásico Medio, que provocó el depósito de sedimentos de origen continental, ya que estos últimos se encuentran sobreyaciendo a calizas oscuras y arcillosas del Jurásico Tardío.

c. **Conjunto Petrotectónico Molango (Jm)**, se compone por depósitos de sedimentos marinos, representado por las formaciones Tepexi, Tamán, San Andrés, Pimienta y Santiago. Las unidades litológicas que lo integran, son secuencias de caliza gris de edad Calloviano-Batoniano (Fm. Tepexi); secuencias de caliza y lutita negras del Oxfordiano, coronadas por amonites y macrofauna arrecifal (Fm. Tamán); y caliza estratificada de color gris oscuro de edad Titoniana, cubiertas por caliza y dolomía con bandas de pedernal negro (Fm. Pimienta). En ésta última formación se observan nódulos calcáreos de hasta 70 cm de diámetro, que contienen amonitas identificadas del Oxfordiano Tardío-Kimeridgiano (Morales y Garduño-Monroy, 1984). Afloramientos de este conjunto, se observan en la base de la Sierra Las Lomas al O de la ciudad de Zacapoaxtla (Figura 18 y Carta 1), presentando una orientación general NNE-SSO, y sin que se haya estimado su espesor en la región.

d. **Conjunto Petrotectónico Valles (Kv)**. Este conjunto está conformado por las formaciones Tamaulipas superior (Kvs) y Tamaulipas inferior (Kvi), constituidas por caliza menos arcillosa, con colores que varían del gris claro a crema, y de textura bastante fina (*mudstone*) con nódulos de pedernal negro, cuya densidad incrementa hacia la parte superior, y microfósiles planctónicos (orbitolinas) pertenecientes al Cretácico Inferior. Afloramientos de este conjunto se tienen en la cima de la Sierra Atacpan, al sureste de la ciudad de Zacapoaxtla (Figuras 18 y Carta 1), en donde la roca se observa plegada y fracturada.

e. **Conjunto Petrotectónico Cinturón Volcánico (Tav)**. El Cinturón Volcánico Trans Mexicano (CVTM) es el producto de la subducción de la Placa de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de Norteamérica, su edad va desde el Oligoceno Tardío al Holoceno (Pasquarè, *et al.*, 1991) y con una orientación E-O, se prolonga desde Veracruz hasta Tepic. La litología de este conjunto en la RdZ cubre más del 50 % de la superficie, y está asociada con la actividad del centro volcánico Los Humeros (CVLH), cuya evolución ha sido ampliamente descrita por Ferríz (1985). Está compuesto de la base a la cima:

e.1.- *Fm. Teziutlán*, formada por derrames andesíticos y lavas ferrobasálticas, intercalados con tobas y aglomerados que en conjunto presentan una ligera inclinación al norte, con un espesor máximo que supera los 1,000 m en los alrededores del CVLH (Ferríz, 1982), y un mínimo de 300 m en los márgenes del río Xucayucan (Ángeles y Sánchez, 2002). Representa el inicio de una primera fase eruptiva en el CVLH (Ferríz, 1985). Esta formación se identifica como precursora de un período de magmatismo riolítico, que inicia con la erupción de lavas que definen la morfología de la periferia del CVLM. Dataciones isotópicas de K-Ar realizadas por Ruiz-Sainz (1978) y Yáñez y García (1982), reportan una edad de 5 y  $3.5 \pm 0.3$  a  $1.55 \pm 0.1$  M.a. respectivamente. Esta unidad aflora, según el mapa geológico regional (Carta 1), en el NE de la RdZ.

e.2. *Fm. Apaxtepec*, es representada por coladas de lava basáltica, en alternancia con brechas volcánicas de coro rojo, formando una unidad de más de 60 m de espesor, producto de erupciones locales de volcanes monogenéticos (ej. volcán Apaxtepec). Estos depósitos son visibles al NO y E de Zacapoaxtla; en el lecho del Río Tepetitlán, localizado 200 m al E del zócalo de Zacapoaxtla, el afloramiento se extiende hasta el NE de Xilita. La alternancia de litologías provoca una erosión diferencial que se agudiza en las brechas y que en los ríos ha dado forma a numerosas cascadas que van de 3 a más de 10 m de altura.

A través de un recorrido sobre el río Tepetitlán, a partir del NE y hasta el SE de Zacapoaxtla, se construye la columna de la figura 21 con las unidades siguientes que se describen de la base a la cima:

- a. Lavas basálticas-andesíticas con espesores de 2 a 30 m, alternando con brechas volcánicas de color rojizo de 1 m de espesor promedio, todas ellas cubiertas por depósitos piroclásticos.
- b. Depósito de flujos piroclásticos (ignimbrita Xáltipan y tobas asociadas de caída), que representa en esta zona un cuerpo homogéneo no soldado de más de 90 m de espesor, esta unidad será descrita con mayor detalle en párrafos posteriores.

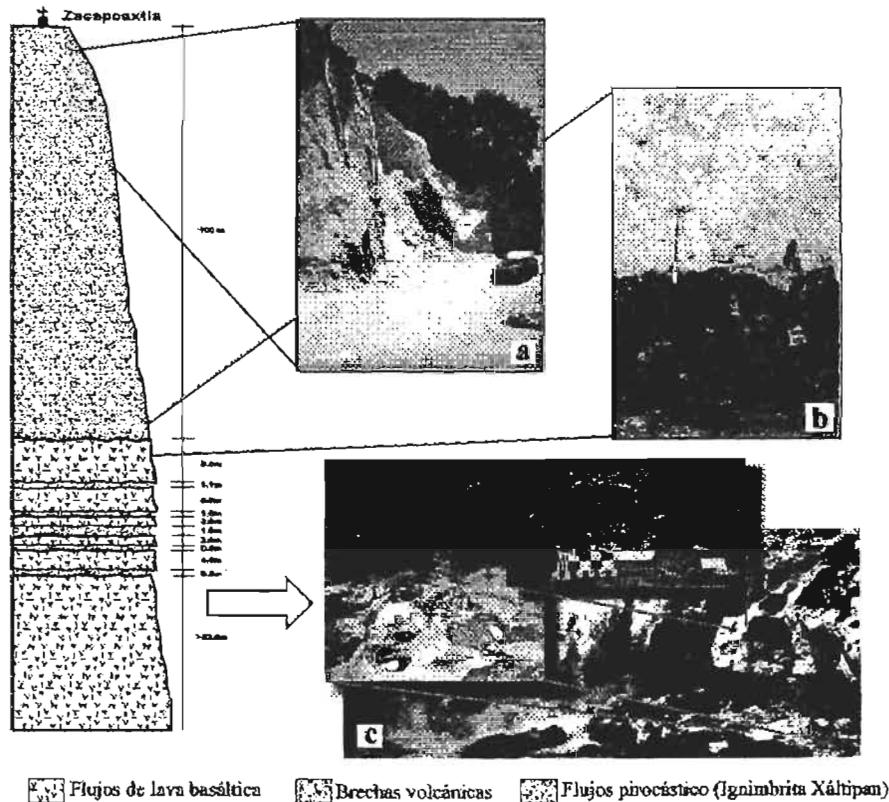


Figura 21.- Columna litológica en la ciudad de Zacapoaxtla. (a) Depósito de la Ignimbrita Xáltipan que corona la columna. (b) Contacto litológico entre ignimbrita y flujos de lava, y (c) flujos de lava basáltica intercaladas con brecha, ambas provenientes del volcán extinto Apaxtepec.

Un kilómetro al sureste del zócalo de Zacapoaxtla y a escasos 1.5 km al sur de Xaltetela, se localiza un volcán monogenético compuesto por cenizas y brechas que Cabrera (1999) llama “volcán Apaxtepec”, manifestación principal del vulcanismo de la Fm. Apaxtepec, y que constituye la fuente de los depósitos de lavas al E, NO y NE de Zacapoaxtla. Esta estructura en su parte occidental y meridional, está cubierta por la Ignimbrita Xáltipan que en esa zona ha formado una mesa de más de 100 m de espesor y sobre la cual se asienta la ciudad de Zacapoaxtla (Figura 21a). Sobre la fundación de la ciudad de Zacapoaxtla, Cabrera (1999) dice “...se tienen datos de que en el año de 1270 d.C., cuando el volcán Apaxtepec hizo erupción sepultó al pueblo de Xaltetelli, dando origen posiblemente a Zacapoaloyan, actualmente Zacapoaxtla...”. Dado que la Ignimbrita Xáltipan cubre parcialmente a este volcán y a sus productos, se estima que la edad de estas unidades deben ser mayor a los 460 mil años (0.46

M.a.), por lo que se deduce que no existen implicaciones de este evento con la historia prehispánica de Zacapoaxtla, consecuentemente es necesario reevaluar la hipótesis de su fundación.

e.3.-Ignimbrita Xáltipan y depósitos de caída. En su mayoría, la pómez en la ignimbrita es afírica y de composición riolítica con alto contenido de sílice que va de 72 a 78% de SiO<sub>2</sub>, a diferencia de la ignimbrita riolítica Zaragoza, y tobas Faby y Xoxotlic, cuyo contenido de sílice es entre 64 a 72 % de SiO<sub>2</sub> (Tabla 2 y Figura 22). La mayor parte de esta unidad no se encuentra soldada, y en cañones profundos se observa sobreyacendo a depósitos de ignimbrita fuertemente soldada de más de 70 m de espesor. Este arreglo litológico se observa en los márgenes del río Apulco, norte de la RdZ, en donde la ignimbrita soldada pudiera ser confundida con un basalto columnar (Figura 23).

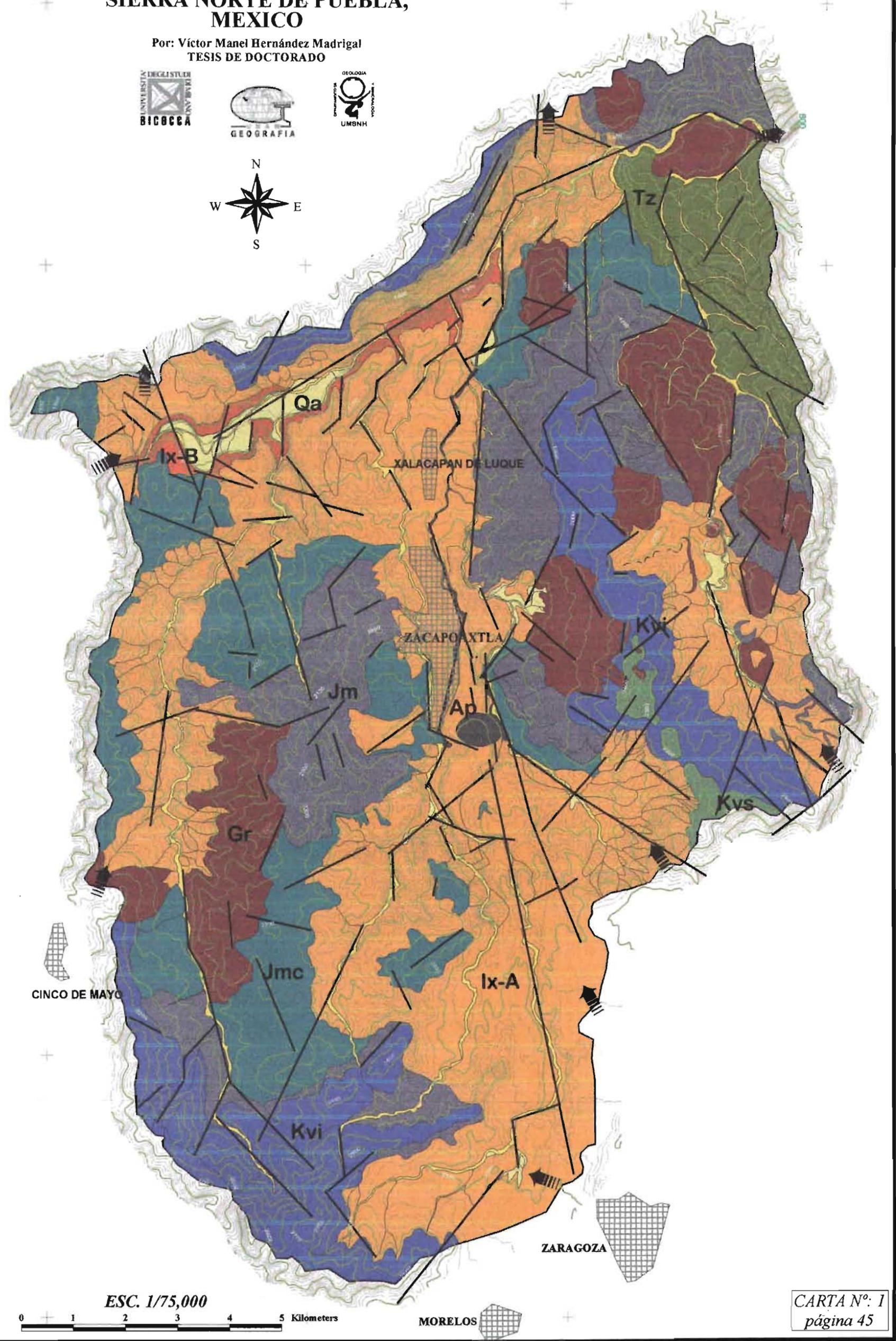
Tabla 2.- Composición de muestras de pómez de las ignimbritas Xáltipan y Zaragoza, y Tobas Faby y Xocotic. \* Datos de Ferriz (1984) y Ferriz y Mahood (1985); \*\* Verma y López (1982) y \*\*\* Este trabajo.

Composición	Ignimbrita Xáltipan						Toba Faby	Ignimbrita riolítica Zaragoza	Toba Xocotic
	LH-8	HF15	Xn-01	Xa-02	Xa-12	Xa-15	LH-33	LH-41	LH-53
Muestra N°:	LH-8	HF15	Xn-01	Xa-02	Xa-12	Xa-15	LH-33	LH-41	LH-53
Latitud N°:	19° 41' 36"	19° 42' 38"	19° 54' 24"	19° 54' 24"	19° 51' 37"	19° 54' 40"	19° 39' 40"	19° 40' 01"	19° 41' 09"
Longitud O:	97° 15' 15"	97° 16' 50"	97° 37' 32"	97° 37' 32"	97° 35' 19"	97° 35' 13"	97° 19' 43"	97° 24' 31"	97° 24' 27"
SiO <sub>2</sub> (%)	76.6	74.08	77.88	77.15	76.71	74.03	72.20	70.10	65.10
TiO <sub>2</sub>	0.68	0.10	0.11	0.10	0.10	0.13	0.36	0.50	0.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.9	12.80	13.03	12.78	12.97	16.67	14.80	15.20	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	0.00	0.55	1.34	1.32	1.60	0.67	0.76	1.05
FeO	0.67	1.02	-	-	-	-	1.22	2.10	3.21
MnO	<0.02	0.00	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.08
NiO	<0.10	0.17	0.16	0.16	0.17	0.19	0.43	0.59	1.70
CaO	0.41	0.46	0.44	0.46	0.43	0.40	1.22	1.70	3.62
Na <sub>2</sub> O	2.91	3.09	3.04	3.15	2.12	2.64	4.10	4.38	4.45
K <sub>2</sub> O	5.8	4.92	4.75	4.81	6.13	4.29	4.88	4.48	3.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.11	0.17
ppm									
Rb	136	-	138	138	168	-	127	85	52
Sr	17	-	31	9	9	-	108	138	458
Ba	115	-	98	95	93	-	780	880	570
Y	31	-	35	38	42	-	30	30	26
Zr	104	-	175	166	159	-	304	326	288
La	40	-	-	-	-	-	<20	34	31
Nb	-	-	18	18	19	-	-	-	-
V	-	-	<5	<5	<5	-	-	-	-
Cr	-	-	<2	<2	<2	-	-	-	-
Co	-	-	<3	<3	4	-	-	-	-
Ni	-	-	3	4	5	-	-	-	-
Cu	-	-	7	7	11	-	-	-	-
Zn	-	-	23	35	31	-	-	-	-
Th	-	-	35	36	32	-	-	-	-
Pb	-	-	37	20	14	-	-	-	-

Análisis geoquímicos de fluorescencia de R-X, fueron realizados en el Departamento de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM, en cuatro muestras colectadas del depósito piroclástico de la RdZ: Ix-01, Ix-02, Ix-12 e Ix-15. Las dos primeras corresponden a la ignimbrita fuertemente soldada del río Apulco, y las dos restantes a la ignimbrita no soldada del depósito de Zacapoaxtla. Los resultados de la composición se presentan en elementos mayores y elementos traza, y se comparan con las composiciones obtenidas por Verma y López (1982), Ferriz (1984) y Ferriz y Mahood (1985) (Figura 22). Se observa que la composición de elementos mayores del depósito piroclástico de la RdZ, es semejante con las muestras de la ignimbrita Xáltipan. Además, la ignimbrita soldada del río Apulco, presenta mayor contenido de sílice que la no soldada del depósito Zacapoaxtla.

# GEOLOGIA DE LA REGION DE ZACAPOAXTLA, SIERRA NORTE DE PUEBLA, MEXICO

Por: Víctor Manel Hernández Madrigal  
TESIS DE DOCTORADO



CINCO DE MAYO

ZARAGOZA

MORELOS

ESC. 1/75,000



CARTA N°: 1  
página 45

## EXPLICACION

- |   |   |                                  |
|---|---|----------------------------------|
| Depósitos fluviales recientes   | Fm. Tamaulipas superior (Kvs) (edad: Cretácico temprano)                        | Fracturamiento                   |
| Terrazas fluviales del Cuaternario (Tf-Qa)  | Fm. Tamaulipas inferior (Kvi) (edad: Cretácico Temprano)                        | Dirección del flujo piroclástico |
| Ignimbrita Xaltipan no soldada (Ix-A); edad: ~0.46 M.a. (Ferriz y Mahood, 1984)   | Cuerpos intrusivos (Gr) (edad: 246 a 181+- 5 a 7 M.a.) (Campos y Garduño, 1987) | Centros de población             |
| Ignimbrita Xaltipan soldada (Ix-B); edad: ~0.46 M.a. (Ferriz y Mahood, 1984)      | Conj. Petr. Molango (Jm) (edad: Calloviano-Batoniano)                           |                                  |
| Formación Apaxtepec (Ap), edad: Pleistoceno (>0.46 M.a.)                          | Conj. Petr. Cahuasas (Jmc) (edad: Toarciense -Bathoniese)                       |                                  |
| Fm. Teziutlán (Tz); edad: 1.5 a 5 +/- 0.1 M.a. (Ruiz y Sainz, 1978; García, 1981) |   |                                  |

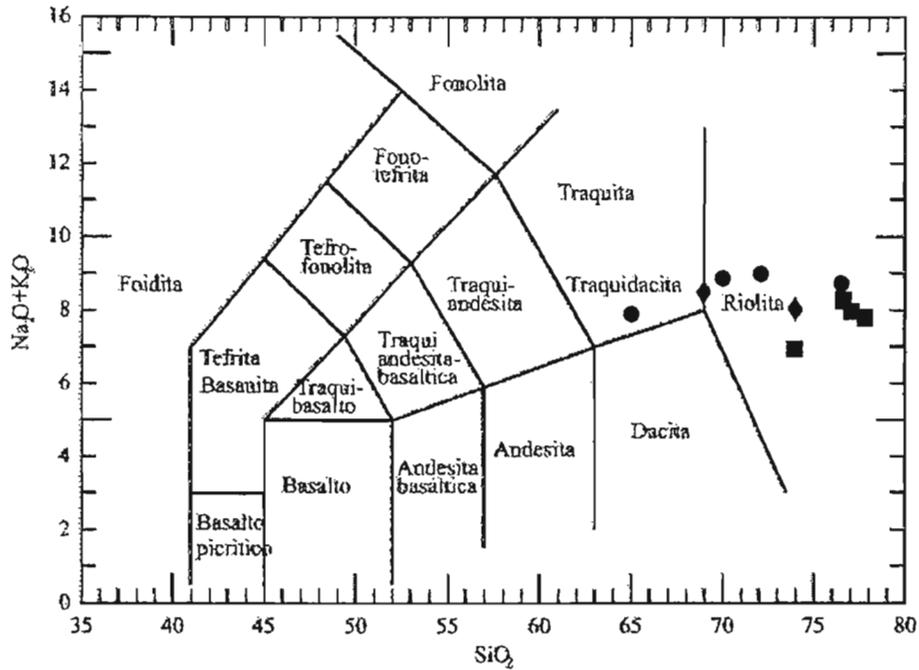


Figura 22.- Clasificación química de la ignimbrita Xáltipan, comparando el total de álcalis en relación con el contenido de sílice (TAS). Los cuadros de color azul, corresponden a la ignimbrita analizada en este estudio; los rombos color magenta son resultados de Verma y López (1982) y los círculos rojos a los datos de Ferriz (1984), y Ferriz y Mahood (1985).

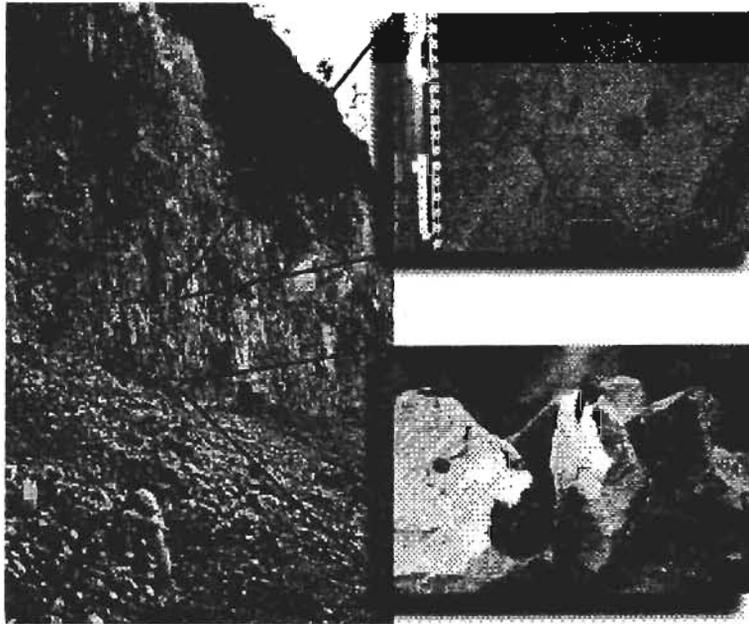


Figura 23.- Afloramiento de la ignimbrita Xáltipan en el N de la RdZ, bordo S del río Apulco, con una altura de más de 70 m.

Para la clasificación química del depósito piroclástico de la RdZ, se graficó el contenido de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) versus contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) (Figura 22). Según esta figura los depósitos piroclásticos de Zacapoaxtla se clasifican como ignimbritas riolíticas.

La ignimbrita Xáltipan y depósitos de caída, son el producto de erupciones de magmas de composición riolítica a andesítica, que representan el fin de la primera fase activa del CVLH (Ferriz, 1985). Por otra parte, Ferriz y Mahood, en 1984, presentan una distribución de las principales unidades piroclásticas asociadas con la actividad volcánica del CVLH, estimando una cobertura de  $\sim 3,500 \text{ km}^2$  para la ignimbrita Xáltipan, distribuida espacialmente como se muestra en la figura 24; y estableciendo que la Sierra de Tlaxco (ST), de la cual la RdZ constituye su porción norte, funcionó como barrera que impidió el paso del flujo hacia el O. Sin embargo, en la cartografía mostrada en la carta 1, tenemos que la Ignimbrita Xáltipan supera las barreras de la Sierra de Tlaxco (ST) formando depósitos en la RdZ que en conjunto suman casi 9,500 ha, que significan más del 40% de la superficie de estudio y que son, además, depósitos no registrados por Ferriz y Mahood (1984).

Considerando lo anterior y recalculando valores, la ignimbrita Xáltipan en la RdZ, representa un volumen mínimo de  $7 \text{ km}^3$ , con un área de cobertura de  $94.7 \text{ km}^2$  con un espesor medio de 75m; que sumados a los  $230 \text{ km}^3$  reportados por Ferriz y Mahood (1984), dan más de  $237 \text{ km}^3$ . Sin embargo, es necesario resaltar que durante la fotointerpretación de litologías en la RdZ, se observaron otros depósitos al NE de la sierra Apulco, con textura y color similar a los depósitos piroclásticos de la RdZ, por lo que el volumen de esta unidad podría verse incrementada en el futuro.

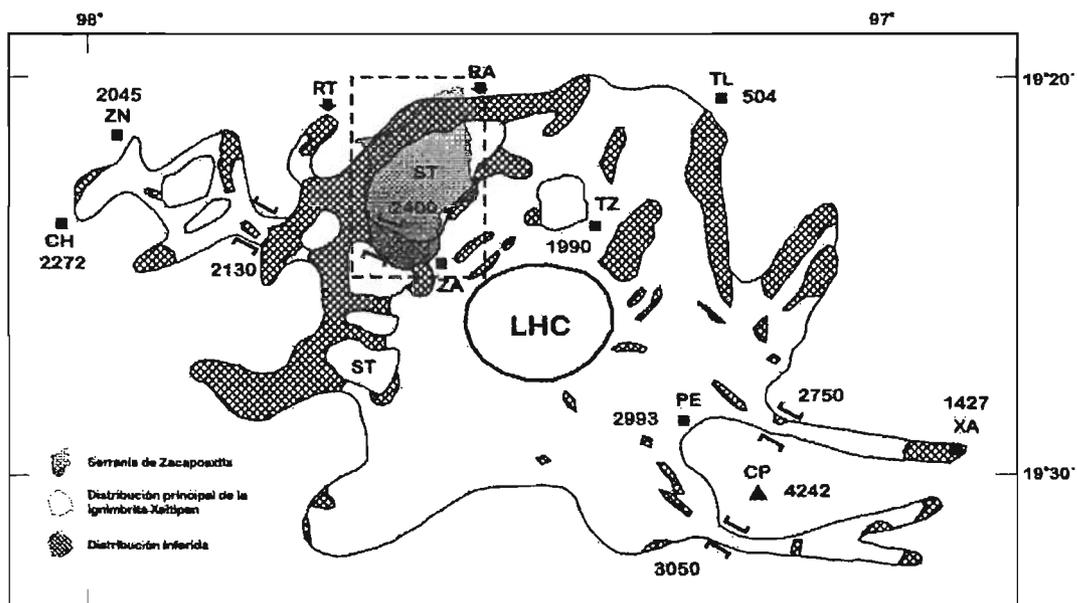


Figura 24.-Distribución de la Ignimbrita Xáltipan (modificado de Ferriz y Mahood, 1984); las polígonos con relleno en cuadrícula representan áreas de cobertura inferida, el semicírculo central indica La Caldera los Humeros (LHC), los cuadros negros los poblados principales (ZN Zacatlán, CH Chignahuapan, ZA Zaragoza, TZ Teziutlán, TL Tlapacoyan, PE Perote, XA Xalapa), el triángulo corresponde al volcán Cofre del Perote, (ST) Sierra de Tlaxco, (RA) Río Apulco y (RT) Río Tecuanitepec; los corchetes muestran "puertos" por donde el flujo pasó y el número indica la elevación de esos puntos. El polígono con relleno gris representa el área de la RdZ.

Según la distribución de las principales unidades piroclásticas provenientes del CVLH, dadas por Ferriz y Mahood (1984); la ignimbrita Xáltipan es el único flujo proveniente de este centro volcánico con emplazamientos en la RdZ, reafirmando así la consideración de que los depósitos piroclásticos de la RdZ pertenecen a la ignimbrita Xáltipan.

## IV.2.- TECTONICA REGIONAL

La Sierra Madre Oriental (SMO) en México, representa uno de los rasgos tectónicos más espectaculares, tiene una dirección general de NO-SE, con variaciones cuando la morfología de su basamento la hace modificar su trayectoria de deformación. Esta última geometría ha generado el corrimiento de la napa de Parras en el norte de México o bien en la Plataforma de Valles-San Luis (Tardy, 1980). Vista como una continuación de la faja de pliegues y cabalgaduras que llega desde Norteamérica, formada durante el Cretácico superior y Paleoceno (Campa, 1985). El campo de esfuerzos en las estructuras de la SMO fue variable, pero entre Monterrey y Orizaba, Ver., mantiene una dirección de acortamiento casi ENE-OSO, debido a ello los ejes de las estructuras principales son casi NNO-SSE (Suter, 1980; Eguiluz De Antuñano, 2000).

Es claro que el estilo de deformación de la Sierra Norte de Puebla, es de *"Ramp and Flats"* o bien *"fault-bend fold"*, donde eventualmente se involucra el basamento cristalino, generando una cuña que ha permitido el desplazamiento y la duplicidad de espesores (Suter, 1980; Eguiluz De Antuñano, 2000). Los grandes corrimientos de las cuencas mesozoicas sobre las plataformas han generado también grandes desgarres, el más sobresaliente es el asociado al desbordamiento de Monterrey, se tratan de fallas laterales que de acuerdo al desbordamiento es su sentido (Tardy, 1980).

La exploración petrolera ha permitido establecer los estilos de deformación, donde se observan grandes corrimientos de facies de cuencas sobre las plataformas calcáreas (Tardy, 1980). Tratar de explicar estos corrimientos en la RdZ podría ser azaroso, sin embargo, existen claras evidencias de ello, por ejemplo los niveles potenciales a generar movimientos horizontales (capa a capa), son los niveles ricos en carbón del Jurásico Medio, y los niveles incompetentes de arcillas localizados entre bancos competentes (Eguiluz De Antuñano, 2000).

En la RdZ, las facies terrígenas de Cahuasas presentan *"decollement"* sobre el basamento granítico, ayudado por las facies arcillosas o bien ricas en carbón. Los pliegues son muy amplios y morfológicamente presentan una topografía normal, es decir los anticlinales ocupando las partes altas. Las formaciones calcáreas del Cretácico son más sencillas a la deformación, en ellas se observa una tectónica de pliegues y cabalgaduras donde se destacan grandes desplazamientos horizontales a lo largo de los niveles incompetentes (lutitas o capas muy orgánicas) (Figuras 25 A y B).



Figura 25.- Movimientos capa a capa de las formaciones del Cretácico. Por encima y debajo de estos planos de corrimiento las unidades parecen estar sin deformación. Los movimientos capa a capa se llevan a cabo en facies de calizas arcillosas o bien en areniscas.

En forma general y debido a la vergencia del plegamiento y corrimiento, se tienen grandes planos inclinados suavemente en los flancos occidentales de las estructuras, y frentes con elevaciones muy pronunciadas hacia el poniente. Estos estilos de deformación son enmascarados con las rocas graníticas (Figura 26). Sin duda alguna, más del 40% de acortamiento sugerido por Eguluz De Antuñano, *et al.*, (2000), en la RdZ fue causado por movimientos capa a capa, más que por la intervención de niveles de yesos, que en la zona son poco frecuentes. En toda el área y sobre todo en una imagen de satélite, se aprecian fallas laterales de desgarres de la SMO de dirección general NE-SO, que hacen que algunos frentes sean más espectaculares que otros (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987). El río Apulco forma parte de estas estructuras, que controlaron la geometría de los desbordamientos de la sierra.

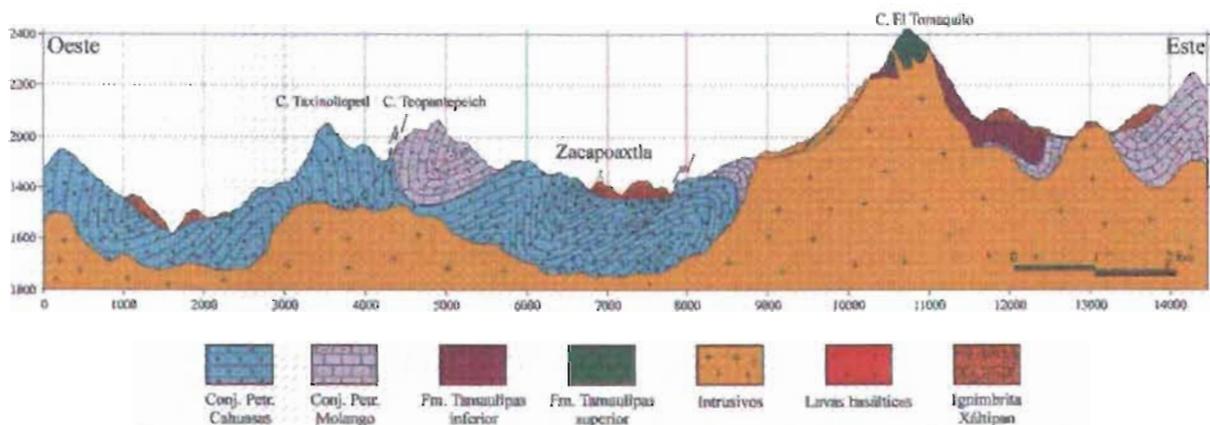


Figura 26.- Sección esquemática del plegamiento y litología de la región de Zacapoaxtla.

## IV.3.- SÍSMICA REGIONAL

### IV.3.a. Generación de sismos y zonas epicentrales próximas

Con base en los antecedentes sísmicos para la región de Zacapoaxtla y en la base de datos del Servicio Sismológico Nacional, se tiene que la zona de estudio (parte central del norte del Estado de Puebla) no generó sismos de magnitud mayor a los 5° (Richter) para el período 1964-1995 (Figura 27). Sin embargo, al sur de la región de Zacapoaxtla se observan, en las zonas epicentrales de Tehuacán, Pue., y costas de Oaxaca, una elevada densidad de registros cuyos efectos son sentidos en Zacapoaxtla.

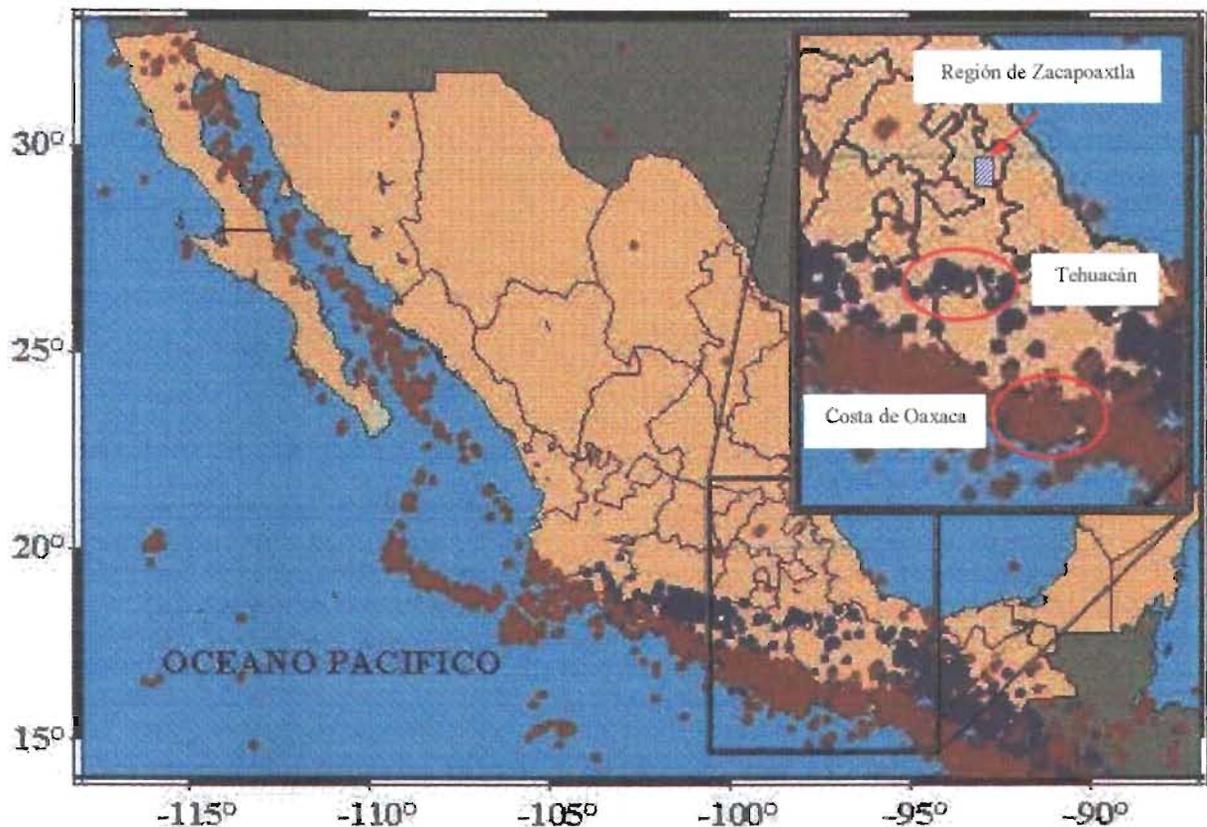


Figura 27.- Mapa de sismos de la República Mexicana con magnitudes mayores o iguales a 4.5 en la escala de Richter, registrados entre 1964 y 1995. Los puntos rojos representan sismos superficiales (profundidad menor a 50 km), mientras que los azules representan sismos con profundidades mayores a 50 km; las elipses rojas indican las zonas epicentrales de Tehuacán, Pue., y de la costa de Oaxaca (modificado del SSN, 2004a).

Como se observa en la figura 27, de acuerdo con los registros del SSN (2004a), se tienen sismos generalmente superficiales y someros (profundidad de 0 a 20 km y de 20 a 70 km, respectivamente) (Sauter, 1989) en las costas del Pacífico; mientras que intermedios y profundos (de 70 a 300 km y de 300 a 700 km, respectivamente) (Sauter, 1989), al interior del continente. Por otra parte, de un análisis de sismos simulados por Sánchez, *et al.*, (2002), se muestra que los eventos de subducción de mayor impacto en Puebla, son aquellos provenientes de la costa sureste del país; debido a que los eventos registrados en la parte suroeste, se ven atenuados de manera sustancial. De lo anterior, los sismos provenientes del Pacífico (costa de Oaxaca para este caso),

liberan mayor energía e impactan con mayor intensidad que los de la zona epicentral de Tehuacán. Ejemplo de ello, se encuentra en los sismos de Tehuacán y Oaxaca de 1999; éste último, con una profundidad de 42 km registró mayor intensidad en la región de Zacapoaxtla que el sismo de Tehuacán, de una profundidad de 60 a 80 km.

Sin embargo, los escenarios más críticos, se tienen cuando sismos superficiales se presentan al interior del continente, tal es el caso del sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920, que impactó sobremanera a los estados de Puebla y Veracruz, principalmente.

### IV.3.b. Isosistas

*b.1. Sismo de 1899.* De acuerdo con el daño registrado en la iglesia de Nuestra Señora de Guadalupe (Zacapoaxtla, Pue.), que consistió en la destrucción de la cúpula y daños importantes en los contrafuertes, y considerando además que el tipo de mampostería de la iglesia es del tipo C (ver apéndice II); la ciudad de Zacapoaxtla tuvo un registro de intensidad de entre VII y VIII (Mercalli Modificada).

*b.2. Sismo de Jalapa de 1920.* En relación con la información recopilada por las Comisiones del Instituto Geológico Mexicano (1920) que incluyen datos geológicos y sísmicos, así como un registro de daños producido por este sismo; Suter, *et al.*, (1996) presentan un mapa de isosistas (Figura 28) para la región afectada con intensidades máxima de X, en el epicentro, y mínima de IV, en la ciudad de Toluca (Edo. Mex). En este mapa, la región de Zacapoaxtla queda ubicada entre las isosistas V y VI en la escala de Mercalli Modificada.

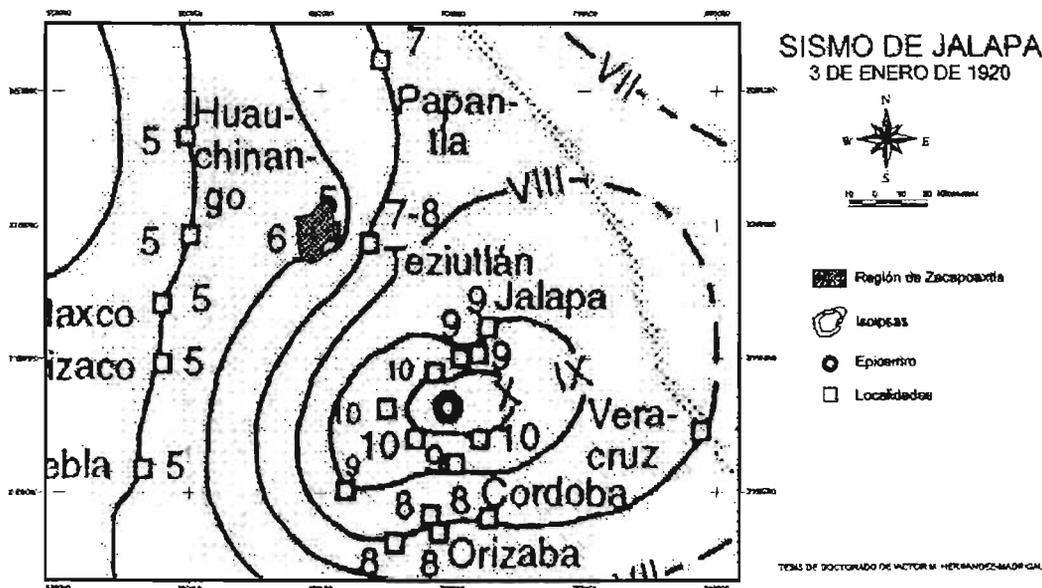


Figura 28.- Mapa de isosistas para el sismo del 3 de enero de 1920 (modificado de Suter, *et al.*, 1996). El polígono rosa representa la región de Zacapoaxtla.

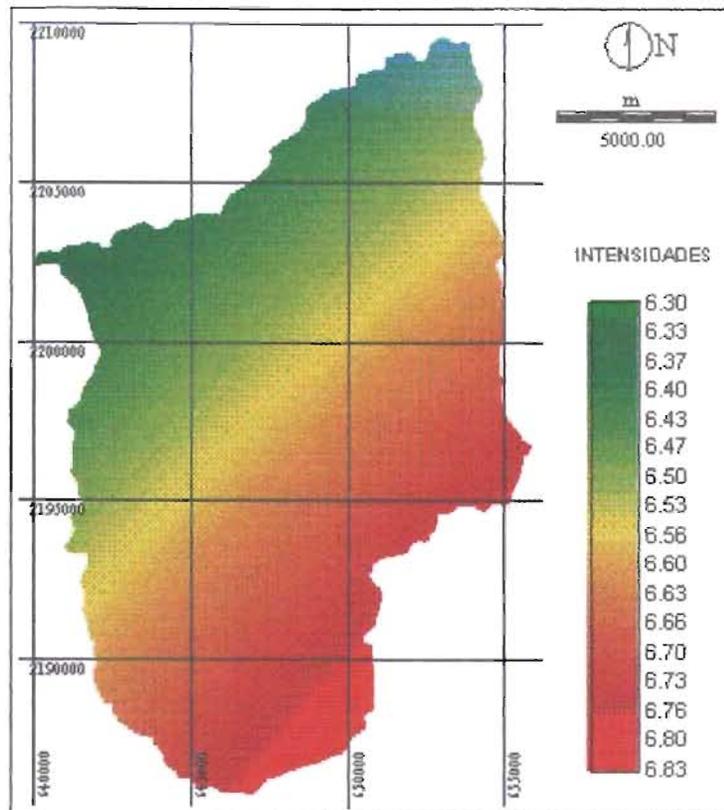


Figura 29.- Mapa de isosistas para la región de Zacapoaxtla, considerando los parámetros del sismo de Jalapa de 1920. El color rojo indica la tendencia a zonas de mayor intensidad, mientras que el verde corresponde a zonas de menor valor.

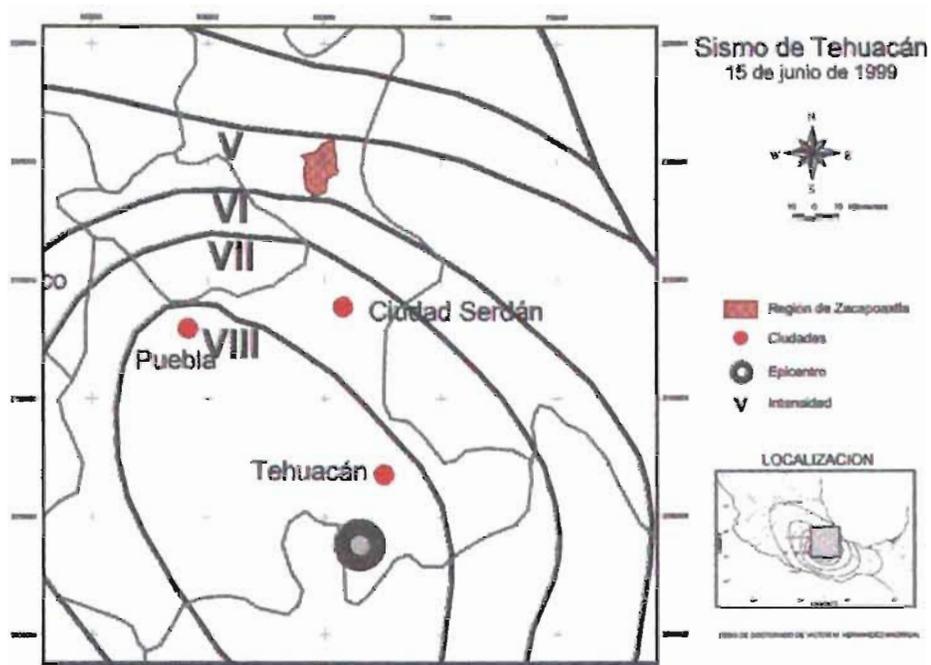


Figura 30.- Mapa de isosistas para el sismo de Tehuacán, Pue., del 15 de junio de 1999. (modificado de Gutiérrez, 1999; en Alcocer, et al., 1999). Los puntos rojos indican las ciudades más afectadas, mientras que el polígono rosa indica a escala la región de Zacapoaxtla.

Suter, *et al.*, (1996) con base en un análisis regresivo de la relación entre reportes individuales de intensidad (I) y de su distancia a los epicentros (x) que las generaron, encontraron que la relación exponencial que presenta menor desviación estándar en la definición de la atenuación de intensidad es:

$$I = a e^{-bx} \quad \text{ec. 21}$$

Donde:

I = Intensidad en la escala de Mercalli Modificada.

x = Distancia del punto de observación de la intensidad al epicentro.

a y b = Parámetros constantes.

Con el objeto de obtener un mapa de respuesta sísmica para la región de Zacapoaxtla, se calculó un mapa de intensidades (Figura 29) aplicando la función encontrada por Suter *et al.*, (1996), que define la atenuación de intensidad para el sismo de Jalapa (1920):

$$I = 9.848 e^{-(0.00435)(x)} \quad \text{ec. 22}$$

En la figura 29, se observa que las intensidades varían de 6.3 a 6.8° (MM), siendo la zona SE de mayor intensidad en comparación con la NO, donde los valores son menores; las isosistas, considerando la continuidad de colores, presentan una alineación NE-SO, perpendicular a la dirección del epicentro del sismo.

*b.3. Sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999.* El mapa de isosistas para este sismo, fue elaborado por Gutiérrez (1999; en Alcocer, *et al.*, 1999) y presentado por Alcocer, *et al.*, (1999) en su reporte de daños producido por el temblor; la máxima intensidad alcanzada fue de IX en el epicentro y la mínima de III, ésta última, registrada en ciudades tan lejanas como San Luis Potosí (SLP). En el recorte de dicho mapa (Figura 30) se puede observar a escala, la región de Zacapoaxtla con intensidades entre V y VI.

*b.4. Sismo de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999.* La intensidad máxima registrada para este temblor fue de VIII, según el mapa de isosistas presentado por Biltrán, *et al.*, (2002) (Figura 28). La región de Zacapoaxtla se ubica dentro de la banda de intensidades V, aunque muy cercana a la isosista IV. La atenuación de este sismo fue muy baja debido a su poca profundidad, sintiéndose en la mayor parte del sur del país.

#### **IV.3.c. Región sísmica**

De acuerdo al mapa de regiones sísmicas de la República Mexicana (Figura 32), propuesto por el SSN (2004b), la región de Zacapoaxtla queda incluida en la zona sísmica tipo B, que se caracteriza por no registrar sismos frecuentes y con aceleraciones que no sobrepasan el 70% de la aceleración del suelo.

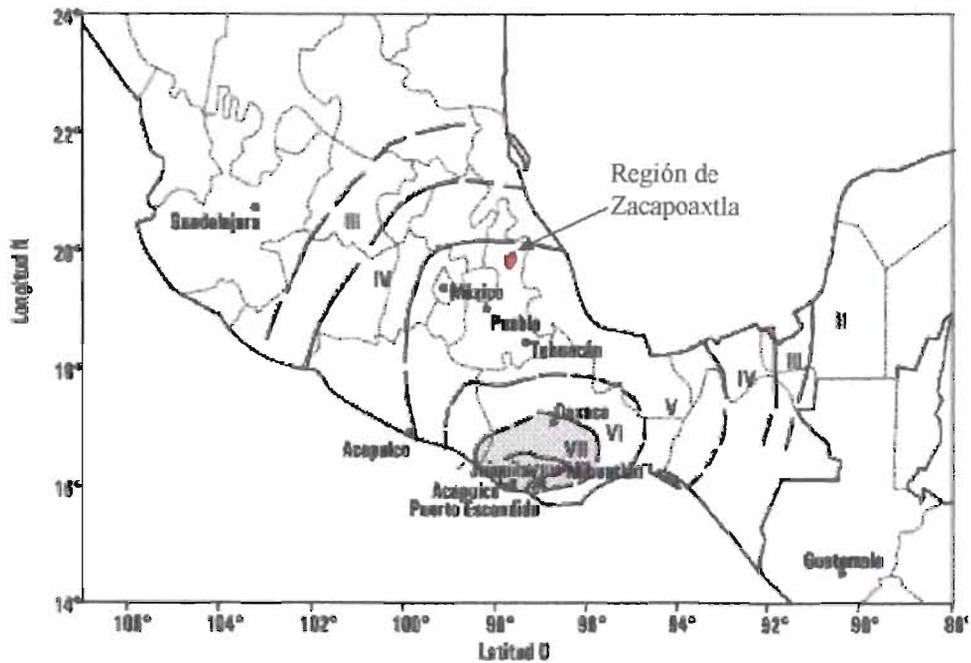


Figura 31.- Mapa de isosistas para el sismo de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999 (tomado de Biltrán et al, 2002).

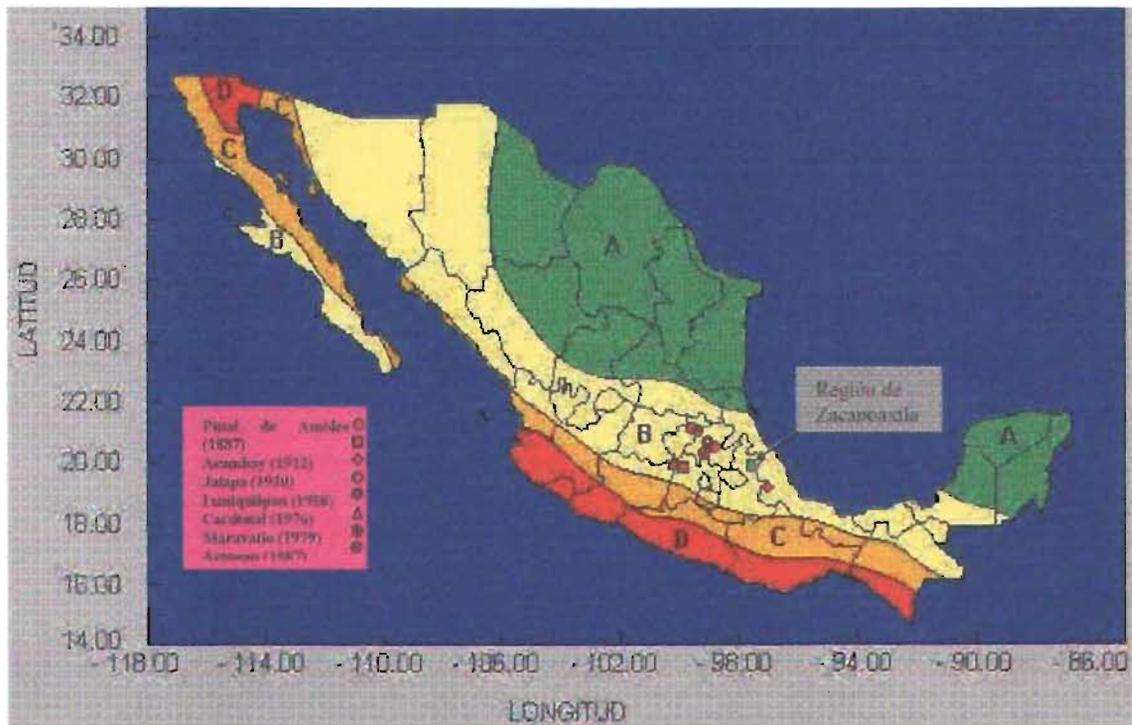


Figura 32.- Regiones sísmicas de la República Mexicana, con epicentros de sismos superficiales intraplaca ( $4.3 \leq M \leq 6.9$ ). El rectángulo verde indica la ubicación de la Región de Zacapoaxtla, mientras que el círculo rojo representa el epicentro del sismo de Jalapa de 1920 (modificado de SSN, 2004b)

Esta propuesta de regiones sísmicas, se fundamenta principalmente en eventos sísmicos asociados con la subducción de la fosa Mesoamericana (Engdhal, 1988; en Suter, *et al.*, 1996), y no considera la sismicidad superficial intraplaca de la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano, en donde se han registrado importantes sismos históricos de magnitud superior a 6° en las escala de Richter, como los de Pinal de Amoles (1887), Acambay (1912), Jalapa (1920), Ixmiquilpan (1950), Cardonal (1976), Maravatío (1979), Actopan (1987) y Landa (1989) (Suter, *et al.*, 1996).

Por otra parte, con base en el registro de sismos históricos de la región de Zacapoaxtla (Tabla 1, página 10), se tiene que de los terremotos de mayor magnitud, el sismo de Jalapa de 1920 fue el más próximo a la región de estudio, y además, considerando los mapas de isosistas presentados para los sismos de Jalapa, Ver. (1920); Tehuacán, Pue. (1999); y Oaxaca, Oax. (1999), la RdZ presenta intensidades máximas históricas que van de V a <VII (MM).

Finalmente, es importante mencionar que existen modelos matemáticos de procesos gravitacionales, que permiten medir y expresar la estabilidad del talud en condiciones estáticas (asísmico) y dinámicas (sísmico), pero que requieren de una evaluación de la aceleración crítica del terreno para determinar el desplazamiento permanente, que induce la formación de procesos de remoción en masa. Desafortunadamente no se cuenta con datos de aceleración crítica para la región de Zacapoaxtla, por lo que el aspecto sísmico no puede ser evaluado de forma cuantitativa como generador de PRM.

#### IV.4.- GEOMORFOLOGÍA

Dentro de los elementos morfoestructurales (Figura 33), la RdZ se localiza al NE del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) en una zona de transición entre este último y la Subprovincia Carso Huasteco, la cual es considerada como la región más meridional de la Provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO) (Lugo-Hubp, 1999).

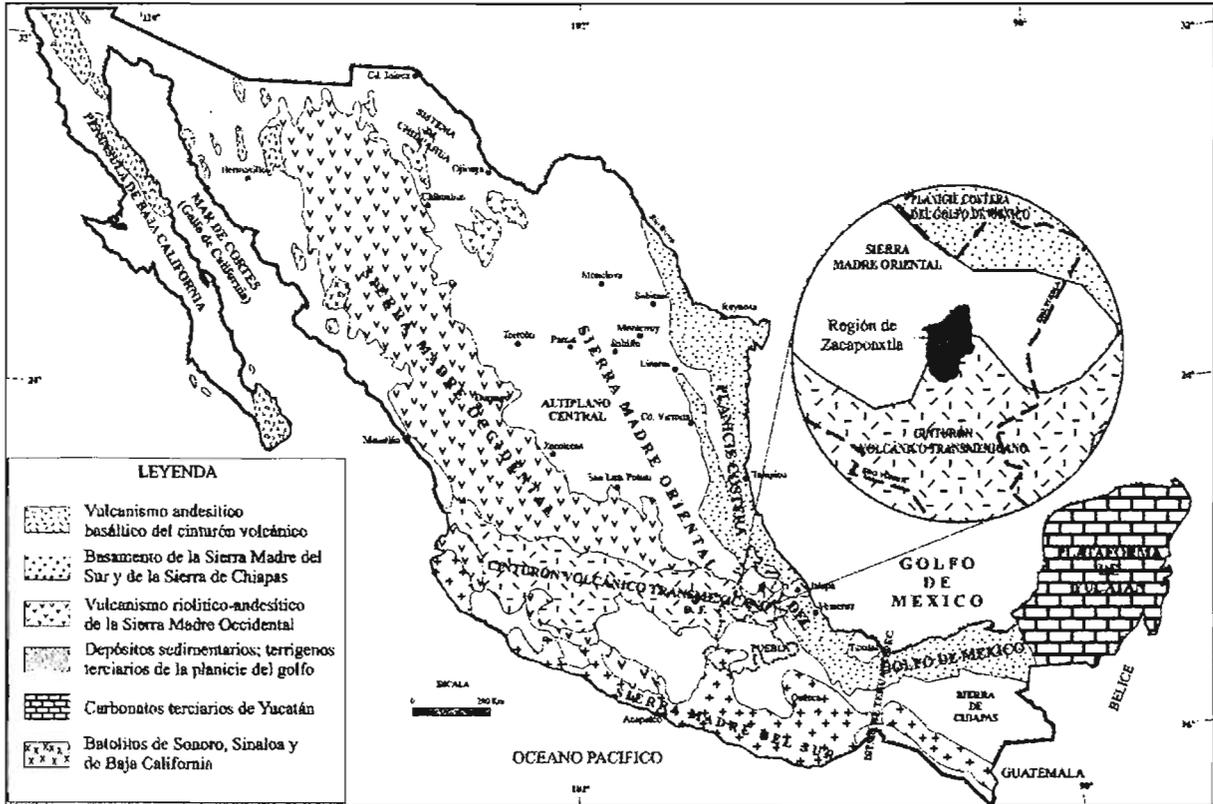
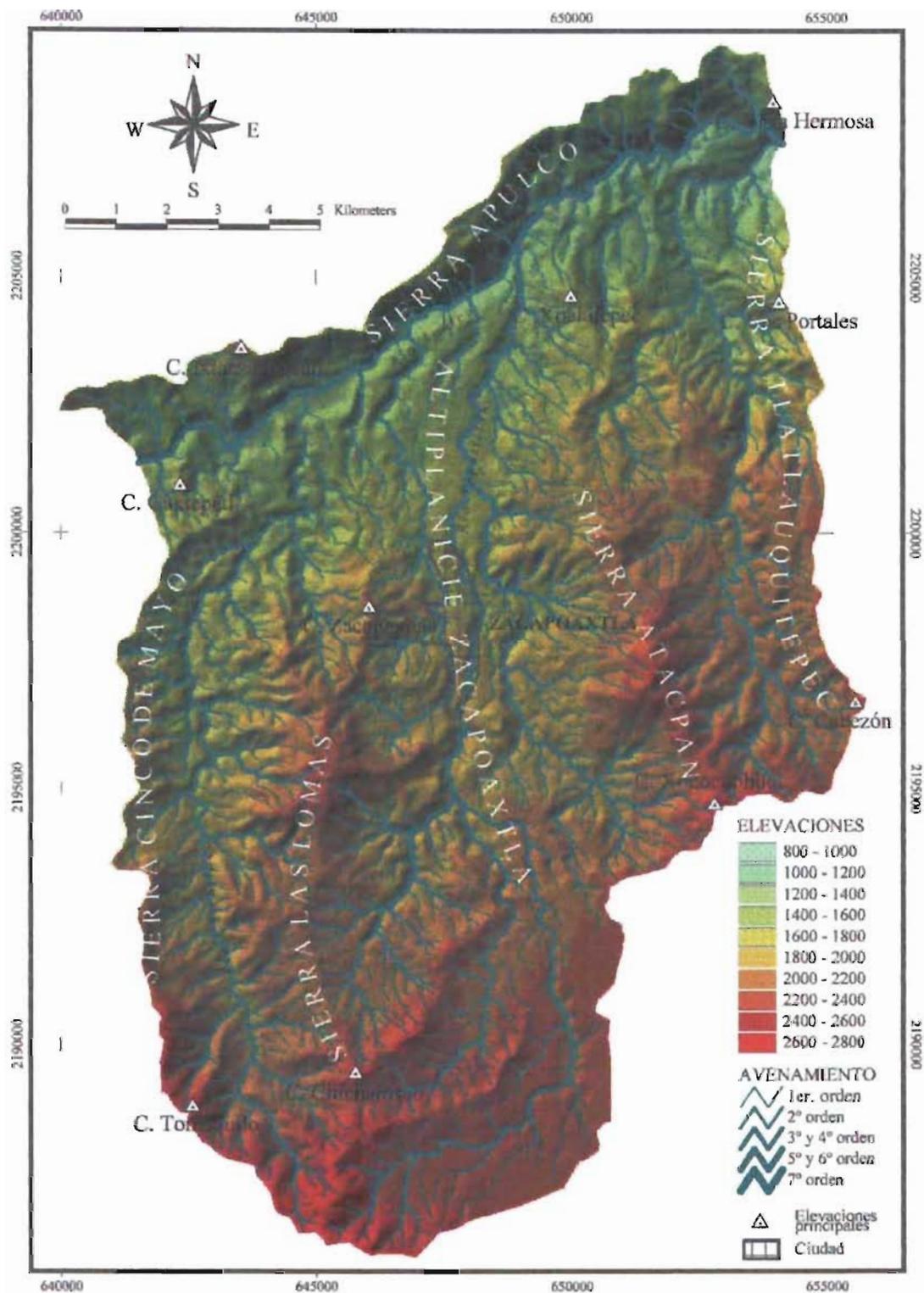


Figura 33.- Localización de la RdZ dentro de los elementos morfoestructurales. El círculo es la ampliación del área de estudio, obsérvese la conjugación de las provincias Sierra Madre Oriental y el CVTM (modificado de Morales y Garduño-Monroy, 1984).

El relieve de la RdZ resulta de la combinación de sierras y planicies disecadas por valles y profundos barrancos, producto de una erosión asociada a un clima de abundante precipitación, generadora de escurrimientos superficiales y ríos jóvenes que desembocan en el Golfo de México. En la RdZ se observó que las geofformas más antiguas, corresponden a sierras erosionadas compuestas de terrígenos y calizas plegadas e intrusionadas por cuerpos de granito, pertenecientes a la SMO, y que conforman con altitudes de entre 1,600 m y 2,400 m (Carta 2), las sierras: Cinco de Mayo, con elevaciones mayores representadas por los cerros Caxtepetl (1,702 m) y Tomaquilo (2,484 m), su parteaguas corresponde con la frontera oeste del área de estudio. Sierra Las Lomas con sus cerros Zacapeypan (2,047 m) y Chicharosco (2,461 m) como elementos conspicuos, se localiza en la parte centro occidental de la RdZ. Sierra Atacpan de la que sobresalen los cerros Xochitepec (1,684 m) y Xonocuohtla (2,482 m). Sierra Tlatlauquitepec, con elevaciones mayores en los cerros Los Portales (1,813 m) y Cabezón (2,000 m), su parteaguas representa la frontera E del área de interés.

Todas estas sierras con orientación N-S, son interrumpidas al norte por la sierra Apulco, de misma composición pero con orientación SO-NE, de donde sobresalen los cerros Ixtaczayogcan y Vista Hermosa con elevaciones de 1,900 m y 1,500 m, respectivamente.



Carta 2.- Carta de altimetría y avenamiento, con nomenclatura de Sierras de la región de Zacapoaxtla.

La parte central de la RdZ, es dominada por mesas formadas en depósitos de ignimbrita de hasta 100 m de espesor, asociadas a voluminosos depósitos de flujo piroclástico provenientes del sur, que cubrieron más del 50% de la superficie de la RdZ (Hernández-Madrigal, *et al.*, 2005). Estos depósitos débilmente soldados, presentan formas tabulares alargadas y ligeramente inclinadas hacia el N, limitadas por profundos barrancos con laderas pronunciadas, sobre las cuales en cada periodo de lluvia, es común observar PRM en forma de deslizamientos traslacionales, flujos de lodo y detritos, y en algunas ocasiones, hasta deslizamientos rotacionales profundos que afectan todo el cuerpo de la ladera. Para explicar mejor el relieve del área de estudio, se presenta a continuación la morfometría a través de la carta de pendientes y densidad de disección, y un análisis de la génesis del relieve.

#### IV.4.1.- Morfometría

*a.- Carta de pendientes.* El mapa de pendientes ajustado para la RdZ se muestra en la carta 3, con valores de pendiente agrupados en seis clases: 0°-3°, 3°-6°, 6°-11°, 11°-22°, 22-44 y >44°, conveniente para las condiciones del relieve de la zona de estudio, y que representan las siguientes superficies:

Plana (0°-3°), asociada principalmente a la superficie de los depósitos piroclásticos, que rellenaron antiguos barrancos entre las sierras Cinco de Mayo, Las Lomas y Atocpan. En la parte central de la RdZ, este rango de inclinaciones caracteriza a la planicie Zacapoaxtla. La formación de suelo en depósitos piroclásticos con esta inclinación, es producto del movimiento preferencial vertical que sigue el agua infiltrada a través de la roca, dándose así, bandas delgadas de suelo con inclinación suave y escasa presión hidrostática lateral, por lo que la remoción puede considerarse nula. Por otra parte, terrazas fluviales de poca extensión localizadas en Valle Escondido, al noroeste de la ciudad de Zacapoaxtla, son consideradas también dentro de este rango de inclinación.

Ligeramente inclinada (3°-6°), corresponden a superficies localizadas, principalmente, en la parte superior de la corona, en flancos del depósito piroclástico, por lo que en la RdZ, se observan rodeando a las superficies de la categoría anterior. Estas pendientes presentan remoción poco significativa y bajo desarrollo de barrancos.

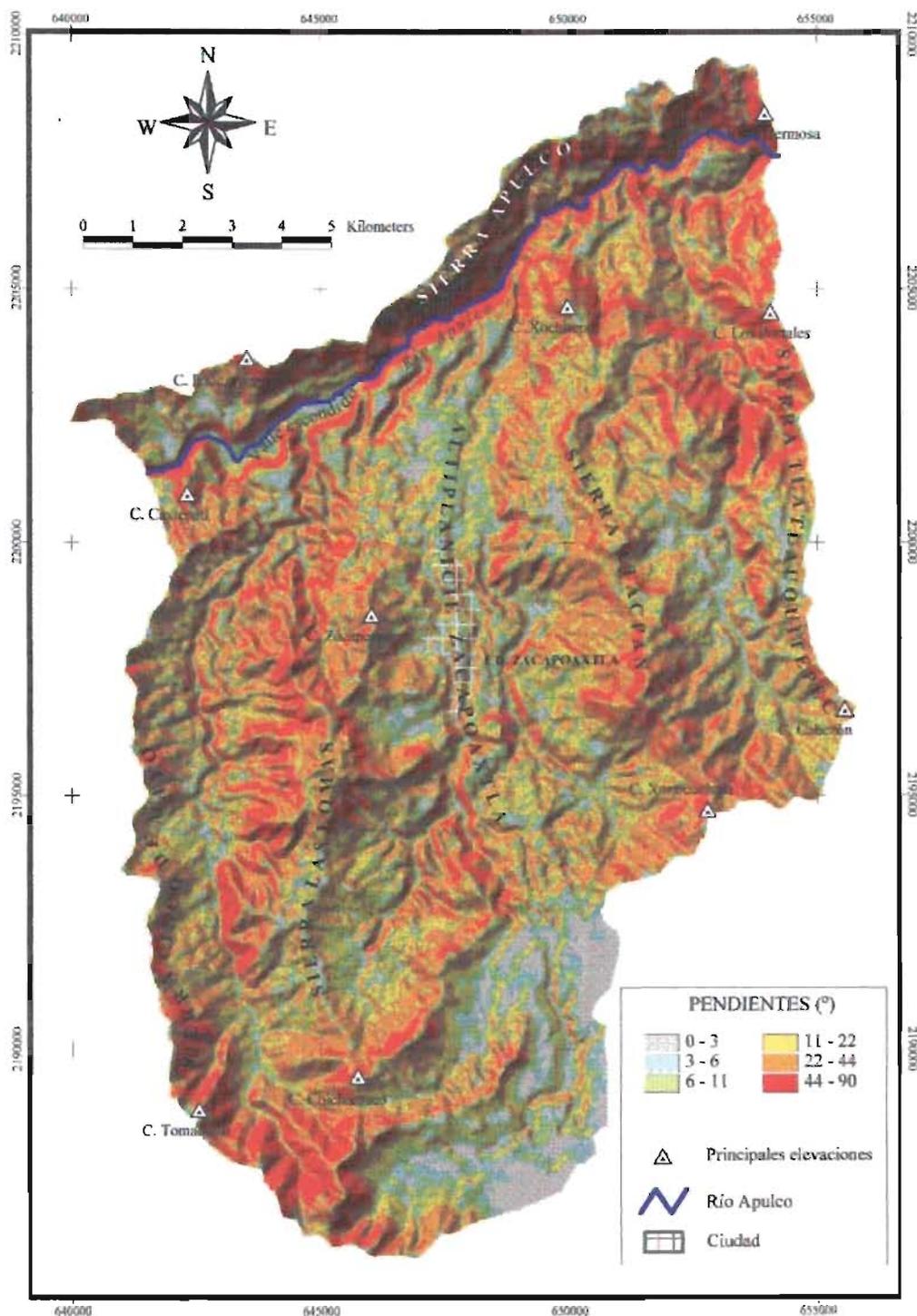
Inclinadas (6°-11°). Superficies localizadas principalmente en lomeríos y coronas de flancos de depósitos piroclásticos. En este tipo de superficies, el inicio de un movimiento lateral del agua infiltrada, propicia la eluviación, es decir el arrastre de las sustancias solubles o coloidales del suelo que lleva a la formación de horizontes eluviales, así como presiones hidráulicas laterales, teniéndose entonces, el desarrollo de procesos de remoción en masa superficiales, generalmente en forma de reptación y deslizamientos traslacionales de suelos, además, del desarrollo de barrancos.

Moderadamente inclinado (11°-22°), corresponden a laderas bajas de piedemonte de las distintas sierras que integran a la RdZ, así como lomeríos conspicuos y flancos de depósitos piroclásticos. En estas superficies la formación de terrazas es común, asociadas a una remoción que comienza a ser más intensa y profunda, en congruencia con un desarrollo mayor de barrancos.

Muy inclinadas (22°-44°), con dominio en laderas de piedemonte y algunas franjas en flancos de depósito piroclástico, especialmente en aquellos de gran espesor (75-100 m). El desarrollo de barrancos es intenso al igual que la generación de procesos de remoción.

Escarpada (>44°), superficies asociadas a espejos de fallas y anticlinales en unidades de la Sierra Madre Oriental, identificadas además con laderas de cuerpos intrusivos y del volcán

Apaxtepec, así como en grandes paredes presentes en los frentes del depósito de la ignimbrita soldada. En la ignimbrita no soldada, estas pendientes se observan en flancos de depósitos de hasta 100 m de espesor, y en bancos de material en donde se observan paredes de hasta 20 m de altura totalmente verticales. Volcamientos, caídas y deslizamientos, son remociones comunes en estas pendientes.



Carta 3.- Carta de pendientes de la región de Zacapoaxtla. A partir del MDE de la carta Teziutlán (INEGI, 2001), resolución: 50 m.

*b.- Densidad de Disección (Carta 4)*, el valor de densidad de cauces en la RdZ va de 0 a los 5 km/km<sup>2</sup>, y se describe mediante los siguientes intervalos:

Anomalías negativas (valores de 0 a 1 km/km<sup>2</sup>). Se observan principalmente al sur de la RdZ, en la porción sur de la mesa de Zacapoaxtla, la cual es formada por depósitos de flujos piroclásticos provenientes de la caldera Los Humeros; indican superficies de baja inclinación con rara actividad erosiva.

Valores medios (de 1 a 2.5 km/km<sup>2</sup>). Visibles principalmente al norte y sur de la carta 4. Corresponden a depósitos de la ignimbrita Xáltipan, con pendientes muy suaves y bajo número de cauces debido a la elevada conductividad hidráulica de los materiales.

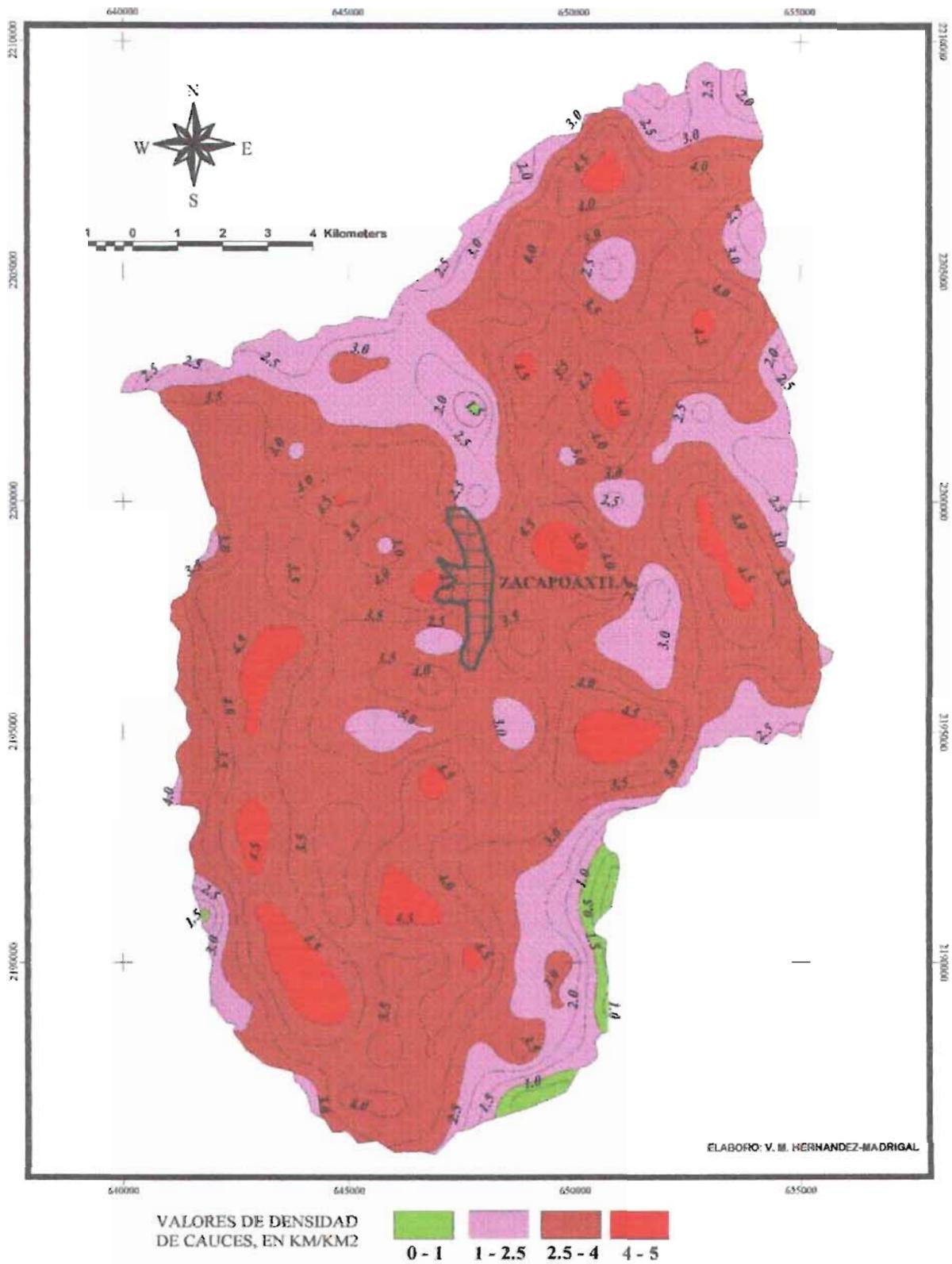
Valores altos (de 2.5 a 4 km/km<sup>2</sup>). Ampliamente distribuidos en la RdZ, asociados a: 1) Algunas superficies de unidades sedimentarias con planos de estratificación perpendiculares a la superficie de ladera, que facilitan la infiltración y disminuyen el escurrimiento. 2) Partes altas de montañas en donde un avenamiento dendrítico inicia a ser formado.

Anomalías positivas (de 4 a 5 km/km<sup>2</sup>). Se identifican varias áreas aisladas distribuidas en toda la región. En general, estas anomalías corresponden a partes media y baja, de elevaciones montañosas del Cretácico-Terciario densamente fracturadas, y a superficies de cuerpos intrusivos intemperizados, donde el avenamiento dendrítico presenta su máximo desarrollo; corroborándose que estas unidades son más susceptibles a la erosión. Al NE de la carta 4, las agrupaciones de estos valores tienden a ser más aisladas debido a la diversidad de litologías que ahí predominan.

**IV.4.2.- Génesis del relieve**, se describe mediante las siguientes unidades geomorfológicas, que se pueden observar en la carta 5:

*a.- Relieve Endógeno (volcánico-acumulativo)*. Definido por un vulcanismo cuaternario, que por su relativa juventud se encuentra poco alterado por los procesos exógenos, es conformado por una serie de depósitos volcánicos por lo que comprende:

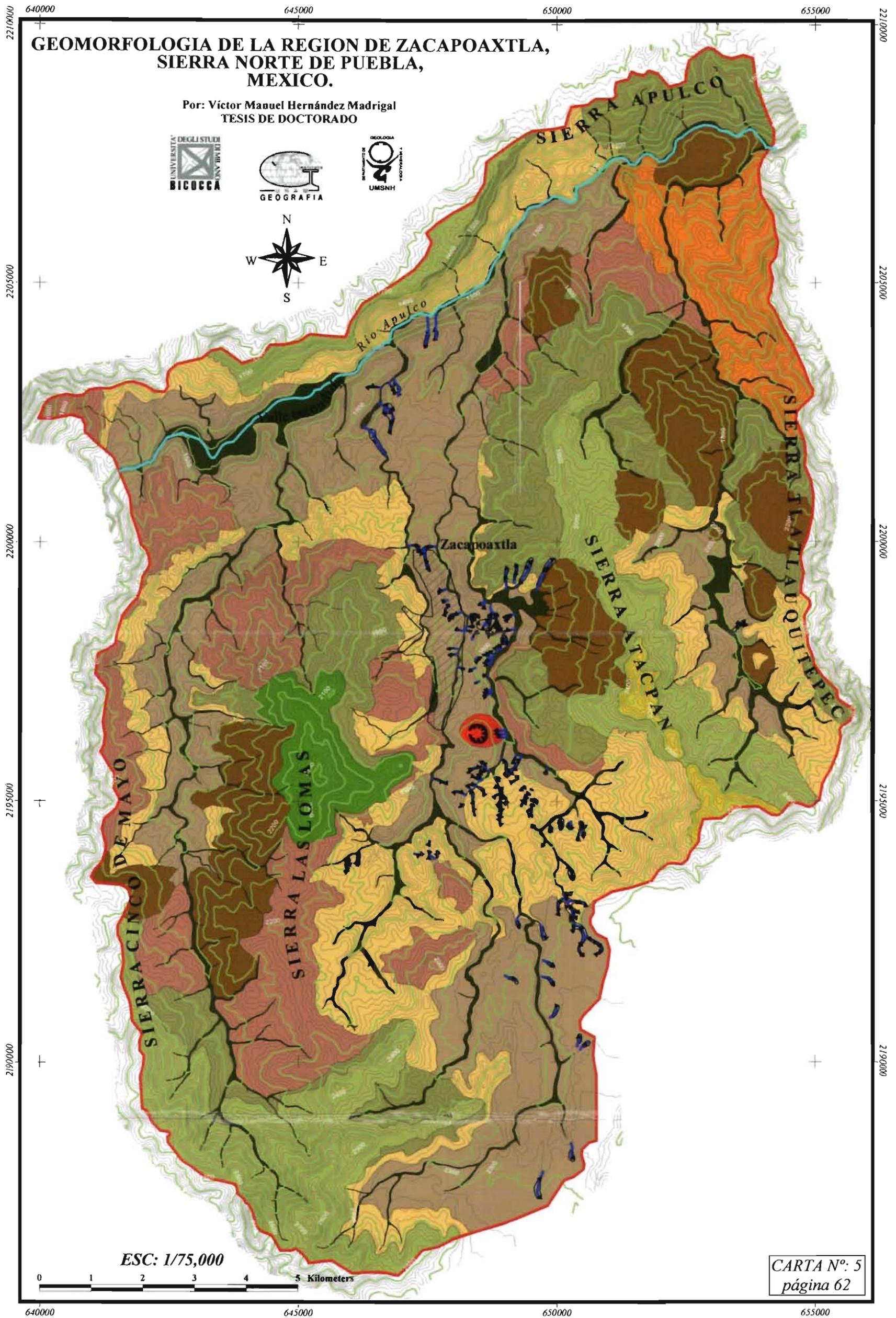
- Rampas constituidas por flujos piroclásticos pertenecientes a la ignimbrita Xáltipan, se observan relleno de zonas bajas de cañones en el río Apulco, y barrancos intermontanos de las sierras Cinco de Mayo, Las Lomas, Atacpan y Tlautlauquitepec. Estas rampas alargadas en dirección S-N, ligeramente inclinadas al norte, corresponden a depósitos de ignimbrita no soldada con matriz del tamaño del *lapilli*, de hasta 100 m de espesor. En los márgenes del Río Apulco, la ignimbrita no soldada es soportada por otra de mayor soldamiento, observándose en el frente del depósito escarpes verticales con alturas mayores a los 100 m.
- Taludes constituidos por flujos piroclásticos localizados en laderas. Corresponden a depósitos de ignimbrita no soldada de bajo espesor (1 a 10 m), que tienden a “mantelar” a las laderas bajas de las sierras de la región. En excavaciones sobre este tipo de taludes, una vez que es retirado el nivel de ignimbrita, es común encontrar niveles de paleosuelos y unidades del Mesozoico.
- Laderas de volcán semienterrado, representan la superficie del cono cinerítico del volcán Apaxtepec, localizado al SE de la ciudad de Zacapoaxtla. Las laderas de la parte meridional y oriental del volcán, se observan semi cubiertas por depósitos de la ignimbrita Xáltipan.



Carta 4.- Densidad de disección de cauces. Calculada a partir de datos vectoriales (hidrografía) de la carta Teziutlán (INEGI, 2001b).

# GEOMORFOLOGIA DE LA REGION DE ZACAPOAXTLA, SIERRA NORTE DE PUEBLA, MEXICO.

Por: Víctor Manuel Hernández Madrigal  
TESIS DE DOCTORADO



ESC: 1/75,000

0 1 2 3 4 5 Kilometers

CARTA N°: 5  
página 62

## EXPLICACION

### RELIEVE ENDOGENO

- Rampas constituidas por flujos piroclásticos
- Taludes constituidos por flujos piroclásticos localizados en laderas.
- Laderas de volcán semi enterrado.

### RELIEVE ENDOGENO MODELADO

- Montañas y laderas del Plioceno
- Elevaciones igneas intrusivas del Triásico al Terciario Superior

- Elevaciones aisladas en forma de arqueta, bovedas suaves y flancos abruptos; del Cretacico Medio
- Montañas plegadas y escalonadas del Cretacico Inferior
- Elevación aislada de calizas y lutitas del Jurásico Superior
- Premontañas de calizas y lutitas del Jurásico Superior
- Montañas y laderas de limonitas y areniscas del Jurásico Medio

### RELIEVE EXOGENO

- Valles intermontanos (cañones).

### SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- Cárcevas
- Volcán monogenético
- Centro urbano

**b.- Relieve endógeno modelado (relieve estructural).** Este tipo de relieve es controlado por eventos intrusivos y metamórficos, en combinación con sistemas de fracturas y plegamientos, resultado de una actividad endógena que dió origen a la Sierra Madre Oriental.

Montañas y laderas del Plioceno, con fuerte disección. Comprende elevaciones montañosas pertenecientes a la formación Teziutlán. La disección fuerte, es producto de la antigüedad y del alto grado de fractura del material. Este tipo de forma se localiza al N de la sierra Tlatlauquitepec.

Elevaciones ígneas intrusivas del Triásico al Terciario Superior, corresponden a laderas con disección media a alta, localizadas en afloramientos de cuerpos intrusivos graníticos y granodioríticos. En el flanco oeste de la sierra Atacpan, se tiene el afloramiento de granito de mayor disección de la región, debido al elevado grado de intemperización en que se encuentra. Sobre esta ladera se distinguen importantes cuerpos de remoción en masa, sobre los cuales “cabalgan” bloques de calizas. Los escarpes principales de estos cuerpos, definen el límite E del afloramiento, en las cotas superiores de la sierra Atacpan

Elevaciones aisladas en forma de arqueta, bóvedas suaves y flancos abruptos, del Cretácico Medio, se encuentran en la formación Tamaulipas Superior, en la cima de la Sierra Atacpan, presentando una disección que va de media a alta, en respuesta a niveles de calizas plegadas y fracturadas.

Montañas plegadas y escalonadas del Cretácico Inferior, pertenecientes a la formación Tamaulipas inferior, con densidad de disección alta, dado el fuerte plegamiento de las rocas calizas que las constituyen. Se localizan principalmente en la sierra Atacpan y al sur de la sierra Cinco de Mayo.

Elevación aislada de calizas y lutitas del Jurásico Superior, se relaciona con un nivel superior del Conjunto Petrotectónico Molango, con forma de bóveda y flanqueado por laderas muy pronunciadas. La única geoforma de este tipo, se localiza al oeste de la ciudad de Zacapoaxtla, al centro de la sierra Las Lomas, con una disección media-alta.

Premontañas de calizas y lutitas del Jurásico Superior, pertenecientes al mismo Conjunto Petrotectónico anterior, pero con una disección que va de alta a muy alta, asociada a un fuerte plegamiento y fracturamiento de las unidades que la componen. Se observan principalmente al norte de las sierras Las Lomas, Atacpan y Tlatlauquitepec.

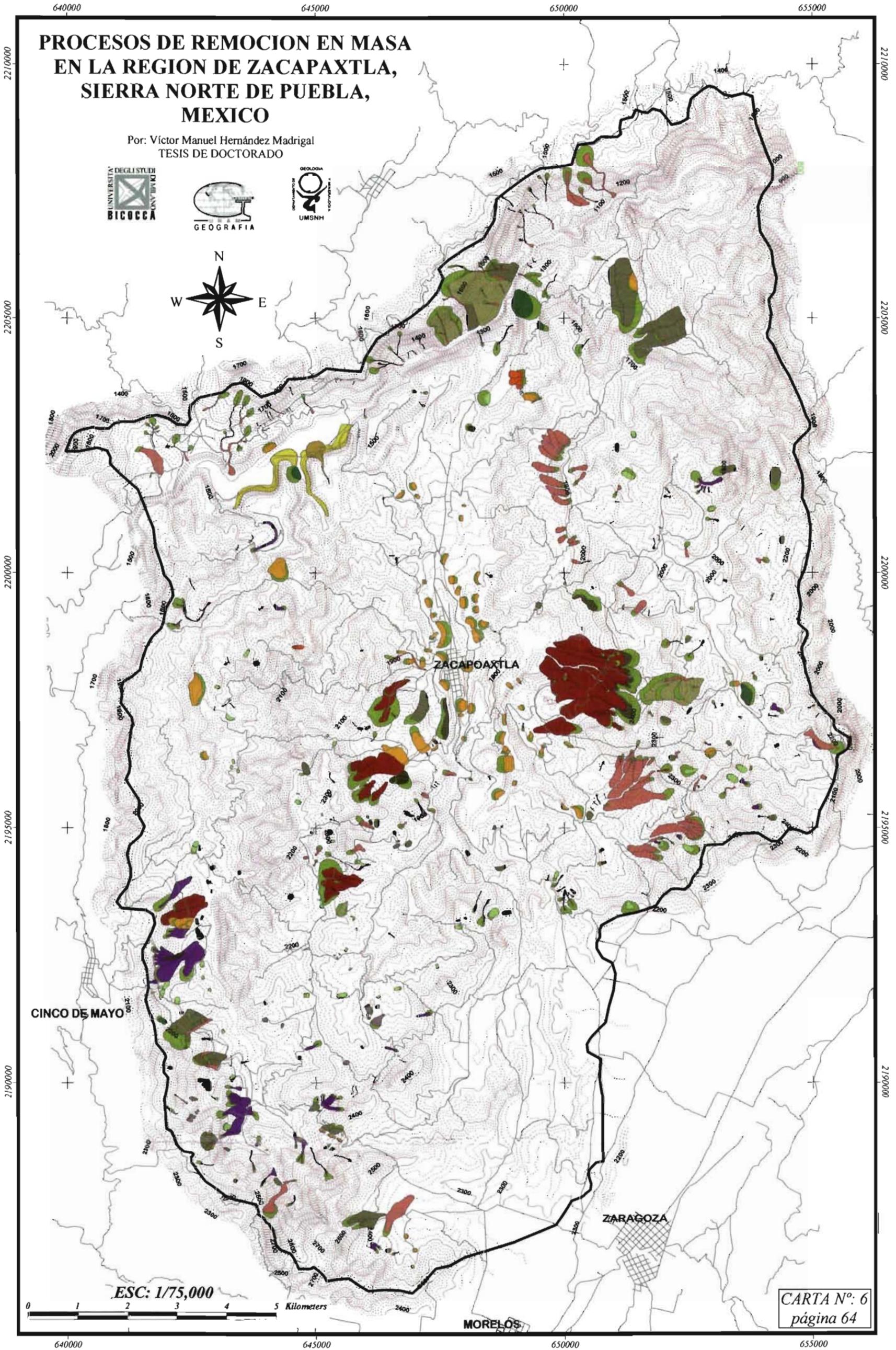
Montañas y laderas de limonitas y areniscas del Jurásico Medio, corresponden a las unidades más antiguas de la región, pertenecientes al Conjunto Petrotectónico Cahuasas. Debido al elevado grado de fracturamiento y descomposición en su litología, esta unidad presenta la más alta densidad de disección del área de estudio. Se encuentra distribuida preferentemente, en la sierra Las Lomas y norte de la sierra Cinco de mayo. La mayoría de las laderas bajas de esta unidad, se encuentran sepultadas por el relieve endógeno (volcánico-acumulativo), descrito con anterioridad.

**c.- Relieve Exógeno.** Representado por:

- ↓ Valles intermontanos (cañones), que se caracterizan por ser valles erosivos profundos, como el del río Apulco, en combinación con planicies y terrazas fluviales, ésta últimas, visibles en Valle Escondido, donde se observan con granulometría gruesa (detritos y gravas). En los afluentes del río Apulco, es decir, en los valles intermontanos perpendiculares a la sierra Apulco, se distinguen terrazas de menor dimensión y con granulometría más fina, especialmente en las áreas del depósito piroclástico no soldado, en donde predominan las arenas y limos.

# PROCESOS DE REMOCION EN MASA EN LA REGION DE ZACAPOAXTLA, SIERRA NORTE DE PUEBLA, MEXICO

Por: Víctor Manuel Hernández Madrigal  
TESIS DE DOCTORADO



## Procesos de Remoción en Masa

- CR- Caída de rocas
- CD- Caída de detritos
- CSS- Caída de suelos
- DRSR- Deslizamiento rotacional simple en rocas
- DRSD- Deslizamiento rotacional simple en detritos
- DRSS- Deslizamiento rotacional simple en suelos
- DRMD- Deslizamiento rotacional múltiple en detritos
- DRSCD- Deslizamiento rotacional sucesivo en detritos

## EXPLICACION

- DTBR- Deslizamiento traslacional en bloques de roca
- DTBD- Deslizamiento traslacional en bloques de detritos
- DTS- Deslizamiento traslacional de suelos
- DTR- Deslizamiento traslacional en rocas
- DTD- Deslizamiento traslacional de detritos
- FR- Flujos en roca
- FD- Flujos de detritos
- FS- Flujos en suelos

- BS.- ESCARPE DE PRM
- CAL.- Conoide aluvional

- ### Otros elementos
- Topografía
  - Carreteras
  - Poblaciones

CARTA N°: 6  
página 64

Uno de los fenómenos de gran influencia en el desarrollo del relieve exógeno de la RdZ, en particular del relieve acumulativo, lo constituyen los procesos de remoción en masa en sus diferentes tipologías. Mediante la fotointerpretación de imágenes aéreas, se realizó un inventario de estos procesos gravitativos, los cuales se describen a continuación.

#### IV.4.3.- Procesos de remoción en masa en la RdZ

El fenómeno de remoción en masa, definido como el desplazamiento hacia abajo de los materiales que integran el cuerpo de una ladera, se desarrolla con diferentes etapas, según sea el tipo de deformación gravitacional, y además, en función de los factores determinantes (litológicos, geotécnicos y geométricos), y detonantes (climáticos, sísmicos y antrópicos). En la RdZ, estos fenómenos gravitacionales se presentan con una gran intensidad y de formas variadas, siendo posible observar en una misma ladera, hasta más de tres tipos de PRM actuando al mismo tiempo.

En el área de estudio, depósitos y escarpes de remociones en masa, recientes y antiguas, fueron identificados con base en fotografías aéreas escala 1:50,000. La digitalización y clasificación de cada una de las inestabilidades de ladera, permitió la cuantificación de eventos y área involucrada (Tabla 3), así como la obtención de la carta de procesos de remoción en masa para la región de Zacapoaxtla (Carta 6), en la que se observan los tipos y subtipos de inestabilidad, que serán descritos a continuación.

Tabla 3.- Área de afectación por PRM en la RdZ.

CLAVE	TIPOLOGIA	CANT.	Area (Ha)	
			Total	Media
CR	Caida de rocas (rock fall)	9	27.788	3.088
CD	Caida de detritos (debris fall)	5	52.713	10.543
CSS	Caida de suelos (soil fall)	4	0.336	0.084
DRSR	Deslizamiento rotacional simple en rocas	5	31.588	6.318
DRSD	Deslizamiento rotacional simple en detritos	72	135.763	1.886
DRSS	Deslizamiento rotacional simple en suelos	35	22.011	0.629
DRMD	Deslizamiento rotacional multiple en detritos	10	9.868	0.987
DRSCD	Deslizamiento rotacional sucesivo en detritos	2	6.340	3.170
DTBR	Deslizamiento traslacional en bloques de roca	6	134.973	22.496
DTBD	Deslizamiento traslacional en bloque de detritos	11	9.289	0.844
DTS	Deslizamiento traslacional de suelos (slab slide)	63	47.968	0.761
DTR	Deslizamiento traslacional en rocas (rock slide)	13	41.621	3.202
DTD	Deslizamiento traslacional de detritos (debris slide)	54	203.469	3.768
FR	Flujos en roca (rock flow)	48	341.060	7.105
FD	Flujos de detritos (debris flow)	183	285.212	1.559
FS	Flujos en suelos (soil flow-mudflow)	171	139.961	0.818
CAL	Conoide aluvional	5	12.502	2.500
BS	Escarpes asociados a PRM	639	524.790	0.821
TOTAL:		1335	2027.242	1.519

##### a.- Caída

Este tipo de inestabilidad consiste de un movimiento en caída libre del material desprendido de una superficie muy inclinada (vertical o semivertical), que al impactarse en el pie del talud, desarrolla una serie de rebotes y rodamientos para posteriormente ser depositado en el pie del mismo talud o a distancias más retiradas. En general este tipo de fenómeno gravitacional, es

condicionado por discontinuidades en el macizo rocoso que favorecen la separación y funcionan como planos donde se desarrolla el desprendimiento. La presencia de agua funciona como detonante, debido a que provoca importantes presiones hidráulicas que actúan en las paredes de las juntas y grietas, propiciando la separación de los bloques; y como elemento erosivo que elimina los contactos puntuales (puentes verticales) de roca intacta existente entre los bloques. Sin embargo es importante destacar que este tipo de inestabilidad se puede presentar aun en ausencia de cuerpos de agua, pues en muchos casos el fenómeno es el resultado de esfuerzos expansivos provocados por la fuerza de gravedad asociada a su propio peso (Augustinus y Selby, 1990; en Selby, 1991).

En la región de Zacapoaxtla se tienen inestabilidades en forma de caídas, principalmente en escarpes de falla, taludes de bancos de material y cortes carreteros, todos ellos formados en rocas densamente fracturadas de calizas, conglomerados, areniscas, brechas volcánicas e ignimbritas. Con base en la dimensión de los fragmentos removidos, se distinguen los siguientes subtipos de caídas:

*a.1.- Caídas de rocas (CR)*, es el conjunto de caídas que afectan específicamente a cuerpos rocosos. Las masas en movimiento en la RdZ, presentan amplios rangos de tamaños que van desde fragmentos de rocas de más o menos un metro de diámetro (Figura 34 A, B), hasta bloques de varios metros de diámetro, éstos últimos se observan al pie de grandes escarpes, en la ladera oeste del cerro “El Tomaquilo” (Figura 43). En la carta 6 y tabla 3, se presentan solo nueve registros de remoción con este tipo, que corresponden a amplios depósitos visibles en las fotografías aéreas.

*a.2.- Caídas de detritos (CD)*, corresponde al desprendimiento y caída de pequeños fragmentos de rocas cuyas dimensiones van desde el tamaño de las gravas hasta menos de un metro de diámetro. En la RdZ este tipo de remoción se presenta principalmente en bancos de material, donde la ignimbrita soldada y rocas terrígenas son aprovechadas como materiales constructivos (Figura 34 C y D, respectivamente). En el área de estudio se tienen cinco depósitos asociados a este tipo de desprendimiento, siendo los de Valle Escondido, al norte del área de estudio, los más amplios.

*a.3.- Caída de suelos (CSS)*. Este tipo de inestabilidad se observa principalmente en taludes de carreteras, donde el trazo del camino corta depósitos importantes de suelos y paleosuelos (Figura 34 E). La erosión en el pie y cuerpo del talud, provoca que niveles superiores de material colapsen por caída libre al perder el apoyo en la base. Este tipo de inestabilidad se observa principalmente durante el periodo de secas, cuando el material arcilloso comienza a sufrir contracción. El número de eventos con esta categoría, es de apenas cuatro, con una extensión de afectación de menos de media hectárea en total.

Los dos últimos subtipos de caídas, son detonadas por acciones de origen antrópico y pueden ser manejadas y controladas, practicando técnicas adecuadas de explotación en los bancos de material, y mediante el empleo de geotextiles en los taludes de carreteras. Sin embargo, la caída de bloques de rocas por ser un fenómeno detonado por factores naturales, ocurre de manera repentina e inesperada removiendo importante volúmenes de material, que ponen en riesgo a algunos asentamientos humanos que comienzan a formarse próximos a los escarpes donde el material es removido.

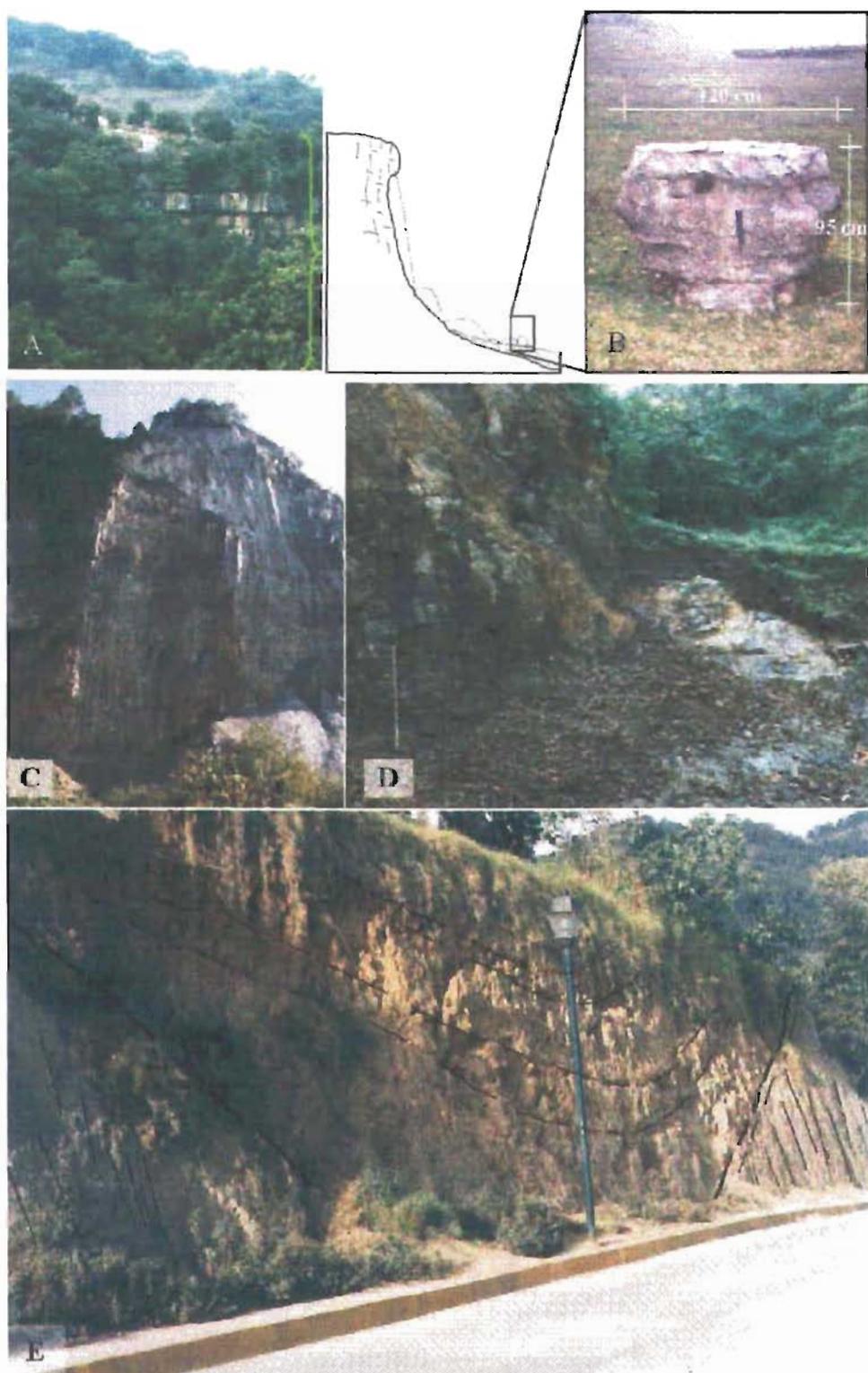


Figura 34.- Procesos de remoción en masa en forma de caídas para la RdZ. A y B, caídas de bloques de rocas calizas. C y D, caídas de detritos en ignimbritas y sedimentarias. D, caída de suelos.

### ***b.- Deslizamiento rotacional***

Este tipo de inestabilidad se desarrolla a lo largo de una superficie de cortante con forma curva, produciendo irregularidades morfológicas que pueden ser fácilmente identificadas a partir de fotografías aéreas, tal es el caso de anomalías en el patrón de drenaje comparado con el que predomina en rededor (Crozier, 1984, en Dikau, *et al.*, 1996), la forma típica en herradura que adopta su escarpe principal, así como por fracturas concéntricas, basculamiento de la cabeza del cuerpo hacia el escarpe principal y acumulación lobular al pie con presencia de agrietamiento radial.

En la RdZ es común este tipo de remoción, afectando materiales homogéneos naturales cohesivos tales como depósitos de paleosuelos y capas rojas de la formación Cahuwasas, y no cohesivos como los depósitos de la ignimbrita Xáltipan y macizos de rocas sedimentarias densamente fracturadas. En función de las superficies de deslizamiento involucradas en el movimiento, Dikau, *et al* (1996) distinguen tres subtipos de deslizamientos rotacionales, que son visibles en la RdZ:

*b.1.- Deslizamiento rotacional simple*, corresponde al deslizamiento rotacional mas sencillo, en donde el proceso de remoción se desarrolla sobre una sola superficie de cortante. Con base al material involucrado por el deslizamiento, en la RdZ se tienen los siguientes subtipos: *deslizamiento rotacional simple en rocas (DRSR)* con 5 registros, *deslizamiento rotacional simple en detritos (DRSD)* con 72 eventos, y *deslizamiento rotacional simple en suelos (DRSS)* con 35 depósitos.

En el inventario de procesos de remoción en masa (Carta 6), se observa que los DRSD afectan principalmente, a laderas del depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada. En la ciudad de Zacapoaxtla, este tipo de inestabilidad modeló gran parte de sus laderas, siendo posible identificar en la actualidad los remanentes de los cuerpos y escarpes principales (Figura 35 A y C). La mancha urbana de la ciudad, una vez cubierta la planicie del depósito piroclástico, ha comenzado en las últimas tres décadas, a invadir la mayoría de las superficies de estos antiguos deslizamientos (Figura 35 D). Debido a que no existen programas de monitoreo, no se sabe con certeza el estado de actividad que guarden dichas inestabilidades, sin embargo, comienzan a ser visibles grietas paralelas a los escarpes principales, que pueden ser asociadas a la reactivación del deslizamiento, o bien, a la formación de nuevos DRSD, que afectan solo al antiguo escarpe principal. Este último escenario se verificó a finales de 1999, con el desarrollo de un DRSD (Figura 36), localizado a 350 m al sur del centro de salud, sobre el flanco izquierdo de la salida a Zaragoza, provocando seis personas desaparecidas y pérdidas económicas por varios miles de pesos.

Por otra parte, existen laderas de la misma ciudad en donde nuevos deslizamientos comienzan a ser formados, tal es el caso del deslizamiento rotacional simple de detritos que afecta al conjunto habitacional La Concordia (Figura 37 A y B), localizada 300 m al NE del centro de Zacapoaxtla. Este deslizamiento fue detonado por la intensa precipitación de finales de 1999, afectando a dos de las unidades del conjunto habitacional, una de las cuales se observa con una inclinación en el sentido de rotación del cuerpo en remoción (Figura 37 B), que pone en riesgo la estabilidad y por ende el buen funcionamiento de la unidad habitacional.

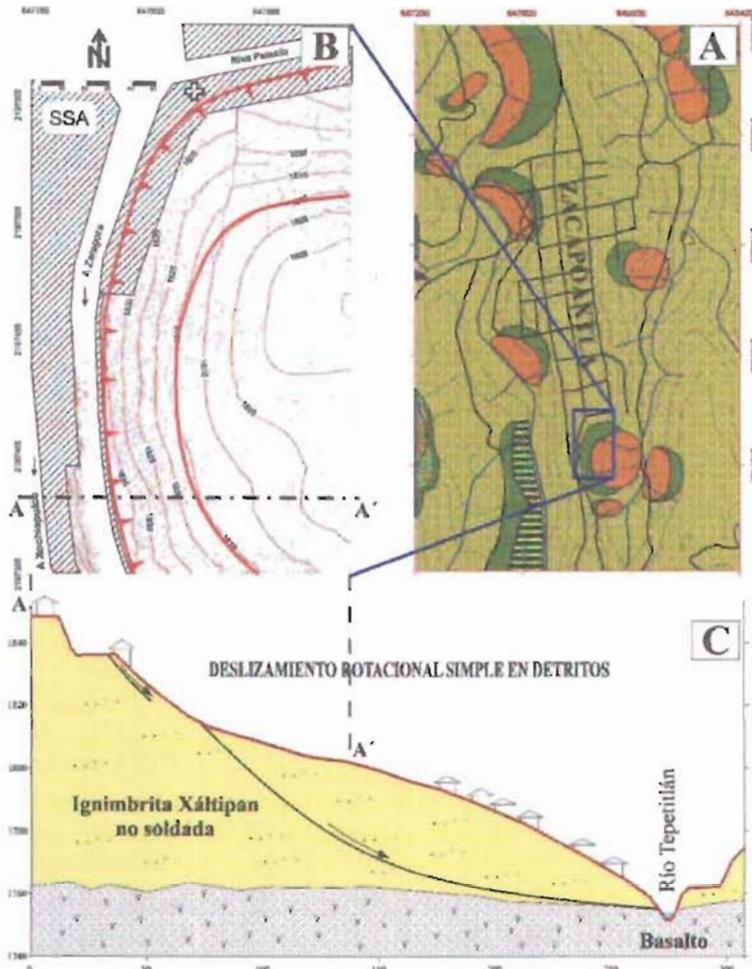


Figura 35.- Deslizamiento rotacional simple en detritos (DRSD). A. Localización de uno de los DRSD antiguos próximos al centro de salud de la ciudad de Zacapoaxtla. B. Topografía de detalle de la corona, escarpe y cabeza de ese DRSD. C. Sección transversal con litología.



Figura 36.- Deslizamiento rotacional simple en detritos (DRSD) de actividad reciente, detonado por las lluvias de finales de 1999.

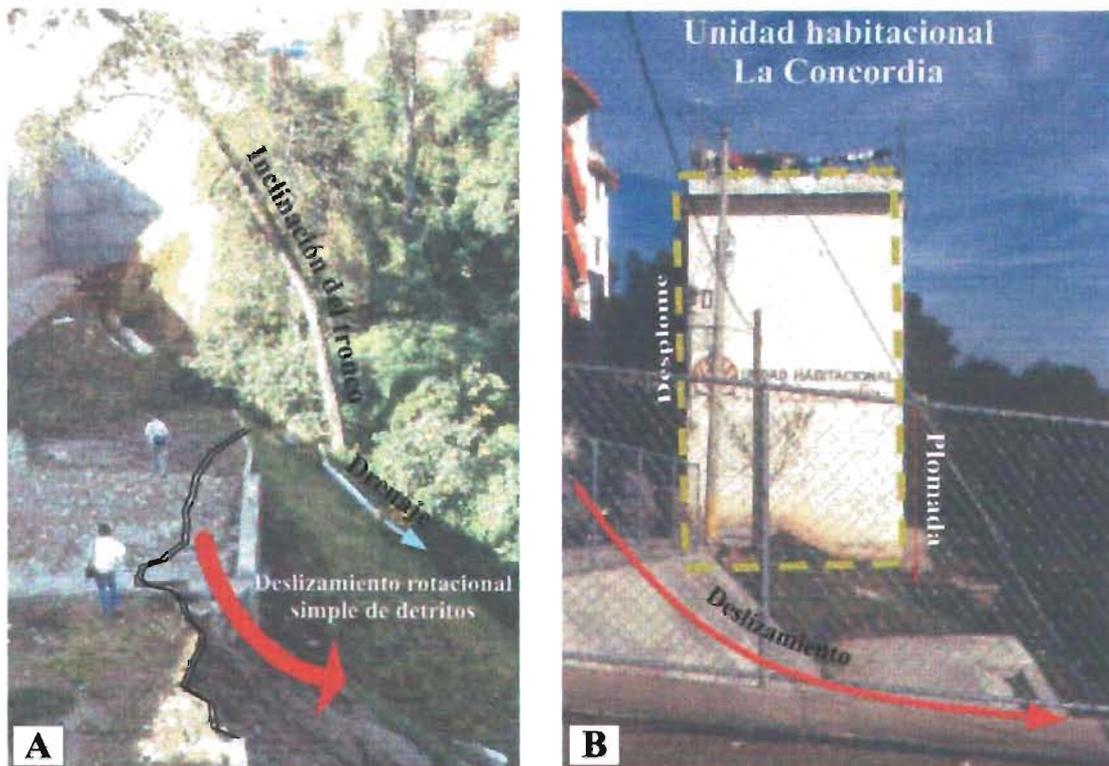


Figura 37.- Deslizamiento rotacional simple de detritos en conjunto habitacional La Concordia, Zacapoaxtla, Puebla. A, colapso del talud sobre el que se desplanta muro de contención. B, desplome de uno de las unidades del conjunto habitacional a causa de un deslizamiento rotacional.

**b.2.- Deslizamiento rotacional múltiple en detritos (DRMD).** La falla en este tipo de inestabilidad, se desarrolla a través de dos o más unidades en deslizamiento, cada una con una superficie de deslizamiento que converge en una superficie de debilidad común (Figura 38 A). En la RdZ, un rasgo morfológico que ayudó mucho en la identificación de éste tipo de remoción, fué la presencia de terrazas naturales en la parte superior de la ladera inestable, asociadas a escarpes secundarios que representan prolongaciones de superficies de deslizamiento múltiple (Hernández-Madrigal, 2001). Con base en lo anterior se lograron identificar 10 cuerpos inestables pertenecientes a este tipo de deslizamiento.

**b.3.- Deslizamiento rotacional sucesivo en detritos (DRSCD),** es la ocurrencia de una serie de deslizamientos rotacionales individuales en una misma ladera (Figura 38 B), cada cuerpo en remoción se mueve sobre su propia superficie de deslizamiento. Para el área de estudio se identificaron dos inestabilidades con esta tipo.

Es necesario señalar que en las laderas de la RdZ, algunas erosionadas y otras con cobertura vegetal, la identificación de éstos dos últimos subtipos de deslizamiento rotacional se dificultó, por lo que es muy probable, dado que ambas presentan superficies en terrazas, que se trate de un solo tipo de deslizamiento rotacional, sea múltiple o sucesivo. Por lo anterior, en caso de que sea necesario caracterizarlas con mayor detalle, será indispensable realizar sondeos para localizar discordancias estratigráficas, que den fe de las múltiples o sucesivas superficies de deslizamiento.

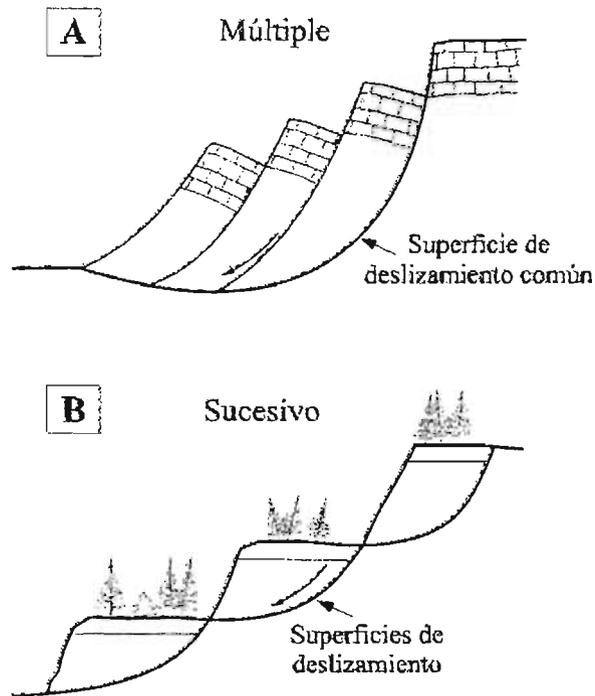


Figura 38.- Esquemas típicos de deslizamientos rotacionales múltiples (A) y sucesivo (B). Tomado de Dikau, et al. (1996)

### c.- Deslizamiento traslacional

Presenta una falla no circular, con un movimiento traslacional respecto a una superficie de deslizamiento semi plana. Este tipo de deslizamiento ocurre, en los estratos superiores que están trabados sin cohesión a los materiales subyacentes. El movimiento es fuertemente controlado por superficies de debilidad, inclinadas o sub horizontales, tales como sistemas de fracturas, fallas y contactos litológicos principalmente.

Los deslizamientos traslacionales pueden ocurrir en rocas, detritos y suelos, y dependiendo de la inclinación de la superficie de deslizamiento y de la velocidad de movimiento, pueden comportarse como deslizamientos en bloque (superficies de deslizamiento sub horizontales a baja velocidad), o bien como deslizamientos de detritos (elevada inclinación del plano de deslizamiento y alta velocidad de desplazamiento).

En la RdZ son visibles desde imágenes aéreas, extensos cuerpos desplazados asociados a escarpes rectangulares de más de 50 m de altura (Figura 39), localizados en laderas abruptas de las sierras Cinco de Mayo, Las Lomas, Atacpan y Apulco. Todas éstas inestabilidades afectan a estratos de rocas calizas, limonitas, lutitas y terrigenos de las diferentes formaciones litológicas del Terreno Sierra Madre Oriental de la región. En general estas inestabilidades de ladera fueron agrupadas en los siguientes subgrupos:

- c.1.- Deslizamientos traslacionales en bloque de rocas (DTBR), con 6 registros.
- c.2.- Deslizamientos traslacionales en bloque de detritos (DTBD), con 11 registros,
- c.3.- Deslizamiento traslacional en rocas (DIR), con 63 registros, y
- c.4.- Deslizamiento traslacional en detritos (DTD), con 54.

Esta subclasificación se realizó con base en la deformación de la superficie del cuerpo desplazado, visible a través de las fotografías aéreas, partiendo del deslizamiento traslacional en bloques de rocas con menos deformación hasta el deslizamiento traslacional en detritos con mayor deformación:

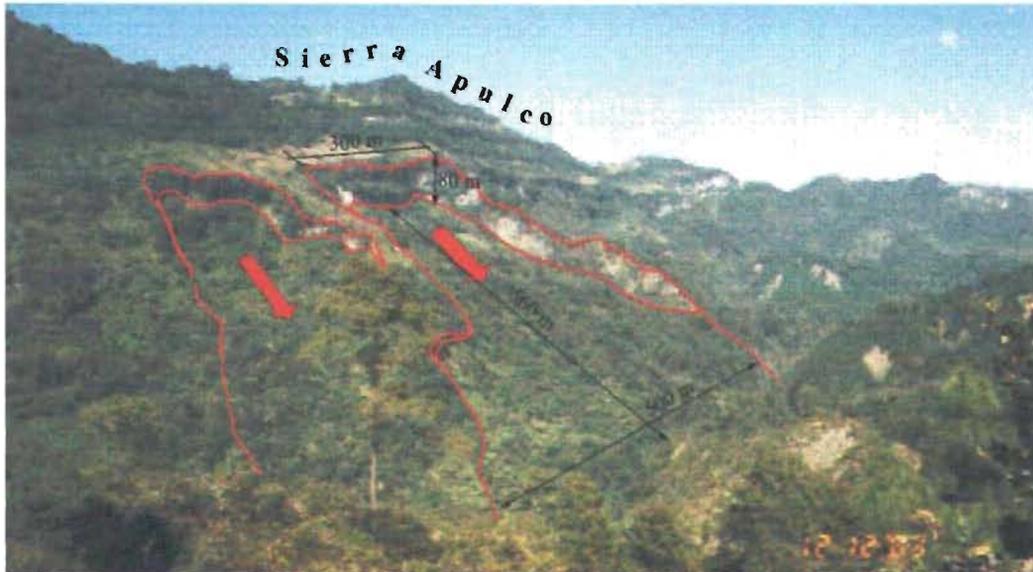


Figura 39.- Posibles deslizamientos traslacionales en bloques de rocas y detritos, localizados en la ladera meridional de la Sierra Apulco.

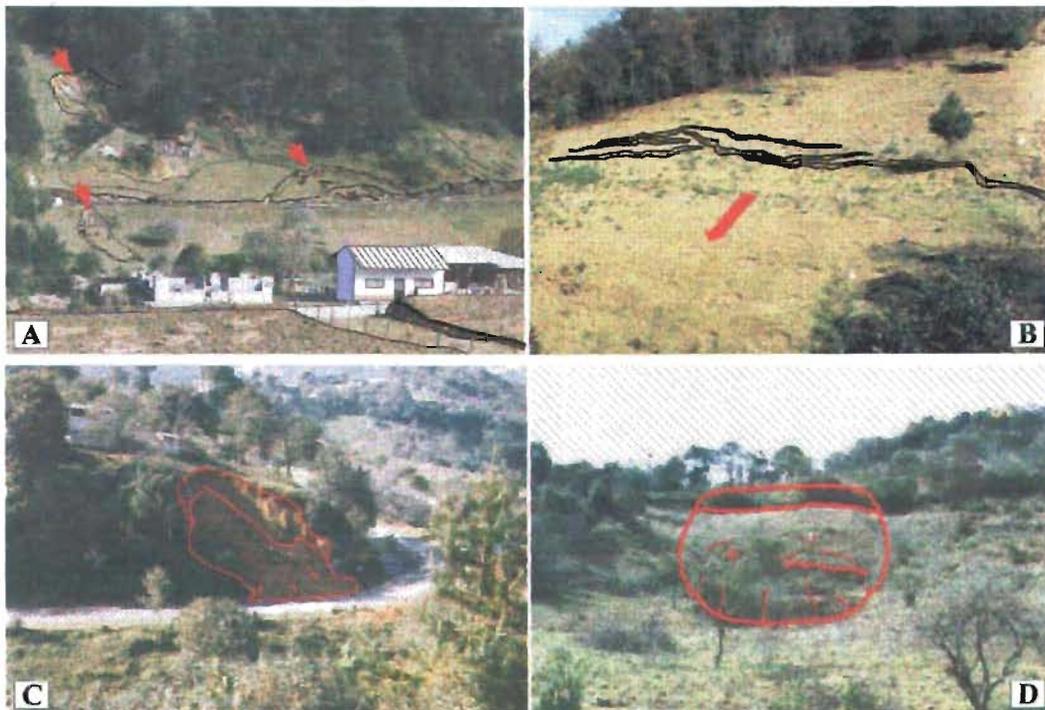


Figura 40.- Deslizamientos traslacionales de suelos residuales sobre rocas sedimentarias. A, deslizamiento de suelos detríticos con matriz arcillosa próximos a áreas habitadas. B, deslizamiento de suelo en huerta. C, deslizamiento en obras antrópicas, y D, Deslizamientos en bosque y áreas de pastoreo.

Por otra parte, los deslizamientos de suelos merecen un tratamiento aparte, debido a que estos ocurren especialmente en laderas con elevada inclinación, que les propician altas velocidades con un complicado fenómeno de movimiento. En la zona de estudio este tipo de inestabilidad presenta las siguientes características:

*c.5.- Deslizamiento traslacional de suelos (DTS).* Con 63 registros, el proceso de deslizamiento traslacional de suelos en el área de estudio, se desarrolla regularmente durante una precipitación, a causa de la infiltración del agua superficial que provoca la saturación, e incremento del peso volumétrico del suelo residual, lo cual se traduce en una disminución de la cohesión y resistencia al esfuerzo cortante del material. Adicionalmente, se tienen acumulaciones de agua en la base del suelo residual por efecto de diferencia de conductividad hidráulica entre éste y la roca parental, propiciando ello el desarrollo de superficies de deslizamiento, sobre las cuales se desplaza el suelo de manera traslacional. Este tipo de deslizamiento visto en planta, presenta escarpes rectos con depósitos de forma rectangular y triangular.

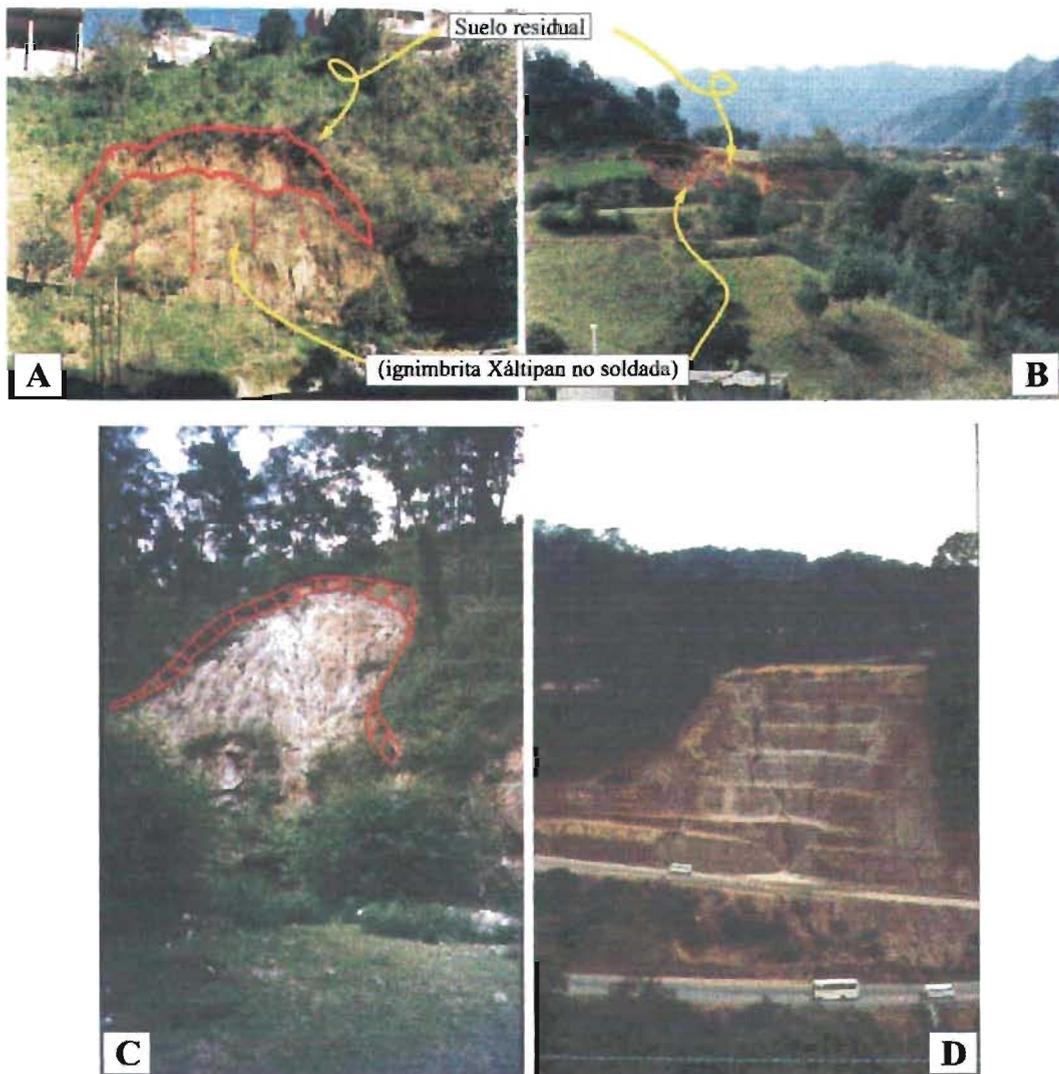
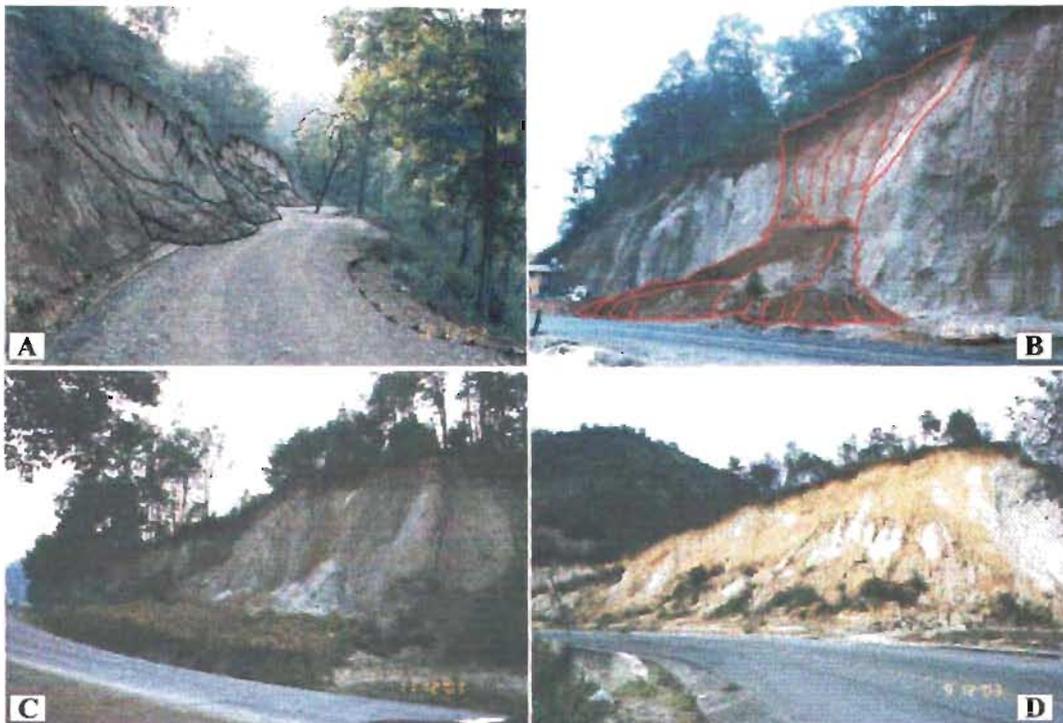


Figura 41.- Deslizamientos traslacionales de suelos en la ignimbrita Xáltipan no soldada. A y B, se muestran las superficies sobre las que el suelo deslizó, dejando descubierto el lapilli. C y D, removido el suelo, el lapilli comienza a ser afectado por el agua superficial.

En el Terreno de la Sierra Madre Oriental, laderas clasificadas como inclinadas (6-11°), moderadamente inclinadas (11-22°), y muy inclinadas (22-44°), están formadas por suelos residuales cohesivos finos no cementados y depósitos de detritos con matriz arcillosa, que son removidos a causa de esfuerzos de cortante desarrollados en el frente de intemperización o en superficies estructurales. El ángulo con el cual el material falla, es función del espesor del suelo y de la resistencia mecánica del mismo. En la RdZ fueron observados deslizamientos de detritos con matriz arcillosa en áreas pobladas, deslizamiento de suelos en huertas, deslizamiento de suelos en taludes de carreteras y áreas de pastoreo (Figuras 40 A, B, C y D, respectivamente).

En el caso de deslizamientos traslacionales de suelos en laderas de la ignimbrita Xáltipan no soldada, éstos son provocados por un incremento del esfuerzo cortante en el frente pedogénico, a causa de la saturación de suelo residual, que no puede ser resistido por la ignimbrita dada su baja cohesión. Cuando el suelo ha sido removido, pueden observarse claramente las superficies de deslizamiento sobre el depósito piroclástico (Figuras 41 A y B), el cual inmediatamente comienza a ser erosionado por el agua superficial, formándose en su cuerpo pequeñas zanjas (Figuras 41 C y D) que con el tiempo se convierten en grandes barrancos.



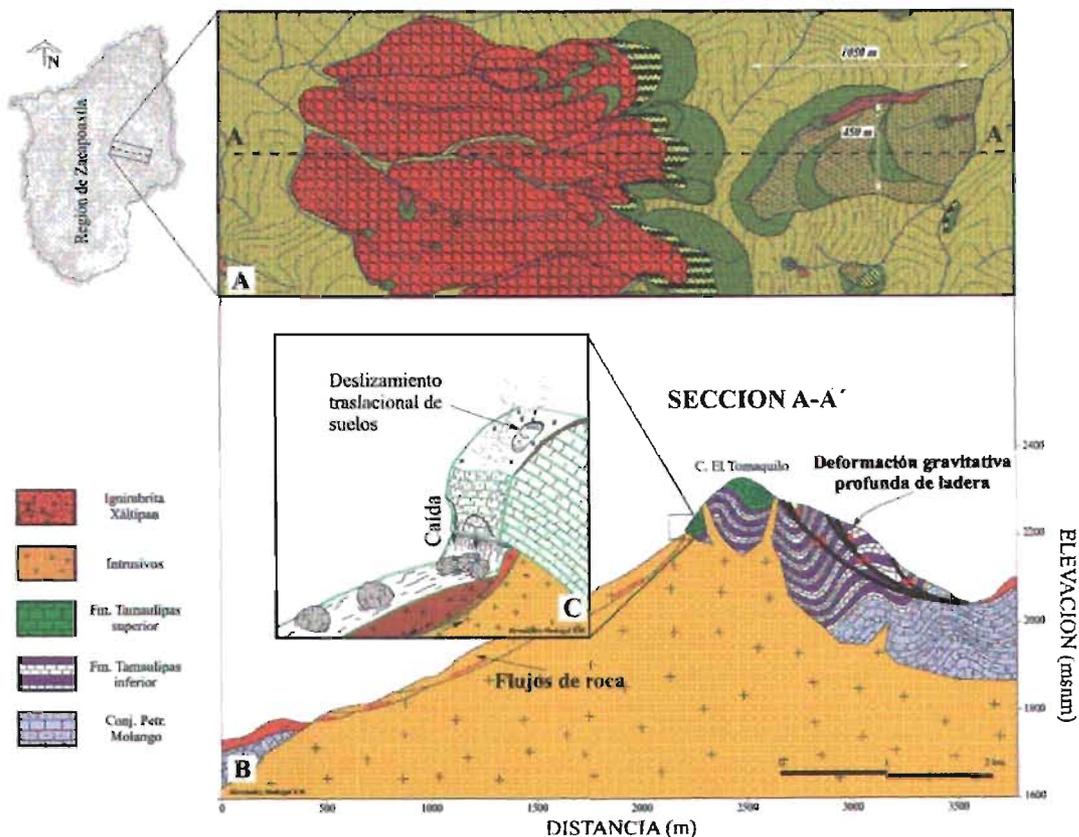
*Figura 42.- A y B, deslizamientos traslacionales en taludes de la ignimbrita no soldada. C y D, deslizamientos traslacionales en taludes donde el depósito piroclástico es explotado para material de construcción.*

Por otra parte, en taludes de carreteras y bancos de material, son comunes los deslizamientos traslacionales de capas de la ignimbrita no soldada (Figura 42), a causa de un fenómeno geotécnico conocido como “franja de relajación”. Esta franja de relajación se manifiesta en el depósito piroclástico, con espesores de hasta un metro a partir de la cara del talud, debido a la decompresión del depósito en respuesta a los cambios que se producen en el estado natural de esfuerzos, durante la excavación.

#### d.- Flujo

Un flujo desde el punto de vista físico, se define como la deformación continua e irreversible de un material, que ocurre como respuesta a un esfuerzo aplicado. Se caracterizan por movimientos internos diferenciales, distribuidos en todo el interior de la masa. Así, dentro de esta categoría, se agrupan a profundos colapsos de montañas asociados a laderas de baja resistencia mecánica (flujos de rocas), y a la remoción de detritos y suelos, en los cuales las partículas sólidas viajan de manera aislada en el interior de la masa en movimiento, el cual, para estos dos últimos casos, es similar al de un fluido viscoso. En laderas de la región de Zacapoaxtla, se han identificado inestabilidades que por sus características morfológicas son clasificadas como:

**d.1.- Flujos en roca (FR).** Los 48 cuerpos de FR de este trabajo, corresponden a una deformación gravitacional profunda de ladera (DGPL), asociada a sistemas densos de fracturas, o masas de rocas fuertemente estratificadas que pueden ser consideradas como homogéneas, de los Conjuntos Petrotectónicos Cahuacas, Molango y Valles, así como de cuerpos intrusivos intemperizados (Figura 43). El FR en la RdZ, se caracteriza por una morfología de altos escarpes debidos a la deformación de la ladera, en combinación con grandes trincheras que asemejan pequeños graben, escarpes y depresiones secundarias (Figura 43). Geométricamente, los FR de la región presentan un volumen del orden de magnitud de varios miles de metros cúbicos, asociado con profundidades de varias decenas de metros, además, de un desplazamiento total pequeño en comparación con la magnitud total de la masa de roca involucrada.



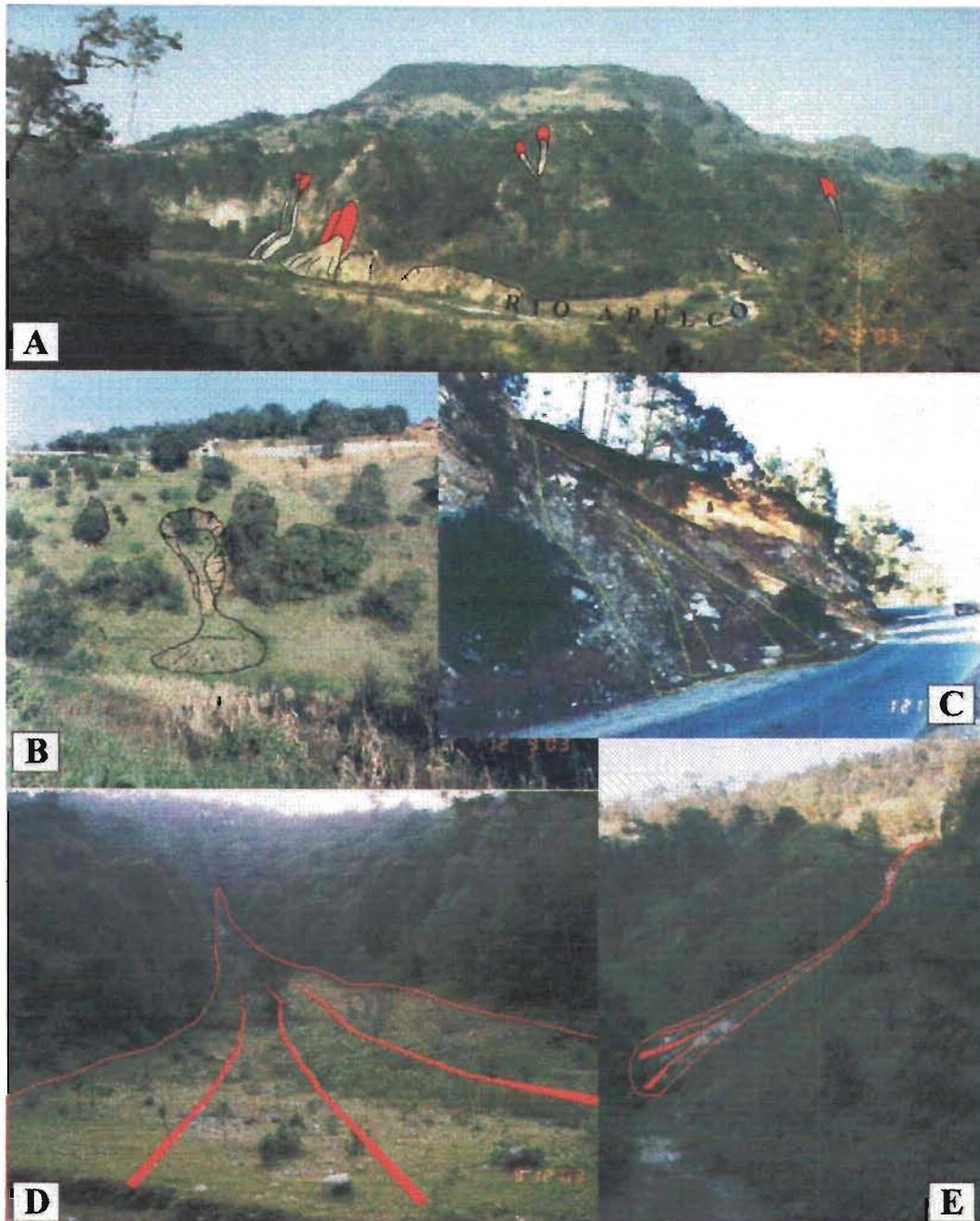


Figura 44.- Flujos de detritos. A y B, flujos de detritos afectando laderas del depósito de lapilli, C, flujo de detritos en laderas de la Sierra Madre Oriental. D y E, conos detriticos formados por flujos de detritos en laderas de la sierra Cinco de Mayo.

**d.2.- Flujos de detritos (FD).** Los 183 flujos de detritos de la RdZ, son un PRM complejo que se desarrolla algunas veces a partir de deslizamientos traslacionales de detritos. Generalmente, son mezclas de fragmentos de rocas, cantos rodados, guijarros y paquetes de grava, inmersos en una matriz de arena con pequeños contenidos de arcilla. Estas mezclas presentan un movimiento

ladera abajo en forma de oleadas, inducidas por gravedad y de repente colapso. Estos flujos de detritos usualmente se desarrollan en laderas en donde la cobertura vegetal ha sido removida.

Tres distintos elementos morfológicos han permitido la identificación de los flujos en la RdZ: el escarpe de desprendimiento, una trayectoria principal seguida durante el desplazamiento, y el depósito en forma de cono al pie de la ladera. En la figura 44 A se muestran, a orillas del río Apulco, flujos de detritos formados en laderas de la ignimbrita Xáltipan no soldada. Generalmente estos flujos se desarrollan a partir de un deslizamiento traslacional, debido a una saturación en exceso del material removido, y a una fuerte pendiente de la ladera (Figura 44 B y C). En laderas del sur de la sierra Cinco de Mayo, se observan amplios depósitos conoidales (Figuras 44 D y E) que pueden ser asociada a este tipo de remoción, dadas las fuertes pendientes que caracterizan a estas laderas.

En el sur del área de estudio (Figura 45), al oriente del poblado de Texocoyohuac, se identificó sobre las fotografías aéreas, el cuerpo de un flujo de detritos muy particular, debido a que éste se desarrolló sobre una ladera del depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada, con una pendiente máxima de 22° en el escarpe, y de 0 a 11° en el cuerpo del depósito, éste último con una longitud de 945 m y un ancho máximo de 283 m. Esta antigua inestabilidad resulta extraña, debido a que es casi imposible el desarrollo de flujos de esta magnitud en laderas de baja inclinación. Sin embargo, el origen de este flujo puede encontrarse en la conjugación de un evento sísmico con una precipitación excepcional, que provocó la licuefacción de la ignimbrita no soldada, formándose consecuentemente el flujo de detritos. Un estudio de detalle de ésta inestabilidad, serviría para aclarar los factores que la originaron .

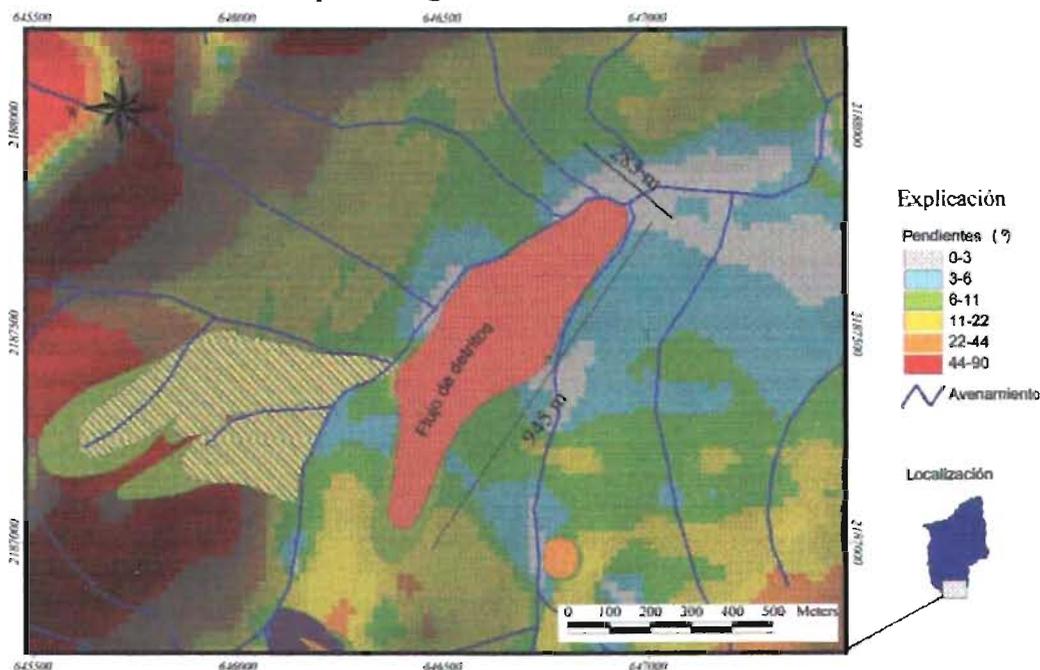


Figura 45.- Flujo de detritos en ladera de baja pendiente, localizado al oriente del poblado de Texocoyohuac, en el sur del área de estudio.

**d.3.- Flujos de suelos (FS).** Los 171 flujos de suelos registrados en la RdZ, se desarrollaron en suelos limosos y arcillosos con grandes contenidos de humedad. Generalmente este tipo de

inestabilidad se originó durante periodos de lluvias, debido a que el agua provocó el colapsamiento de la estructura del suelo, moviéndose éste hacia el pie de la ladera en forma de flujo. Este tipo de inestabilidad, semejante al flujo de detritos, en muchos casos se origina a partir de un deslizamiento traslacional de suelos, como el que se observa en la figura 46 A. Cuando el material deslizado es sobresaturado, el desplazamiento traslacional se transforma en un movimiento de mayor velocidad, en donde no son identificables deformaciones sobre superficies de deslizamiento, y la masa inestable se mueve con un mecanismo similar al de un fluido viscoso (Figura 46 B).

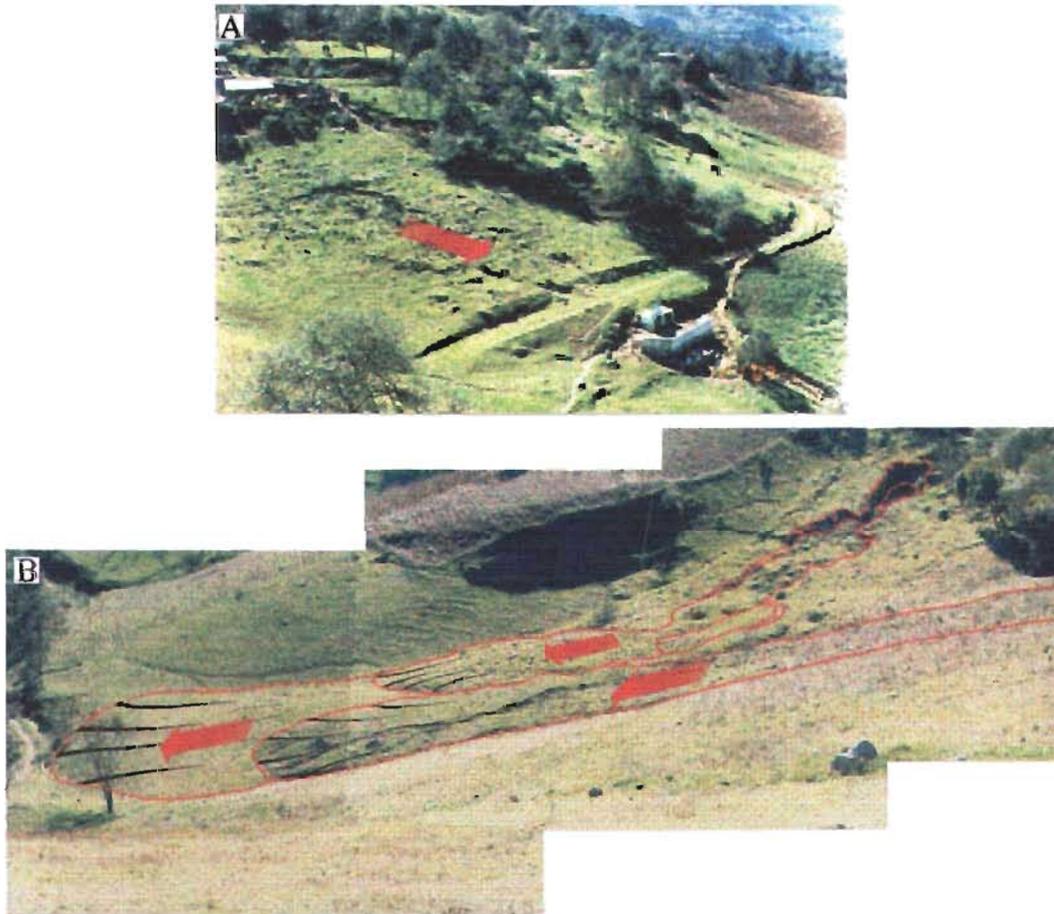


Figura 46.- Flujos de suelo o coladas de lodo. A, deslizamiento traslacional de suelo como origen del flujo de suelos. B, depósitos de flujos de lodos.

Con base en lo expuesto anteriormente, y los datos de la tabla 3, carta 6 y figura 47 A, se tiene, a manera de síntesis, que el grupo de los flujos presenta mayor número de registros: los flujos de detritos en primer lugar con 183 elementos, seguido por flujos de lodo con 171 y flujos de rocas con apenas 48 registros. Por otra parte, los deslizamientos rotaciones en la modalidad de simples en detritos (DRSD), traslacionales en suelos (DTS) y traslacionales en detritos (DTD), siguen en cantidad superando o ligeramente por debajo de las 60 unidades. La tipología de caídas y algunas variantes de deslizamientos rotacionales, como aquellas simples en rocas (DRSR), múltiples en detritos (DRMD) y sucesivos en detritos (DRSCD), así como deslizamientos traslacionales en bloques de rocas (DTBR) y bloques de detritos (DTBD), son minoría en cantidad. Los volcamientos no tienen representatividad a la escala trabajada; y extensiones laterales no fueron identificadas, sin embargo, por la complejidad de la morfología de este último tipo, bien podrían estar confundidas con algunos deslizamientos traslacionales de bloques y flujos de rocas, por lo que no se descarta su presencia.

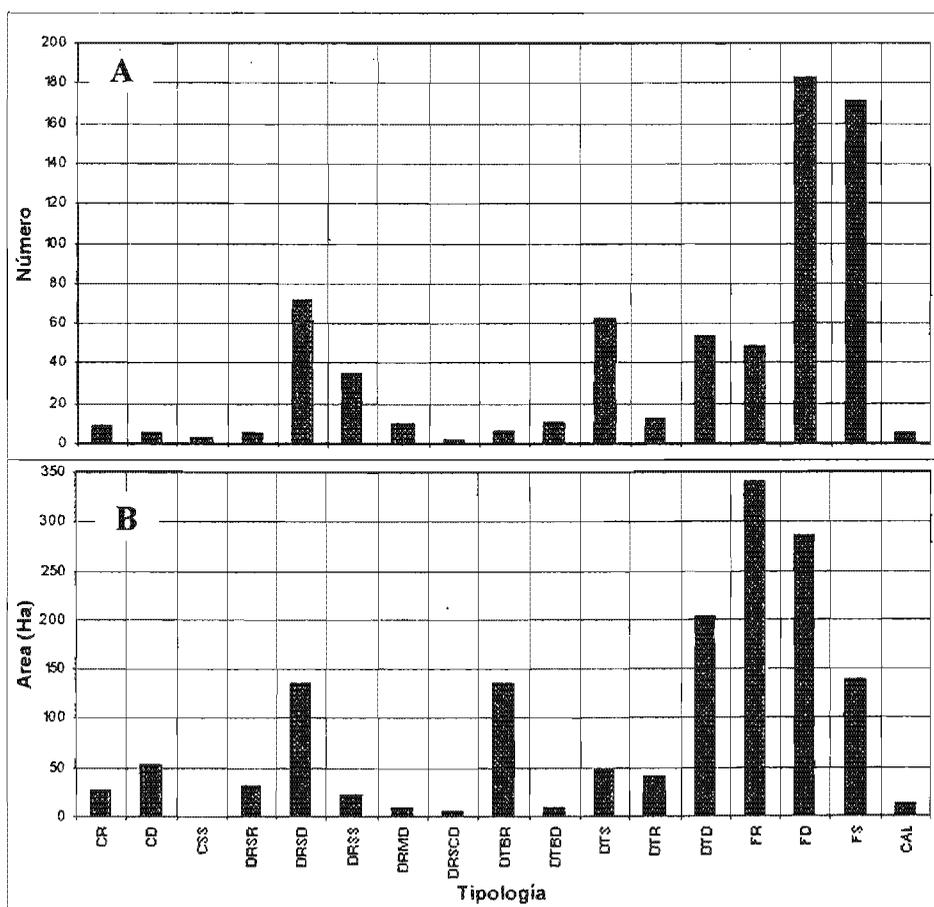


Figura 47.- Relaciones tipológicas de PRM en la RdZ. A-Número de eventos por tipo de PRM. B. Área afectada por cada tipo de inestabilidad.

Por otra parte, en cuanto al área involucrada por cada uno de los tipos de PRM, se observa un primer grupo con mayor área de afectación, integrado por flujos de rocas (FR), flujos de detritos (FD) y deslizamientos traslacionales de detritos (DTD), con 341 ha, 285 ha y 203 ha respectivamente (Tabla 3 y figura 47 B). Un segundo grupo, con área de afectación entre 130 y 140 ha, es conformado por deslizamientos rotacionales simples en rocas (DRSR), deslizamientos

traslacionales en bloques de roca (DTBR) y flujos de suelos (FS). Y finalmente un tercer grupo compuesto por el resto de las tipologías que no superan las 50 ha de extensión. Es importante notar que no existe relación directa entre el número de cuerpos y el área involucrada, pues los flujos de rocas, aunque con bajo número de registros, es el tipo con mayor área comprometida.

Con base en lo anterior, se tiene que las tipologías que más influyen en la evolución de las laderas y por consiguiente en el relieve de la RdZ, son los flujos de roca y detritos. Además, considerando que el área total de estudio es de 22,576 ha, y el área total de PRM con sus respectivos escarpes es de 2,016 ha, resulta que cerca del 9% del territorio del área de estudio se encuentra comprometido por inestabilidades de ladera.

Dado que los flujos de roca son más asociados al comportamiento litológico-tectónico de la región que a cuestiones de precipitación, como en el caso de los flujos de detritos, se puede afirmar entonces, que en la región de Zacapoxtla la geología es el factor principal determinante, que regula la dinámica del relieve, y por consiguiente, la estabilidad de laderas. La precipitación en cambio, funciona como factor detonante debido a la densidad de flujos de detritos formados en condiciones saturadas.

Lo anterior es concordante con el ambiente geológico, geomorfológico y climático que caracterizan a la región en estudio. Pues ambas condiciones coexisten en la región de Zacapoxtla, siendo la precipitación de 1999 y sismos de 1920 y 1999 un claro ejemplo de ello.

#### **IV.4.4.- Evolución morfológica del depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada**

En la evolución morfológica de los depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada, los deslizamientos rotacionales simples de detritos han significado un agente importante, que ha modelado las laderas del depósito a lo largo de toda su historia geológica. Sin embargo, con los primeros asentamientos humanos en la región, un agente antropogénico viene a acelerar dicha evolución. Para explicar lo anterior, un modelo de evolución morfológica, es propuesto para el depósito piroclástico de la ciudad de Zacapoaxtla (Figura 48).

La morfología inicial de este modelo (Figura 48 A), corresponde a un relieve suave, definido por los derrames basálticos del volcán Apaxtepec, y flanqueado al oeste por escarpes en rocas sedimentarias de la SMO. Los procesos gravitacionales predominantes en esta etapa, consisten en caídas de rocas y detritos en dichos escarpes. Esta morfología fué modificada, por un flujo piroclástico originado por el colapso de la caldera Los Humeros al sur de la región, que rellenó los barrancos y valles de la RdZ y formó los depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada (Figura 48 B). Una vez alojado el depósito piroclástico, éste comienza a sufrir una alteración morfológica provocada por el escurrimiento superficial, mediante la excavación de zanjas, cárcavas y hasta pequeños barrancos cada vez más profundos, con laderas que comienzan a ser modeladas por deslizamientos rotacionales de detritos (Figura 48 C). Al profundizarse la disección en el depósito piroclástico (Figura 48 D), las laderas en los barrancos se hicieron cada vez más inclinadas y altas, permitiendo el desarrollo de deslizamientos rotacionales de mayores dimensiones. En esta etapa pudieron presentarse las primeras deformaciones, de lo que después vendría a ser el gran deslizamiento que definió la morfología de la ladera sureste de la ciudad de Zacapoaxtla (Figuras 35 y 48 E), y que puso en movimiento a un cuerpo de mas de 200 m de longitud por 180 m de ancho y 90 m de profundidad. Actualmente, la disección en la barranca que aloja al río Tepetitlán ha llegado hasta los primeros metros de los basaltos enterrados del volcán Apaxtepec, superando los 90 m de espesor del depósito piroclástico, formando laderas muy inclinadas susceptibles de inestabilidad. Desafortunadamente muchas de las coronas de estas laderas ya han sido invadidas por la mancha urbana de la ciudad de Zacapoaxtla, por lo que el riesgo por inestabilidad de laderas es muy elevado.

En la figura 48 F, se muestra el estado actual del depósito piroclástico, en cuya corona se localiza la ciudad de Zacapoaxtla. Con los primeros asentamientos humanos, la evolución morfológica es afectada además, por un nuevo agente antropogénico, debido a que, para el desarrollo de las ciudades (en este caso de Zacapoaxtla), fue necesario construir caminos y viviendas, que requirieron excavación de taludes y explotación de bancos de arena en el depósito de la ignimbrita no soldada. La explotación de bancos en el depósito piroclástico de Zacapoaxtla, representa una seria amenaza para el futuro de la ciudad, debido a que están reduciendo la superficie llana del depósito.

Con base en lo anterior, es posible considerar que la combinación de estos dos agentes morfológicos (remoción en masa y actividades antropogénicas), traigan como consecuencia un escenario futuro del depósito piroclástico (Figura 48 G), en donde la ciudad de Zacapoaxtla quede condenada a desaparecer debido al desgaste total del depósito.

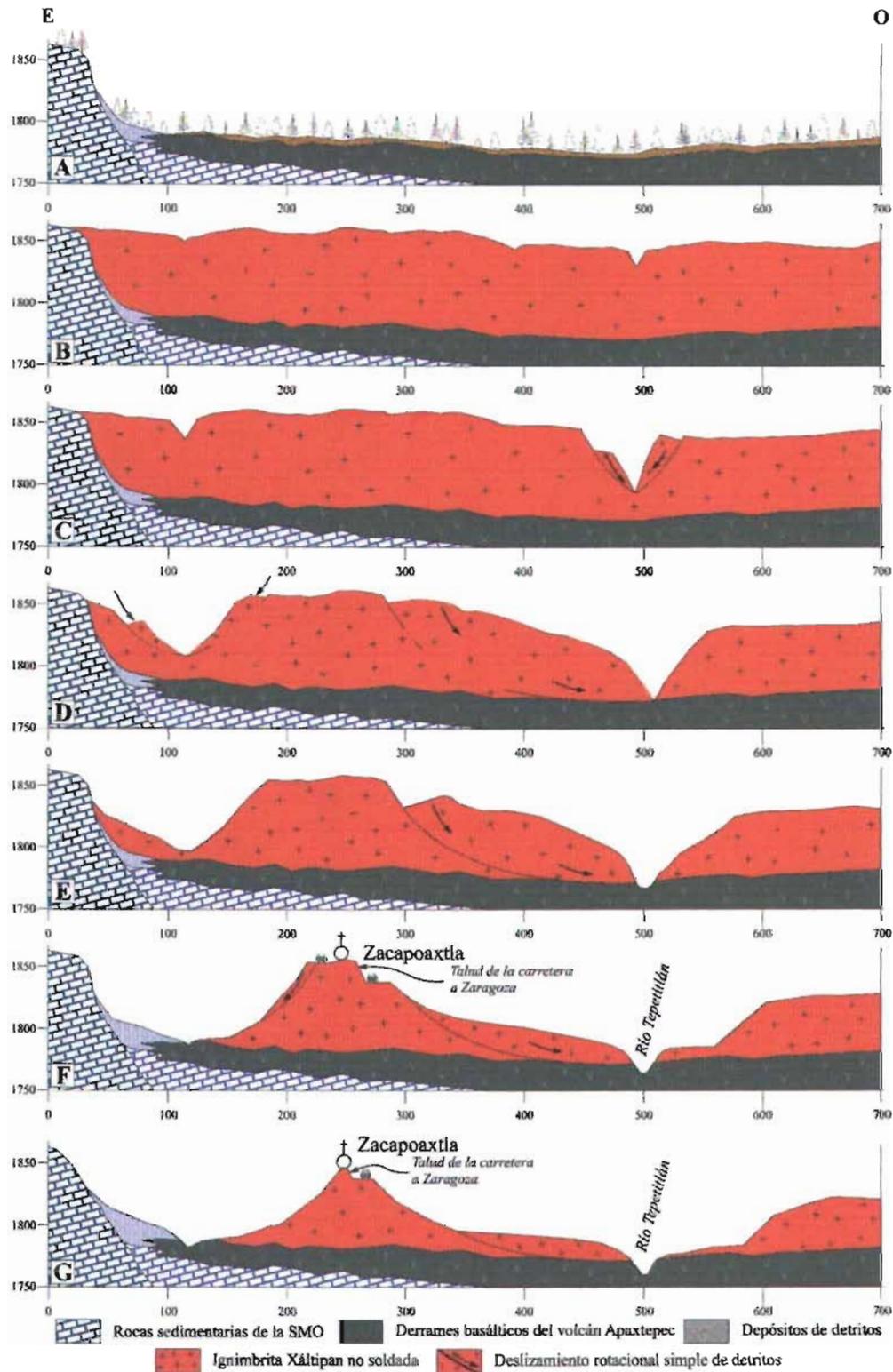


Figura 48.- Modelo de evolución morfológica del depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada, a partir de un corte esquemático E-O, del depósito piroclástico sobre el que se localiza la ciudad de Zacapoaxtla. La morfología inicial y final de este modelo, corresponden a las figuras A y G, respectivamente.

#### IV.5.-USO DEL SUELO

La carta del uso del suelo para la RdZ (Carta 7), corresponde a la modificación de un recorte del Inventario Forestal Nacional 2000 (Palacio-Prieto, *et al.*, 2000). Dicha modificación radica en el anexo al atributo de asentamientos humanos, de las edificaciones y casas aisladas de la carta topográfica E14B15 Teztlán (INEGI, 2001b). La descripción de las unidades de la carta que se muestra a continuación, corresponde a Palacio-Prieto, *et al.*, (2000):

*Asentamientos humanos (Ah).*-Área ocupada por zonas edificadas, urbanas, suburbanas, rurales e industriales, principalmente. En este caso, perceptibles en imágenes de satélite y carta topográfica E14B15 Teztlán (INEGI, 2001b).

*Agricultura de temporal con cultivos permanentes y semipermanentes (AT-cps).*- Superficie en la que el suelo es utilizado para cultivos agrícolas con cultivos que permanecen en el terreno más de 2 años (por ejemplo aguacate, cítricos, caña de azúcar).

*Agricultura de temporal con cultivos anuales (At-ca).*- Superficie en la que el suelo es utilizado para cultivos agrícolas que reciben agua de lluvia únicamente, y en donde la duración del ciclo de cultivos es menor a un año.

*Pastizal cultivado (Pc).*- Comunidad dominada por gramíneas y graminoides, establecida por el hombre mediante la siembra de semillas y subsecuentes labores de cultivo.

*Pastizal inducido (Pi).*- Comunidad vegetal caracterizada por la dominancia de gramíneas (pastos o zacates) o graminoides. Se desarrolla al eliminarse la vegetación original (bosques, selvas, matorral, otros) o en áreas agrícolas.

*Bosque de pino (Bp).*- Bosques bajos a altos preferentemente entre 8 y 25 m dominado por *Pinus*, de abiertos a cerrados.

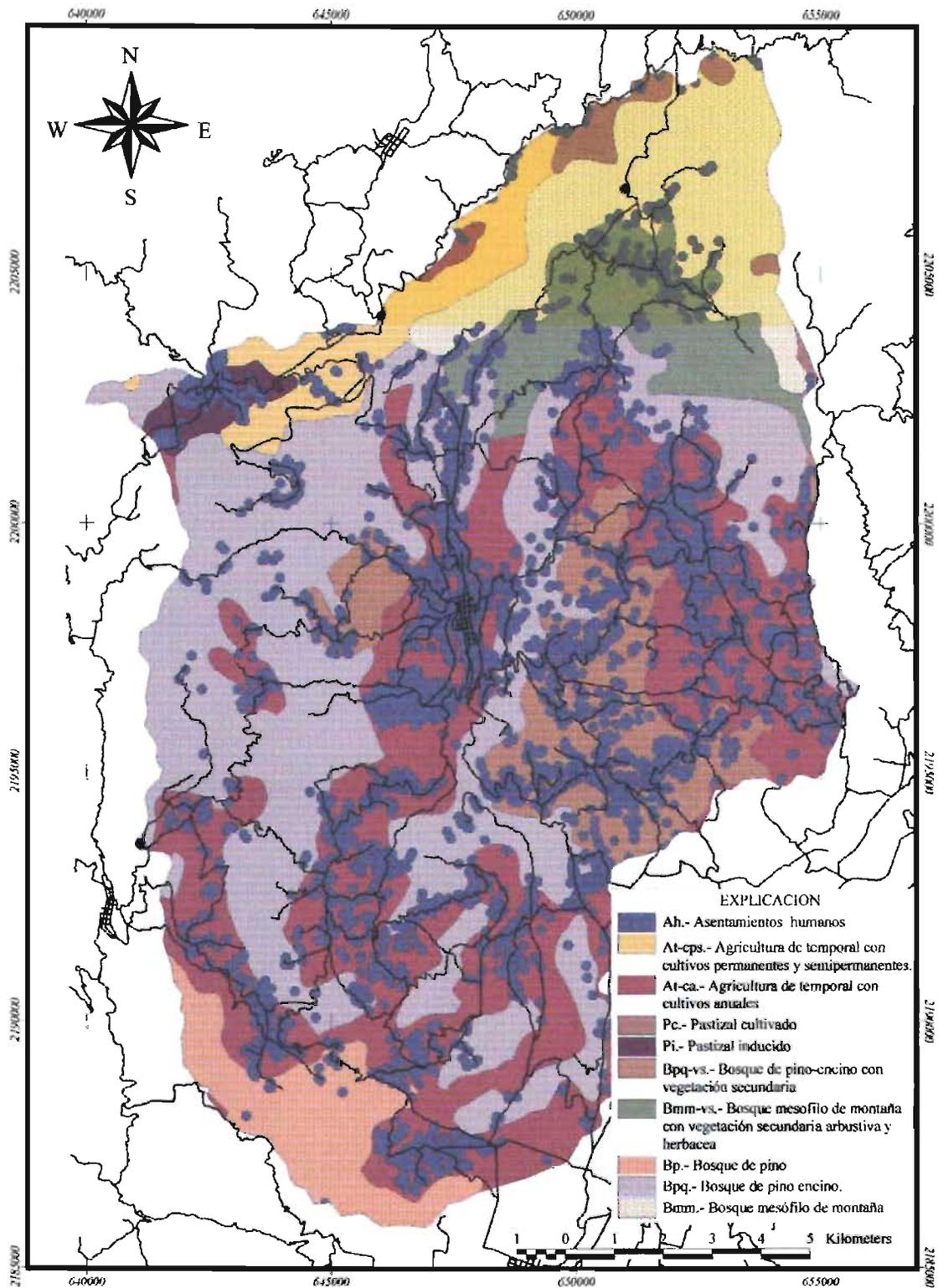
*Bosque de pino-encino (Bpq).*- Bosque mixto de pino-encino (*Pinus-Quercus*) o encino-pino (*Quercus-Pinus*), mediano (preferentemente entre 5 y 20 m), denso, sin importar la dominancia de uno u otro género

*Bosque de pino-encino con vegetación secundaria (Bpq-vs).*- Bosque mixto de pino-encino (*Pinus-Quercus*) o encino-pino (*Quercus-Pinus*), mediano (preferentemente entre 5 y 20 m), denso. Incluye áreas con vegetación secundaria donde predominan arbustos y hierbas.

*Bosque mesófilo de montaña (Bmm).*- Bosques medianos a altos (de entre 15 y 35 m) densos, principalmente caracterizado por árboles de los géneros *Magnolia*, *Fagus*, *Oreomunnea*, *Clethra*, *Liquidambar*, *Podocarpus*, *Styrax*, *Symplocos* y *Chiranthodendron*, entre otros.

*Bosque mesófilo de montaña con vegetación secundaria arbustiva y herbácea (Bmm-vs).*- Bosques medianos a altos (de entre 15 y 35 m) densos, principalmente caracterizado por árboles de los géneros *Magnolia*, *Fagus*, *Oreomunnea*, *Clethra*, *Liquidambar*, *Podocarpus*, *Styrax*, *Symplocos* y *Chiranthodendron*, entre otros. Incluye áreas con vegetación secundaria donde predominan arbustos y hierbas.

Esta carta será de utilidad párrafos adelante, para el análisis de la influencia que los factores antropogénicos tienen en la inestabilidad de laderas de la región.



Carta 7.- Uso del suelo en la región de Zacapoaxtla (Modificado del Inventario Forestal Nacional –Palacio-Prieto, et al., 2000-)

## IV.6.- GENERALIDADES HIDROGRAFICAS

La región de Zacapoaxtla cuyo perímetro es definido por una de las subcuencas del Río Apulco, se localiza en la cuenca del Río Tecolutla perteneciente a la región hidrológica N°27 (Figura 49), con una superficie de 26,554 km<sup>2</sup>, se extiende al norte de los Estados de Puebla y Veracruz. La cuenca del Río Tecolutla se ubica entre los paralelos 19°30' y 20°30' de latitud norte y entre los meridianos 97° y 98°15' de longitud oeste. Su principal afluente es el sistema del Río Apulco, que atraviesa el N de la RdZ de O a E, confluyendo aguas abajo con el Río Necaxa para dar origen al Río Tecolutla, que desemboca finalmente en el Golfo de México.

### IV.6.a.- Comportamiento del flujo subterráneo

Considerando que debido a las fuerzas de gravedad, la dirección del flujo subterráneo se dirige de las zonas de mayor elevación hacia las de menor cota (Freeze y Cherry, 1979), se define el modelo hidrogeológico conceptual, con base en la topografía de la cuenca del Río Tecolutla (Figura 49), y con la caracterización de los sistemas de flujo de agua subterránea, iniciando con la delimitación de zonas de recarga, tránsito y descarga.

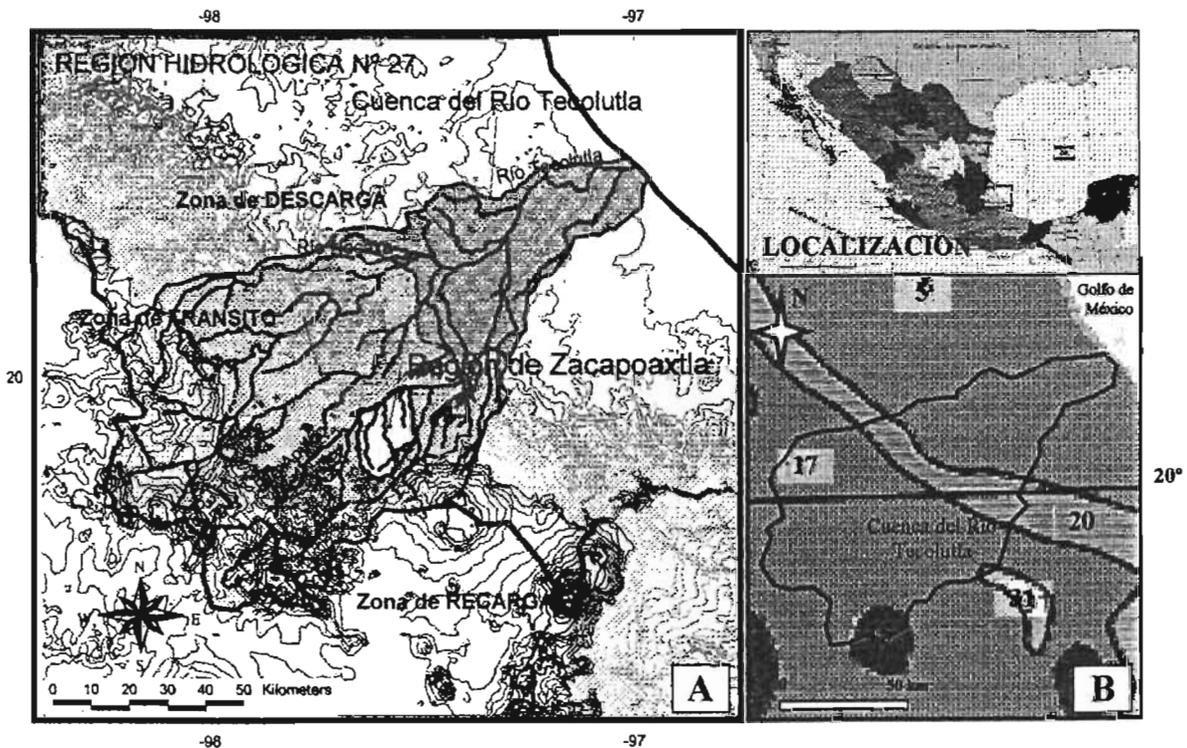


Figura 49.- Topografía y vegetación de la cuenca del Río Tecolutla perteneciente a la Región hidrológica N°27. (A) Zonas de recarga, tránsito y descarga. La RdZ se ubica dentro de la zona de transición. (B) Cobertura vegetal: 5. Selva alta perennifolia; 15. Bosque de oyamel; 17. Bosque de pino-encino; 20. Bosque mesófilo de montaña y 31. Matorral desértico Rosetofilo. (modificado de INEGI, 2005).

Considerando las áreas de mayor elevación, en la topografía de la figura 49 A, se identifica la zona de recarga con elevaciones entre 3,300 a 2,150 msnm, al SO de la RdZ. En esta zona se observa una baja densidad de disección que pudiera estar asociada, entre otros factores, a un movimiento principalmente vertical del agua, que complica la erosión superficial. La humedad en esta zona es evidentemente menor que en la zona de descarga al SE, por lo que la vegetación es

de bosque de pino-encino con algunos puntos de matorrales crasicale y desértico Rosetófilo (Figura 49 B). La zona de descarga de la cuenca del Río Tecolutla, se localiza al SE de la RdZ, y se identifica por valores de altitud menores a los 200 msnm. En ésta zona es común la meandrización asociada a una baja pendiente del terreno, típica de la faja costera del Golfo de México, predominando además, un movimiento ascendente del agua, por lo que en el suelo existe mayor humedad y, por lo tanto, una vegetación a base de freatofitas. La cobertura vegetal en esta zona se clasifica como selva alta perennifolia (Figura 49 B).

Por otra parte, en la zona de tránsito, caracterizada por un movimiento prevalecientemente lateral del flujo subterráneo, se tienen elevaciones del terreno entre los 2,000 y 200 msnm, que definen la transición entre la sierra y la faja costera. En ésta área, se observa una gran dinámica del relieve que se evidencia por una notable disección (Figuras 49 y 50), en correspondencia con una superficie altamente drenada. En ella es común la presencia de dolinas asociadas a la disolución de rocas carbonatadas por el flujo subterráneo. La RdZ a escala regional, quedaría comprendida en esta zona.

La información sobre la distribución de manantiales en la RdZ es poca, limitándose a los registros de la carta topográfica Teziutlán que se muestran en la figura 50; en ésta se observa que no existe un patrón de distribución espacial en los manantiales, no hay correspondencia con la elevación del terreno y, además, son perennes y de caudal importante, dada la capacidad de abastecimiento de agua potable a centros importantes de población, como la ciudad de Zacapoaxtla. Por otra parte, existe una clara relación con la geología, observándose una afinidad con las unidades del Mesozoico. Por lo anterior, se establece que el surgimiento de estos manantiales en la RdZ responde a descargas de flujos locales controlados por el ambiente geológico de la región y propiciados por un relieve de montaña.

#### IV.6.b.-Clima

El clima de la región de Zacapoaxtla, con base en las observaciones climatológicas de la estación meteorológica de Zacapoaxtla (Tabla 4), se define como un *Clima con verano e invierno de las latitudes medias* (según clasificación de Köppen con base en temperaturas medias mensuales); y en función de la precipitación la clasificación de Blair la definiría como *Clima húmedo (1,000-2,000 mm anuales)*. INEGI (2005) lo clasifica como tipo *templado-húmedo con lluvias principales en otoño-invierno*.

Tabla 4.- Normales climatológicas (1961-1990), para la estación meteorológica 21103 de Zacapoaxtla, Zacapoaxtla, Puebla (Latitud: 19° 53' N, Longitud: 097° 35' W, Elevación: 2,045 msnm) (modificada de Servicio Meteorológico Nacional).

ELEMENTOS	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
TEMPERATURA MEDIA:													
NORMAL ESTANDAR	12.2	12.9	15.6	18.1	19.2	18.3	17.1	17.2	16.9	15.3	14	13	15.8
AÑOS CON DATOS	26	26	27	27	28	28	29	27	28	28	29	28	
PRECIPITACION TOTAL:													
NORMAL ESTANDAR	38.7	40.1	34.3	44.7	70.3	175.1	125.1	135.9	13.7	185.3	99.4	51.8	1314.4
MAXIMA MENSUAL	131.5	97	109	121.5	377	516.5	237.6	430.5	43.5	483.5	294.5	162	843.5
AÑO DE MAXIMA	1976	1970	1971	1962	1984	1974	1987	1969	1984	1975	1971	1968	1984
AÑOS CON DATOS	28	26	29	29	29	29	29	26	28	28	30	28	

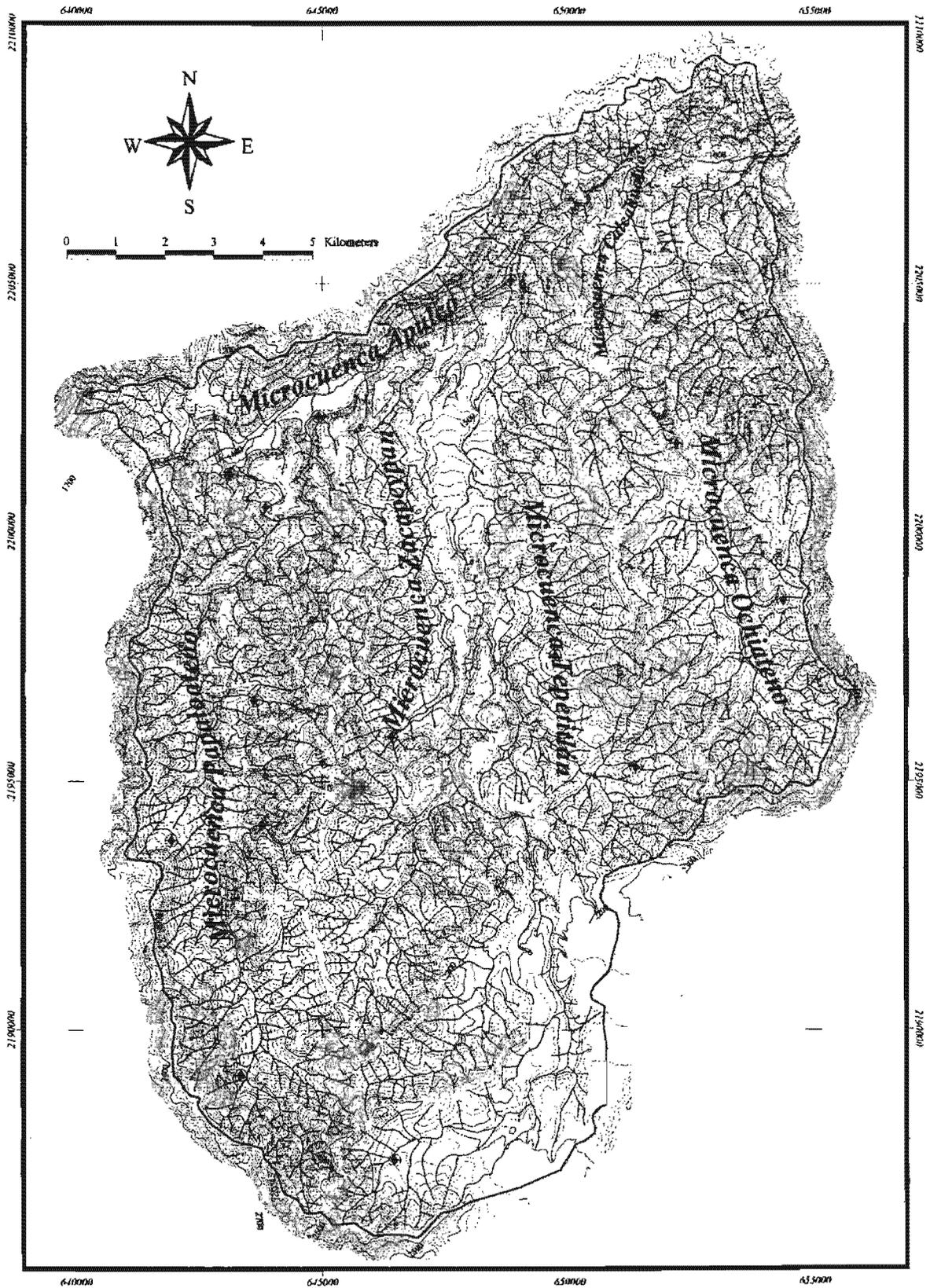


Figura 50.- Mapa de avenamiento de la RdZ dividido en microcuencas, con manantiales principales (puntos azules).

**Temperatura.** La temperatura en la región oscila entre los 12° y 20 °C; siendo los meses más fríos diciembre y enero, mientras que los más cálidos abril, mayo y junio.

**Precipitación.** La precipitación media diaria para la región (Tabla 5) es de 1 a 11 mm; la media mensual va de 50 a 340 mm; mientras que la media anual es del orden de 606 a 4,195 mm. El período de lluvias se tiene entre los meses de junio a noviembre, con valor de precipitación mínimo y máximo de 167 y 4,501 mm, respectivamente.

Tabla 5.- Datos de precipitación de estaciones meteorológicas de la RdZ y zonas aledañas. Donde: Ppmd=Precipitación media diaria; Ppmm=Precipitación media mensual; Ppma=Precipitación media anual, y Pp jun-nov=Precipitación para el período de lluvias (junio a noviembre) (datos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional)

EST.	NOMBRE	Ubicación (UTM-14N)		Elevación( msnm)	Ppmd (mm)	Ppmm (mm)	Ppma (mm)	Pp jun-nov (mm)		Periodo de registro
		X	Y					min	max	
21043	Huahuaxtla	647100	2203650	1625	5.25	161.44	1885.70	790.60	2504.30	1955-1990
21104	Zacapoaxtla I	647100	2199950	2045	3.65	109.07	1234.70	423.50	1712.50	1961-1986
21103	Zacapoaxtla II	648850	2199950	2045	4.00	114.68	1361.70	653.00	2241.50	1944-1987
21055	La Pagoda	654100	2196250	2235	7.62	231.18	2766.30	1374.30	3081.00	1960-1991
21108	Zapotitlán de Méndez	634850	2211050	590	5.49	167.85	1915.80	628.00	2327.50	1961-1990
21032	Cuetzalan del Progreso	655850	2216600	980	11.39	344.13	4195.70	560.00	4501.50	1940-1968
21059	Oyameles, Tlatiaquitepec	652350	2179600	2650	2.02	60.25	674.90	261.00	1218.60	1961-1988
21111	Santiago Zautla	640100	2179600	1940	1.73	52.69	606.50	167.10	3047.50	1955-1983

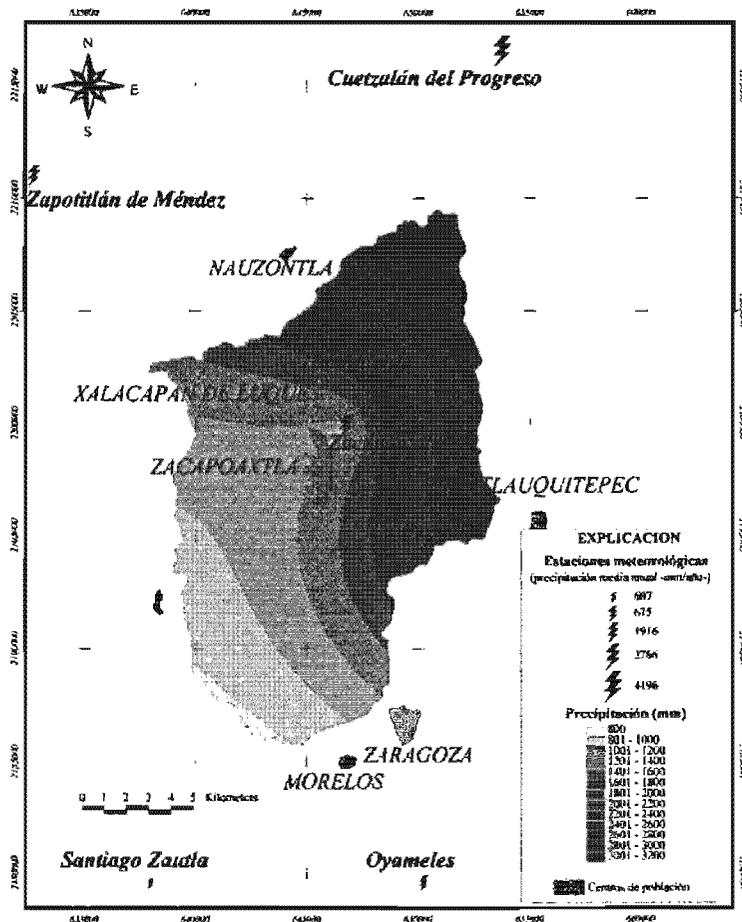


Figura 51.- Estaciones meteorológicas y distribución de precipitación media anual para la RdZ.

La distribución de la precipitación media anual (Ppma), expresada con la figura 51, muestra que la estación de Cuetzalán, presenta valores máximos de precipitación que se explican por una baja altitud y una influencia de eventos meteorológicos extremos provenientes del Golfo de México. De manera opuesta, la estación Santiago Zautla ubicada al SO de la RdZ, registra los valores más bajos de precipitación en la región. De lo anterior, se puede deducir que las precipitaciones en la RdZ se presentan con mayor intensidad en la parte NE y con menos valores al SO, teniendo una dirección de atenuación SO-NE (Figura 51).

**Eventos de precipitación crítica.** Las precipitaciones totales anuales (Figura 52) en la RdZ, generalmente oscilan entre los 260 y 6,000 mm, la primera para la región SO y la segunda para la NE. En la figura 49 se observa, como ya se mencionó anteriormente, que la estación de Cuetzalán presenta mayor precipitación en relación con el resto de las estaciones de la región. Para el caso de la estación de Zacapoaxtla, se observa que hasta el año de 1957, fecha en que se tiene una interrupción en el registro de datos, la precipitación es del orden de 1,000 mm a 2,500 mm, mientras que a partir de 1959, el registro de precipitaciones de menor valor tienen lugar con una variación de 900 mm a 1,950 mm. Este comportamiento no es claro en las demás estaciones, debido a la falta de información. Sin embargo, pareciera que el año de 1959 representa un parteaguas en el régimen de precipitación de la región, pasando de un período de registros con valores altos, a otro de valores de precipitación bajos. De acuerdo con Alcántara-Ayala (2004) lluvias excepcionales motivadas por perturbaciones tropicales y huracanes, han influido de forma importante en la evolución del relieve de la RdZ. Hasta el año de 1999 la autora reporta 10 eventos climatológicos importantes, que afectaron a la Sierra Norte de Puebla (Tabla 6), siendo la perturbación de octubre de 1954 (602 mm) y la depresión tropical de octubre de 1999 (844 mm) las generadoras de mayor cantidad de lluvia, curiosamente, ambas registradas en el mismo mes.

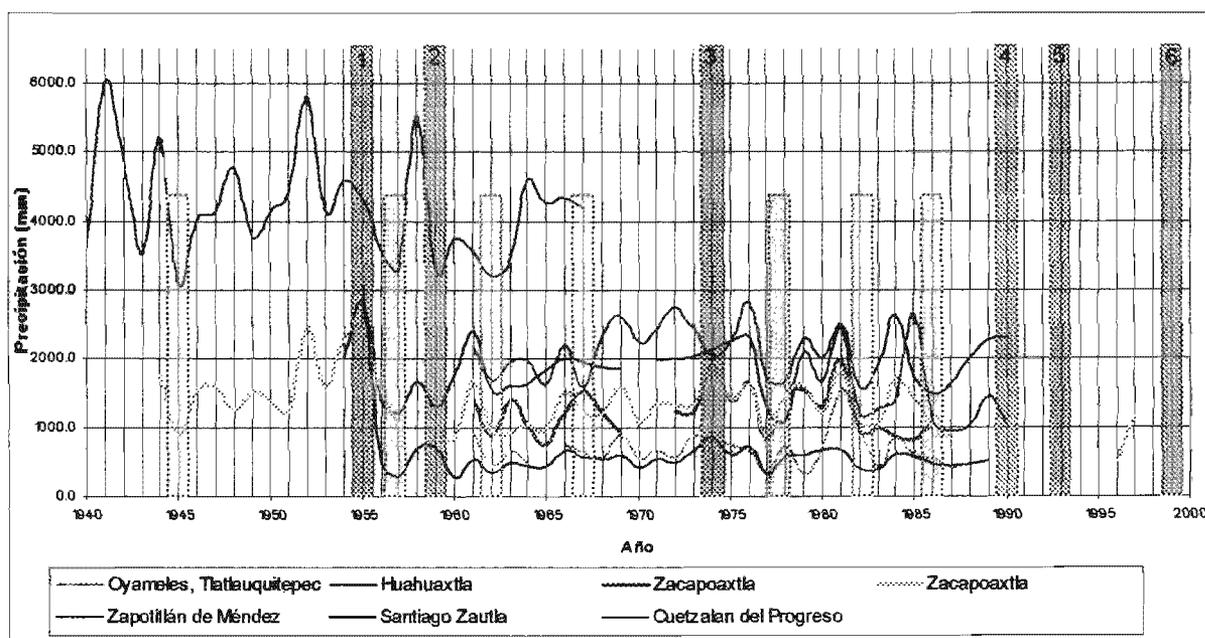


Figura 52.- Precipitación total anual. Información registrada en las estaciones meteorológicas de la RdZ. Las columnas altas indican los siguientes eventos meteorológicos: 1. Huracán Florencia (1954), perturbación tropical (1954), tormenta tropical (1954) y huracanes Hilda y Janet (1955); 2. Tormenta tropical Beulah (1959); 3. Huracán Fifi (1974); 4. Huracán Diana (1990); 5. Huracán Gert (1993) y 6. Depresión tropical (1999). Las columnas bajas, indican los años de menor precipitación.

Atendiendo a los eventos meteorológicos de la tabla 6 y a las precipitaciones máximas diarias para las estaciones de la RdZ (Figura 53) se tiene, en primer lugar, que la tormenta tropical Beulah (1959) y el huracán Diana (1990) no tuvieron ningún efecto en la RdZ. Por lo tanto, no se puede establecer un comportamiento homogéneo para la Sierra Norte de Puebla ante estos eventos. Segundo, existen perturbaciones críticas anteriores no reportadas, que se ubican en los años 1941, 1944, 1948 y 1952 (estaciones Cuetzalán y Zacapoaxtla), posiblemente porque a nivel Sierra Norte no tuvieron gran influencia, sin embargo, en la RdZ significaron abundantes precipitaciones. Tercero, la precipitación máxima diaria histórica para la RdZ corresponde a la registrada en octubre de 1999, con un valor de 343 mm. Cuarto, el orden de intensidad histórica va de los  $2.78 \times 10^{-7}$  m/s a los  $3.97 \times 10^{-6}$  m/s.

Tabla 6.- Eventos meteorológicos registrados en la Sierra Norte de Puebla desde 1950 (estación Zacapoaxtla), (modificada de Alcántara-Ayala, 2004)

	¿?	¿?	¿?	Huracán Florence	Petur. Trop.	Torm. Trop.	Hilda	Janet	Torm. Trop. Beulah	Huracán Fifi	Huracán Diana	Huracán Gert	Dep. trop.
Fecha	27-29 Sep. 1944	16-17 jul. 1948	22-26 Sep. 1952	11-12 Sep. 1954	6-9 Oct. 1954	23-30 Ago. 1955	10-20 Sep. 1955	21-28 Sep. 1955	15-18 Jun. 1959	14-22 Sep. 1974	4-9 Ago. 1990	14-21 Sep. 1993	3-7 Oct. 1999
Caracts.	¿?	¿?	¿?	Cat. 1	-	-	Cat. 3	Cat. 5	-	Cat. 2	Cat. 2	Cat. 2	-
Precip. total (mm)	691.5	177	604	481	602	299	72	379	3	331	168.6	204.1	844
Precip. máx en 24-h	331	155	184	332	335	285	24	330	2.5	250	85.7	72.7	343
Intensidad m/s (24-h)	3.83 E-6	1.79 E-6	2.13 E-6	3.84 E-6	3.88 E-6	3.30 E-6	2.78 E-7	3.82 E-6	2.89 E-8	2.89 E-6	9.92 E-7	8.41 E-7	3.97 E-6
Precip. media mensual	37.7	8.08	35.17	28.78	20.11	5.23	35.93	35.93	4.25	25.9	¿?	¿?	¿?

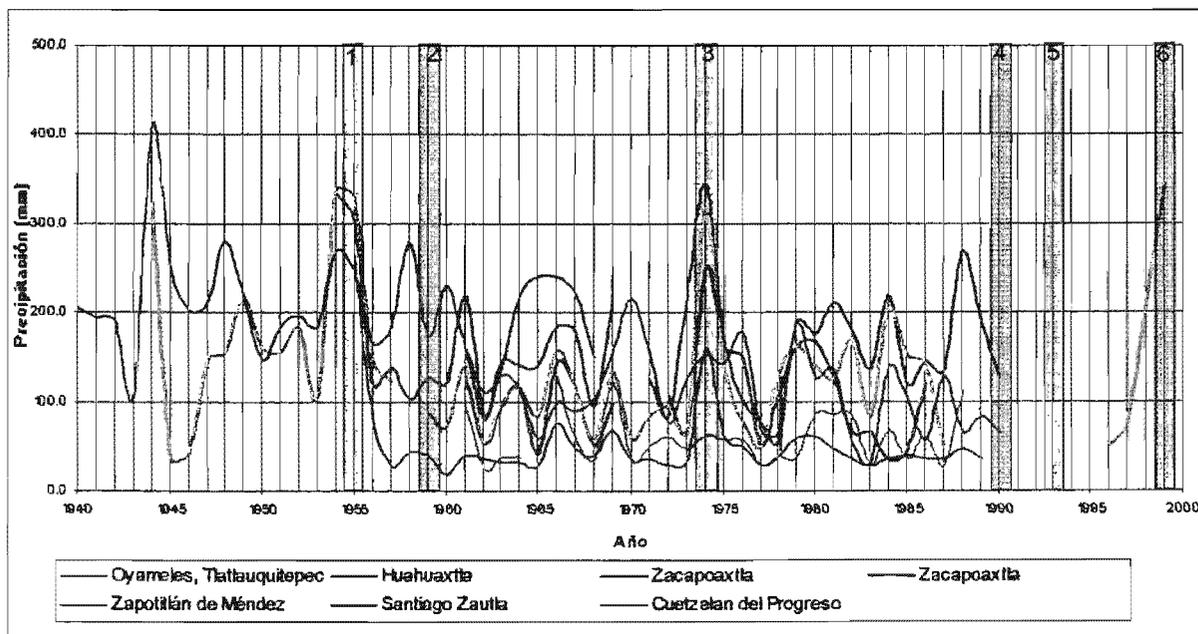


Figura 53.- Precipitación máxima diaria. Las columnas azules indican perturbaciones atmosféricas que motivaron huracanes, depresiones y tormentas tropicales, ya explicadas en el gráfico anterior.

#### IV.7.- ANALISIS DE FACTORES QUE INFLUYEN EN LOS PRM DE LA RdZ

En los procesos de remoción en masa, existen en términos generales, dos clases de factores que promueven la inestabilidad de una ladera. Una clase corresponde a los factores determinantes, que como su nombre lo indica, determinan las condiciones, físicas, geométricas y mecánicas, para que la inestabilidad tome lugar. Estos factores pueden estar actuando por largos periodos de tiempo, sin que el fenómeno gravitacional se presente. La litología, inclinación de laderas (pendientes) y densidad de disección, son considerados en este trabajo como factores determinantes.

La segunda clase se refiere a los factores detonantes, es decir aquellos que disparan la inestabilidad. Estos factores, conocidos también como factores inmediatos, significan alteraciones de la resistencia al esfuerzo cortante del material, en cortos periodos de tiempo que van desde segundos hasta horas. Un solo factor detonante como la lluvia, es suficiente para originar cientos de inestabilidades, pero si se combina con un sismo, el efecto puede ser abrumador. Los factores considerados como detonantes en esta tesis son: Intensidades sísmicas (máximas históricas), precipitación media anual y modificaciones antrópogénicas en el uso del suelo.

Con base en lo anterior, se retoman para este análisis las cartas 1, 2, 3, 6 y 7 (geología, pendientes y densidad de disección, procesos de remoción en masa y usos del suelo, respectivamente), y las figuras 29 y 51 (intensidad sísmica máxima histórica y precipitación media anual, respectivamente).

##### IV.6.a.- Factores determinantes

Litología.- Comparando la distribución litológica de la carta geológica (Carta 1) con la carta de PRM (carta 6), se tiene el número de PRM con una tipología específica en cada una de las unidades litológicas (Tabla 7, Figura 54). A partir de lo anterior, se observa la siguiente información:

- i. La ignimbrita Xáltipan no soldada, es en la región, la unidad con mayor número de inestabilidades registradas.
- ii. La misma ignimbrita presenta mayor número de PRM del tipo de flujos de detritos y suelos, en mediana cantidad deslizamientos rotacionales simples de detritos y en baja cantidad deslizamientos traslacionales de suelos y detritos. Todas estas tipologías son asociadas más a condiciones de saturación, por lo que se afirma que las laderas de depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada, son más vulnerables durante eventos de precipitación.
- iii. Los flujos de rocas que significan mayor área de afectación, se concentran en los cuerpos intrusivos intemperizados y en las unidades más antiguas de la región pertenecientes al Conjunto Petrotectónico Cahuasas.
- iv. La Formación Teziutlán carece de registros de PRM, debido a que no se pudo realizar una adecuada fotointerpretación dada la baja calidad y notable deformación de la fotografía aérea en esa área. Sin embargo, la alta densidad de disección sugiere un buen número de inestabilidades para esta unidad.
- v. En general los deslizamientos rotacionales, traslacionales y flujos son los tres tipos principales de inestabilidad en la región.

Tabla 7.- Número de PRM por tipología y por unidad litológica.

CLAVE	TIPOLOGÍA	CANT.	MATERIAL								
			Ix-A	Ix-B	Ba	Tz	Kvs	Kvi	Gr	Jm	Jmc
CR	Caida de rocas (rock fall)	9	0	0	0	0	0	2	6	0	1
CD	Caida de detritos (debris fall)	5	0	5	0	0	0	0	0	0	0
CSS	Caida de suelos (soil fall)	4	4	0	0	0	0	0	0	0	0
DRSR	Deslizamiento rotacional simple en rocas	5	0	1	0	0	0	1	2	0	1
DRSD	Deslizamiento rotacional simple en detritos	72	43	0	3	0	0	14	4	3	5
DRSS	Deslizamiento rotacional simple en suelos	35	11	0	0	0	0	3	2	8	11
DRMD	Deslizamiento rotacional multiple en detritos	10	0	0	0	0	0	1	0	0	9
DRSCD	Deslizamiento rotacional sucesivo en detritos	2	0	0	0	0	0	0	0	2	0
DTBR	Deslizamiento traslacional en bloques de roca	6	0	0	0	0	0	4	1	0	1
DTBD	Deslizamiento traslacional en bloque de detritos	11	4	0	0	0	0	4	0	0	3
DTS	Deslizamiento traslacional de suelos (slab slide)	63	23	0	0	0	0	8	4	9	19
DTR	Deslizamiento traslacional en rocas (rock slide)	13	0	0	0	0	0	13	0	0	0
DTD	Deslizamiento traslacional de detritos (debris slide)	54	15	0	0	0	1	23	2	6	7
FR	Flujos en roca (rock flow)	48	0	0	0	0	0	4	23	9	12
FD	Flujos de detritos (debris flow)	183	99	0	0	0	1	54	8	17	4
FS	Flujos en suelos (soil flow-mudflow)	171	71	0	0	0	1	44	17	23	15
CAL	Conoide aluvional	5	5	0	0	0	0	0	0	0	0
BS	Escarpes asociados a PRM	639	246	2	4	0	12	175	51	74	75
TOTAL:		1335	521	8	7	0	15	350	120	151	163

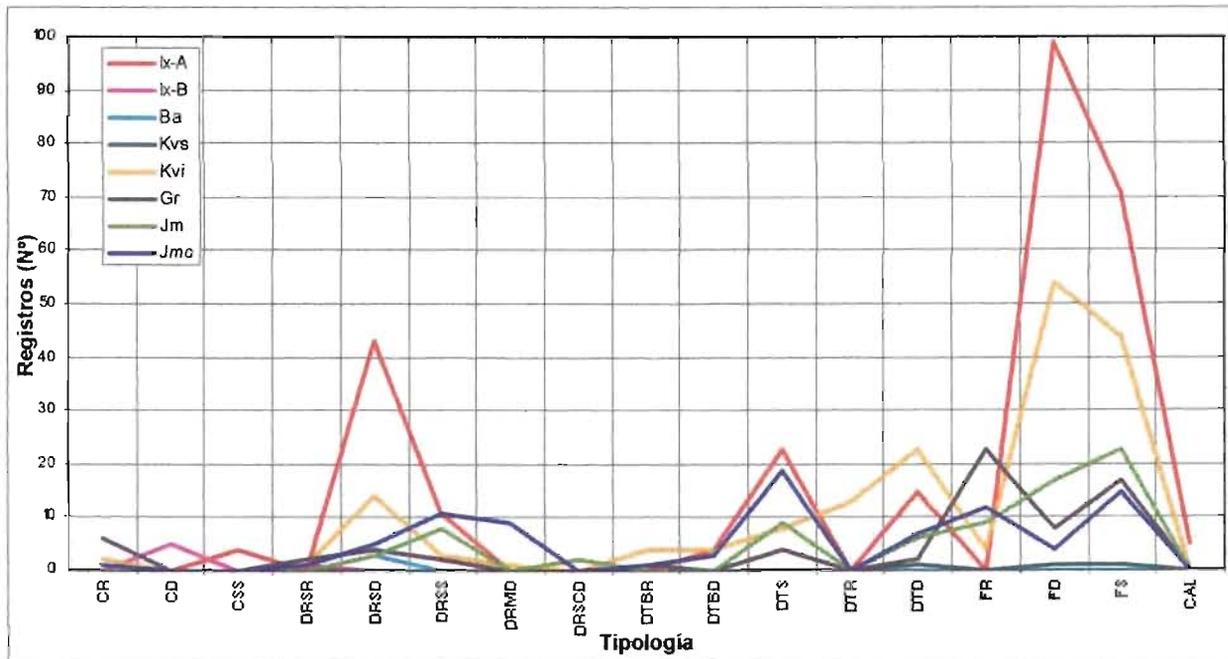


Figura 54.- Número de PRM para cada unidad litológica. Ix-A= Ignimbrita Xáltipan no cementada; Ix-B= Ignimbrita Xáltipan soldada; Ba= Depósitos de lava y conos cineríticos asociados a un volcanismo moogenético; Tz = Formación Teziutlá; Kvs= Formación Tamaulipas superior; Kvi= Formación Tamaulipas inferior; Gr= Cuerpos intrusivos; Jm= Conjunto Petrotectónico Molango; y Jmc = Conjunto Petrotectónico Cahuasas.

Para reafirmar lo anterior, en el análisis de la litología como factor determinante (Tabla 8 y Figura 55 A), se observa que la ignimbrita Xáltipan no soldada es la unidad litológica con mayor área inestable, lo cual significa que ésta, presenta las condiciones físicas y mecánicas necesarias para el desarrollo de inestabilidades superficiales y profundas (flujos de detritos y deslizamientos rotacionales simples de detritos, respectivamente), los cuales son asociados a factores detonantes de origen climático (precipitación) e hidrogeológico. Por otra parte, en las litologías del Mesozoico (Fm. Tamaulipas Inferior, granitos y Conjuntos Petrotectónicos Molango y Cahuasas) a excepción de Fm. Tamaulipas Superior, predominan las inestabilidades asociadas a deformaciones profundas de ladera, tales como flujos de rocas, deslizamiento traslacional de rocas y deslizamiento traslacional de detritos. Estos procesos gravitativos, de acuerdo con la bibliografía, son detonados principalmente por factores sísmicos y tectónicos, que determinan el estado de esfuerzos a los cuales se encuentran sometidos actualmente los macizos rocosos.

Pendiente (inclinación de laderas).- La relación entre PRM y pendiente de laderas se muestra en la tabla 8 y figura 55 B. Los escarpes indicados con la línea de color magenta, presentan mayor desarrollo en laderas con pendientes de entre 6 y 11°, mientras que sus respectivos depósitos, obviamente se localizan sobre pendientes más bajas (3 a 6°). Para este caso, esta relación ayuda poco en el análisis de la influencia de la pendiente en los procesos gravitacionales, debido a que la mayoría de los cuerpos inestables cartografiados en la región, tuvieron origen antes de la construcción del modelo digital de elevaciones del cual se desprende el mapa de pendientes.

Densidad de disección.- Este factor (Tabla 8 y Figura 55 C), al igual que el anterior, refleja la evolución del relieve después de formadas la mayoría de las inestabilidades de ladera de la región, por lo que no se puede establecer de manera clara, el efecto de la densidad de disección en la formación de PRM.

Para un análisis mas completo, de la influencia de éstos dos últimos factores en la inestabilidad de laderas de la región, se necesitaría contar con modelos digitales de elevación anteriores a la formación de dichas inestabilidades.

#### **IV.6.b.- Factores detonantes**

Intensidad sísmica (máxima histórica).- Para esta relación (Tabla 9 y Figura 56 A), los resultados reflejan que en la RdZ, no existe una relación clara entre la intensidad sísmica y el número de PRM, debido a que la mayoría de las superficies inestables se localizan en una zona, que para el área de estudio es de intensidad media.

Uso del suelo.- La distribución de inestabilidades de ladera con respecto al uso del suelo, se observa en la tabla 9 y figura 56 B, donde las columnas grises y magentas, corresponden a las superficies de depósitos y escarpes, respectivamente. Los campos del tema uso del suelo fueron ordenados de izquierda a derecha según el grado de influencia antrópica.

En general se observa una mayor superficie inestable en campos antropogénicos, como los asentamientos humanos (Ah), que en áreas de bosque poco impactadas (Bp, Bpq y Bmm). Lo anterior puede significar en primera instancia, que una modificación antropogénica del relieve es el origen de la mayor parte de la inestabilidad de la región. Sin embargo, es importante notar que

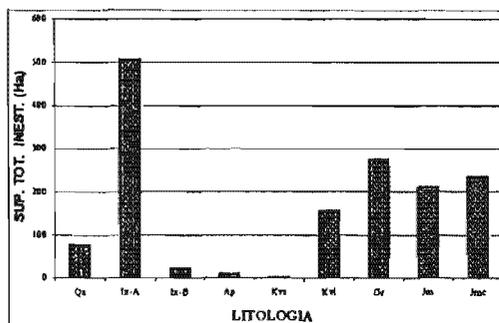
la mayoría de las inestabilidades localizadas en los actuales asentamientos humanos (54.5 %), corresponden a antiguos deslizamientos traslacionales en bloque y simples, de rocas y detritos, así como flujos de rocas, asociados a factores detonantes de origen geológico e hidrogeológico. Lo anterior significa, que el impacto antropogénico, tuvo lugar después de formadas dichas inestabilidades por lo que no influyeron en estas. Sin embargo, actualmente los asentamientos humanos pueden estar expuestos a peligros de remoción en masa, en caso de que estas antiguas inestabilidades sean reactivadas.

Por otra parte, es indiscutible que en los deslizamientos traslacionales de suelos y flujos de detritos y lodos, los asentamientos humanos más que factores detonantes, constituyen factores determinantes que modifican las condiciones geotécnicas de las laderas, para que esto tipos de inestabilidad tengan lugar.

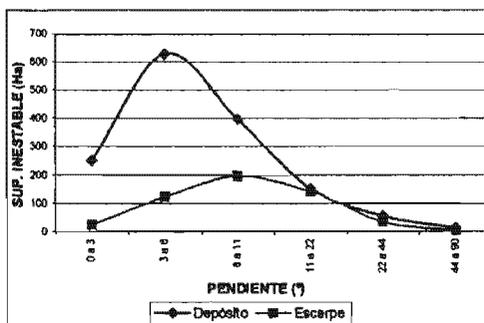
Precipitación. - En cuanto a la precipitación como factor detonante, se observa que no existe una relación clara entre ésta y la inestabilidad de la región, pues en la tabla 9 y figura 56 C, el máximo valor de superficie inestable se localiza en los mínimos de precipitación media anual de la región, y de forma contraria, los valores mínimos de superficie inestable se localizan en la zona de mayor precipitación.

Tabla 8.- Tabulación de áreas entre PRM y posibles factores determinantes: litología, pendientes y densidad de disección.

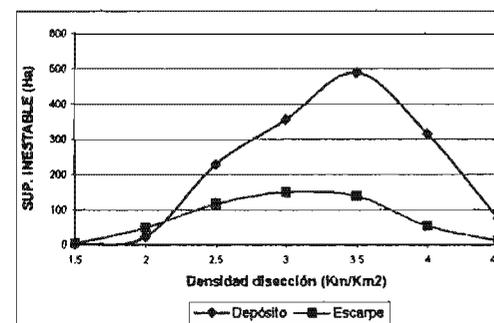
TIPO	LITOLOGIA										PENDIENTE (°)						DENSIDAD DE DISECCION (Km/Km2)					
	Qa	Ix-A	Ix-B	Ap	Kvs	Kvi	Gr	Jm	Jmc	0 a 3	3 a 6	6 a 11	11 a 22	22 a 44	44 a 90	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5
CR: Caída de rocas (Ha)	8.2	0.24	0	0	0.18	2.84	0	0	1.32	2	8.8	11.14	4.08	0.18	0	0	0	7.16	14.3	5.48	0.4	0
CD: Caída de detritos (Ha)		4.48	15.72	0	0	0	0	0	4.48	15.72	12.56	11.36	8.88	0.36	0	0	0	23.00	23.48	0.8	0	0
CCS: Caída de suelos (Ha)	0	0.04	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0.12	0.12	0	0	0	0	0	0.4	0	0	0	0
DRSR: Deslizamiento rotacional simple en rocas (Ha)	4.12	1.28	1.28	0	0	1.88	7.88	0	2.04	3.28	8.4	11.32	8.84	1.44	0.36	1.68	0	3.56	0	4	20.72	1.84
DRSD: Deslizamiento rotacional simple en detritos (Ha)	9.04	1.84	1.84	8.44	0	4.84	7.88	5.84	15	41.52	32.76	6.52	1.84	0.08	0	0.4	15.92	35.68	37.84	29.76	6.08	
DRSS: Deslizamiento rotacional simple en suelos (Ha)	0.4	5.92	0	0.04	0	2.64	0.6	3.32	2.88	11.12	7.32	0.92	0	0	0	0	0.68	5.28	8	2.64	5.32	
DRMD: Deslizamiento rotacional múltiple en detritos (Ha)	0.04	0	0	0.12	0	0.08	0	0.04	0.2	4.28	2.24	2.28	0.32	0	0	0	0	1.12	5.48	0.12	0	
DRSCD: Deslizamiento rotacional sucesivo en detritos (Ha)	0	0	0	0	0	0	0	1.12	2.12	1.44	2.28	1	0	0	0	0	0	0	1.16	5.08	0	
DTBR: Deslizamiento traslacional en bloques de roca (Ha)	2.1	0.04	0.04	0	0.04	31.52	0	18.72	1.44	5.52	25.56	34.08	22.4	11.24	0	12.84	0.32	37.2	32.44	5.76	0	
DTBD: Deslizamiento traslacional en bloques de detritos (Ha)	0	0	0	0	0	1.68	0	2.04	2.68	0.96	1	0.2	0	0	0	1.4	0.28	1.32	1	5.28		
DTs: Deslizamiento traslacional de suelos (Ha)	1.78	0	0.2	0	9.48	1.24	7.88	9.38	5.04	1.44	18.08	4.44	0.52	0	0	3.68	10.88	10.96	10.96	4.28		
DTR: Deslizamiento traslacional en rocas (Ha)	0	0	0	0	11.08	0	0	1.04	0	6.96	8.2	2.32	0.56	0.2	2.56	6.4	3.4	7	0.08			
DTD: Deslizamiento traslacional de detritos (Ha)	3.5	39.12	0.24	0	0.56	20.64	5.88	28.48	17.12	11.32	50.48	21.56	7.92	0	1.8	43	56.24	77.64	19.16	3.96		
FR: Flujos en roca (Ha)	0.32	34.76	0	0	0.08	4.4	50.4	32.52	81.4	11.32	92.28	11.72	8.8	0	0	18.48	57.2	65.6	90.08	18.84		
FD: Flujos de detritos (Ha)	4.78	1.44	1.44	0	0.56	41.2	2.32	50.12	2.12	55.58	77.52	28.32	8.44	0.68	0	4.4	28.92	78.16	97.16	61.96	18.84	
FS: Flujos en suelos (Ha)	2.3	32.58	0.56	0	0.18	23.36	13.84	28.44	26.12	33.76	9.44	1.36	0.12	0	0.96	6.32	19.08	50	20.08	12.16		
BS: Escarpe de PRM (Ha)	1.24	5.16	4.92	22.68	126.76	48.04	81.84	88.88	24.68	122.38	140.8	35.36	4.56	3.96	48.88	116.58	149.7	139.4	54.84	13		
CAL (Ha)	1.04	2.52	0.16	0	0	0	0	0	3.92	1.16	1.6	1.04	0	0	0	0.32	0.08	0.12	0			
<b>TOTAL (Ha)</b>	<b>76</b>	<b>507.08</b>	<b>23.84</b>	<b>9</b>	<b>1.56</b>	<b>155.44</b>	<b>274</b>	<b>208.9</b>	<b>234</b>	<b>250.32</b>	<b>627.44</b>	<b>395.92</b>	<b>151.4</b>	<b>55.44</b>	<b>13.4</b>	<b>1.88</b>	<b>22.76</b>	<b>228.04</b>	<b>355.84</b>	<b>488.92</b>	<b>315.72</b>	<b>76.48</b>



A



B

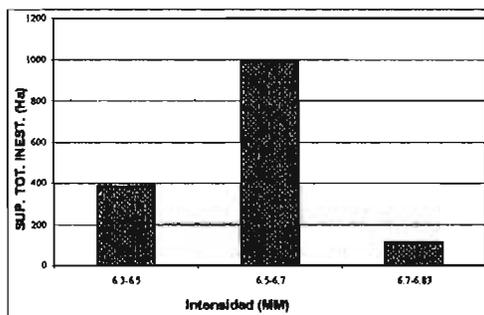


C

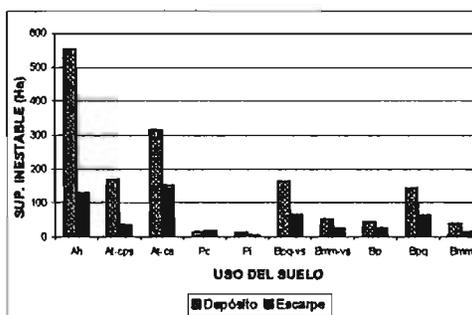
Figura 55.- Gráficas PRM y factores determinantes. A, PRM-litología (para esta última: Qa = Terraza fluviales, Ix-A = Ignimbrita Xáltipan no soldada., Ix-B = Ignimbrita Xáltipan soldada, Ap= Fm. Apaxtepec, Kvs= Fm. Tamaulipas Superior, Kvi= Fm. Tamaulipas Inferior, Gr= Cuerpos intrusivos, Jm= Conj. Petr. Molango, Jmc= Conj. Petr. Cahuasas). B, PRM-pendiente. C, PRM-densidad de disección.

Tabla 9.- Tabulación de áreas entre PRM y posibles factores detonantes: intensidad sísmica, uso del suelo y precipitación media anual.

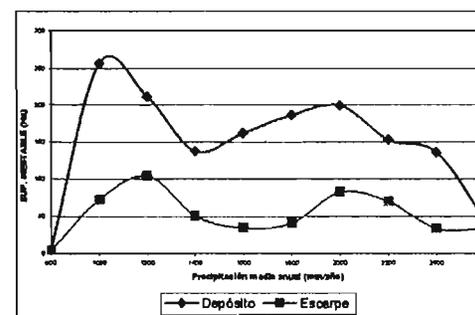
TIPO	INTENSIDAD (MM)			USO DEL SUELO										PRECIPITACION MEDIA ANUAL (mm/año)										
	6.3-6.5	6.5-6.7	6.7-6.83	Ah	At-cps	At-ca	Pc	Pi	Bpq-vs	Bmm-vs	Bp	Bpq	Bmm	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200	2400	2600	
CR: Calda de rocas (Ha)	0.0	0.0	0.0	9.32	0	6.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CD: Calda de detritos (Ha)	0.0	0.0	0.0	0.6	0	0	0	0	0	0	0	15.32	0	0	0	0	0	16.16	0	0	0	0	0	
CCS: Calda de suelos (Ha)	0.0	0.0	0.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
DRSR: Deslizamiento rotacional simple en rocas (Ha)	0.0	8.2	0.3	0.12	1.8	8.24	0	0	0	1.56	0	3.32	0	0	1.68	0	3.66	0	0	0	0	5.44	1.32	
DRSD: Deslizamiento rotacional simple en detritos (Ha)	36.6	0	4.3	0	3	28.64	0	0	5.36	7.44	1.76	36.76	0	0	11	0	41.44	12.6	3.96	3.28	0	8.16	0.28	
DRSS: Deslizamiento rotacional simple en suelos (Ha)	2.4	1.0	1.0	3.08	0	0	0	0.4	0	1.2	6.32	0	0	0	0	0	4.32	1.92	0.62	2.12	1.08	0.16	0.28	
DRMD: Deslizamiento rotacional múltiple en detritos (Ha)	0.0	0.1	0.0	4.12	0	0.12	0	0	1.36	0	0	0	0	0	0.12	1.88	0	0	0	0	0	0	0	
DRSCD: Deslizamiento rotacional sucesivo en detritos (Ha)	0.0	0.0	0.0	0	0	1.52	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.32	0	0	0	0	0	0	
DTBR: Deslizamiento traslacional en bloques de rocas (Ha)	0.0	38.8	0.0	17.18	0	31.52	0	0	0.08	0	0	0	1	0	0	2.92	0	0	0	61.6	0	0	0	
DTBD: Deslizamiento traslacional en bloques de detritos (Ha)	0.0	0.0	0.0	0	0	2.8	0	0	0	1.84	0.92	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	
DTS: Deslizamiento traslacional en suelos (Ha)	5.6	0.0	12.8	0	0	17.4	0	0	4.48	0.2	0.32	6.92	0	0	10.16	0	4.08	0.88	4.48	3.44	6.6	2.64	2.56	
DTR: Deslizamiento traslacional en rocas (Ha)	0.0	0.0	1.56	0	0	0	0	0	0	0	8.76	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
DTD: Deslizamiento traslacional de detritos (Ha)	74.4	0.0	19.1	0	20.48	28.36	0	0	1.36	36.92	12	14.6	9.76	0.44	38.48	12.12	7.4	1.76	1.72	8.2	16.56	0.72	0.28	
FR: Flujos en roca (Ha)	0.0	0.0	0.0	0	0	49.68	0	0	68.12	0	0	26.72	0	0	26.36	93.76	0	86	117.28	7.28	0.84	0	0	
FD: Flujos de detritos (Ha)	57.7	0.0	66.0	14.96	41.12	13.44	12.04	64.44	0.52	9.8	16	8.36	4.24	27.88	8.84	21.04	16.92	52.16	0	31.28	7.04	25.96	0	
FS: Flujos en suelos (Ha)	12.5	0.0	45.04	0	0	0	0	3.16	0.48	7.96	16.2	1.84	0.12	0	0	9.44	9.84	3.04	0.76	3.2	5.32	4.76	4.44	
BS: Escarpe de PRM (Ha)	149.7	0.0	53.0	129.12	34.08	17.44	3.48	64.2	26.04	25.4	62.04	13.12	4.12	72.4	0	60.44	34.64	41.2	82.24	69.76	33.6	33.92	0	
CAL (Ha)	0.0	0.4	0.0	0	5.44	0.12	0	0	0	0	0.88	0	0	0	0	1.4	0	0	0	0	0	0	0	
TOTAL (Ha)=	383.36	961.64	115.84	551.32	167.48	314.08	13.44	12.04	180.8	61.32	43.64	142.2	37.56	5.84	256.2	211	137.8	161.84	185.96	198.64	163.18	136.08	44.12	



A



B



C

Figura 56.- Gráficas PRM-factores detonantes. A, PRM-intensidad sísmica. B, PRM-uso del suelo (donde: Ah= Asentamiento humano, At-cps=Agricultura de temporal con cultivos permanentes y semipermanentes, At-ca= Agricultura de temporal con cultivos anuales, Pc= Pastizal cultivado, Pi= Pastizal inducido, Bpq-vs.- Bosque de pino-encino con vegetación secundaria, Bmm-vs.- Bosque mesófilo de montaña con vegetación secundaria arbustiva y herbácea, Bp.- Bosque de pino, Bpq= Bosque de pino-encino, Bmm= Bosque mesófilo de montaña), C, PRM-precipitación media anual.

## IV.8.- MODELIZACION

### IV.8.1.- Geotecnia

#### IV.8.1.a. Pruebas mecánicas

Con la intención de realizar la caracterización particular de procesos de remoción en masa en laderas de la ignimbrita Xáltipan no soldada, se obtuvieron dos muestras inalteradas: una de material del flujo piroclástico no soldado y la otra de su respectivo suelo residual. Se efectuaron las siguientes pruebas mecánicas para determinar su capacidad de carga: corte directo, triaxial, compresión simple y consolidación. Se obtuvieron, además, peso volumétrico, densidad, relación volumétrica y propiedades índice. En la tabla 10, se muestran los resultados obtenidos:

Tabla 10.- Propiedades mecánicas de la ignimbrita Xáltipan no soldada y suelo residual. Donde: PV=Peso volumétrico; W=Humedad natural; LL=Límite líquido; LP=Límite plástico; Ip=Índice de plasticidad; CR=Compacidad relativa; Fw=Índice de fluidez; Tw=Índice de Tenacidad; IL=Índice de Liquidez; CV=Contracción Volumétrica; CL=Contracción Lineal; Ss=Densidad de sólidos; e=Relación de vacíos; n=Porosidad; Gw=Grado de saturación; Ga=Grado de saturación de aire; Pc=Carga de preconsolidación; K=Conductividad hidráulica;  $\phi$ =Ángulo de fricción interna; c=Cohesión.

	Ignimbrita no soldada (lapilli)	Suelo residual (limo-arcilloso)
PV (kN/m <sup>3</sup> )	9.3	12.03
W (%)	26.58	139.23
LL (%)	--	71.60
LP (%)	--	54.24
Ip (%)	--	17.36
CR	--	0.77
Fw	--	13.30
Tw	--	1.31
IL	--	0.23
CL	--	4.86
Ss	2.286	2.44
e	1.93	3.76
n	0.6	0.7898
Gw	31.55	90.42
Ga	68.45	9.58
Pc	0.48	1.8
K (m/s)	5.4x10 <sup>-5</sup>	--
$\phi$ (°)	42°	29
c (kN/m <sup>2</sup> )	4.0	14.71

El valor de la conductividad hidráulica para la ignimbrita Xáltipan no soldada fue determinado de forma cualitativa, aplicándose los criterios indicados párrafos abajo, una vez expuestas las distribuciones granulométricas de la misma.

#### IV.8.1.b. Análisis granulométrico

Como estudio complementario, se efectuó el análisis granulométrico de la matriz del depósito ignimbrito no soldado, localizado en la ciudad de Zacapoaxtla. En la figura 57, se indican los puntos de muestreo ubicados en el flanco este del depósito, en donde A, C y E corresponden a frentes de ataque en bancos de material y los puntos B y D a taludes en obras civiles. El flanco

oeste no fue muestreado debido a que no se encontraron cortes adecuados para controlar la profundidad del muestreo y, además, porque se consideró innecesario debido a la homogeneidad del depósito.

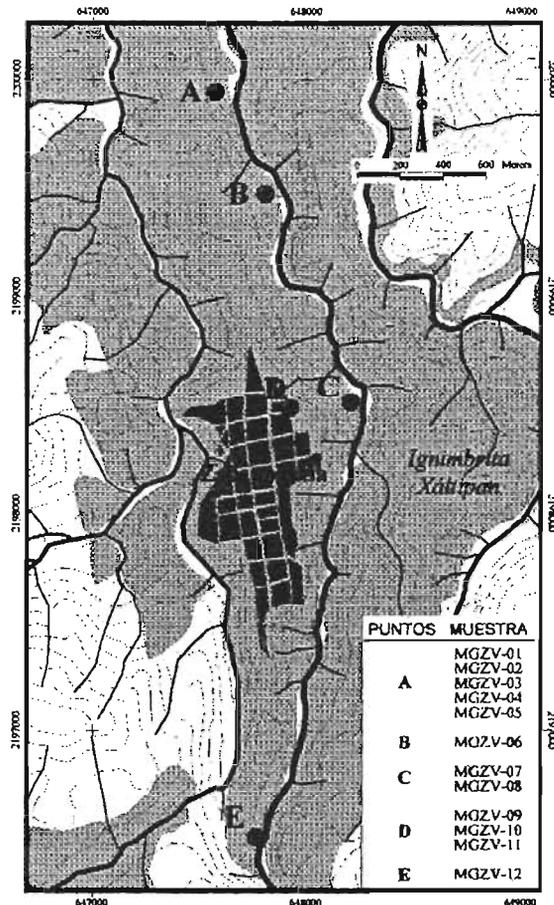


Figura 57.- Ubicación de los puntos de muestro para análisis granulométrico.

Para obtener los histogramas granulométricos y curvas de graduación, se tamizaron por vía seca, fragmentos de tamaño entre  $\phi -4$  (16mm) y  $\phi 4$  (63  $\mu\text{m}$ ), mientras que para partículas más finas que  $\phi 4$  (limo y arcilla), se utilizó el método por vía húmeda a través del sedimentógrafo láser "Friscth Analysette 20". A continuación, se presentan las columnas litológicas de los puntos de muestreo, granulometrías e histogramas obtenidos de los materiales muestreados.

*Columna 1.*- El arreglo litológico de ésta columna, se repite en los puntos de muestreo A y E, que se localizan al N y S de la ciudad respectivamente (Figura 57). De abajo hacia arriba la columna (Figura 58) está conformada por:

a. Unidad homogénea de fragmentos de pómez y líticos con matriz del tamaño del *lapilli*, que corresponde a la ignimbrita Xáltipan no soldada de más de 80 m de espesor (muestras MGZV-06 y MGZV 12, extraídas a 10 y 14 m de profundidad respectivamente); cubierta por suelos residuales.

d. Suelos residuales de poco espesor (máximo 0.5 m). El desarrollo de suelo residual profundo y capa orgánica bien definida, es impedido por procesos gravitacionales que afectan sólo niveles superiores.

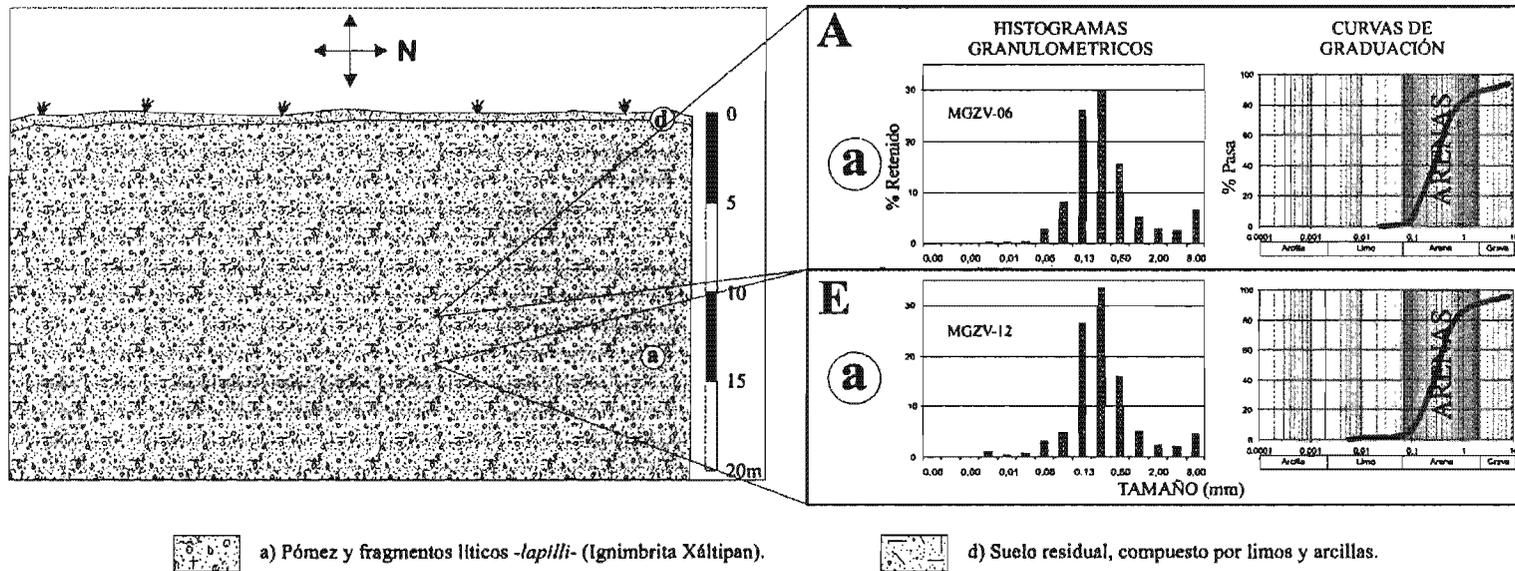


Figura 58.- Columna uno, puntos de muestreo A y E.

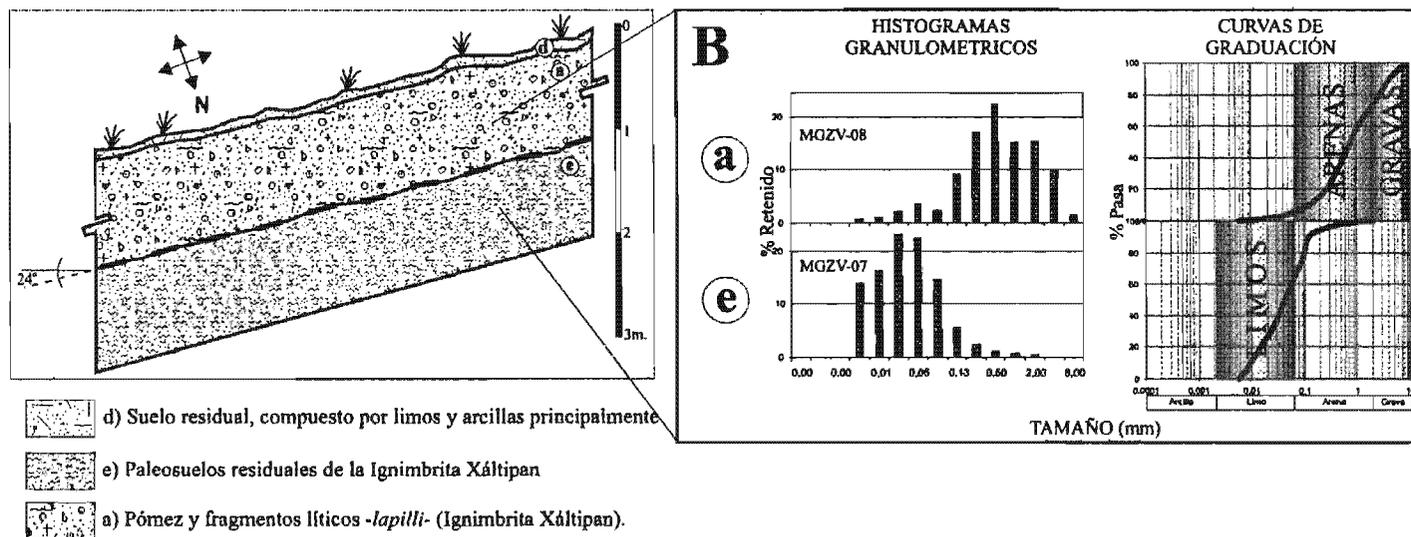


Figura 59.- Columna 2, punto de muestreo B.

Tabla 11.- Resultados granulométricos de las muestras del flujo piroclástico no soldado.

Punto de muestreo	Muestra	Tipo	Grava (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	D <sub>60</sub>	D <sub>30</sub>	D <sub>10</sub>	Cu	Cz	% de Finos
A	MGZV-06	a	12.08	84.59	3.33	0	0.44	0.214	0.12	3.69	0.88	2.276
B	MGZV-07	e	0.33	24.22	75.45	0	0.06	0.023	0.01	6.08	0.89	66.68
	MGZV-08	a	26.76	65.69	7.55	0	1.13	0.413	0.13	8.86	1.19	6.14
C	MGZV-09	a	4.18	66.55	29.27	0	0.24	0.096	0.04	6.38	1.05	22.97
	MGZV-10	b	57.20	40.87	1.93	0	5.32	0.936	0.32	16.65	0.51	1.44
	MGZV-11	c	39.57	57.92	2.51	0	1.98	0.722	0.28	7.20	0.96	1.94
D	MGZV-01	a	6.00	80.05	13.95	0	0.43	0.20	0.06	6.80	1.51	12.00
	MGZV-02	d	11.28	88.03	0.69	0	4.47	0.18	0.70	6.35	0.01	4.35
	MGZV-03	e	0.03	11.33	88.64	0	0.04	0.015	0.01	4.90	0.65	90.45
	MGZV-04	e	0.01	10.83	89.16	0	0.05	0.012	0.01	6.44	0.38	76.55
	MGZV-05	f	0.13	21.78	78.09	0	0.06	0.020	0.01	7.11	0.71	67.12
E	MGZV-12	a	8.99	85.59	5.42	0	0.43	0.218	0.12	3.44	0.91	4.18

Tabla 12.- Clasificación de las muestras de acuerdo al SUCS.

Punto de muestreo	Muestra	Tipo	Clasificación SUCS	
			Símbolo	Descripción
A	MGZV-06	a	SP	Arena mal graduada sin finos
B	MGZV-07	e	ML	Limos inorgánicos, arenas finas limosas.
	MGZV-08	a	SW	Arena gravosa bien graduada con pocos finos
C	MGZV-09	a	SM	Arena limosa, mezcla de arena y limo
	MGZV-10	b	GW	Mezcla de grava y arena sin finos
	MGZV-11	c	SW	Arena gravosa bien graduadas sin finos
D	MGZV-01	a	SW	Arena bien graduada con finos
	MGZV-02	d	SW	Arena gravosa bien graduada sin finos.
	MGZV-03	e	CL	Arcillas inorgánicas de plasticidad baja a media.
	MGZV-04	E	CL	Arcillas inorgánicas de plasticidad baja a media.
E	MGZV-05	F	ML	Limos inorgánicos, arenas finas limosas.
	MGZV-12	A	SP	Arena mal graduada sin finos

Con base en lo anterior, se reafirma la homogeneidad del depósito ignimbrítico, ya que la distribución de tamaños es similar, tanto en el S como en el N; predominando el tamaño de las arenas (>80%) (Tabla 11), con poco contenido de gravas (8-12 %) y casi sin finos (< 5%). De acuerdo con el Sistema Único de Clasificación de Suelos (SUCS) se definen como arenas mal graduadas sin finos.

*Columna 2.*-Muestra la litología de una sección de talud excavado para desplante de obra civil, punto B de la figura 57. De abajo hacia arriba se tiene (Figura 59):

e. Paleosuelo de color café claro (MGZV-07 a 1.5 m) con un espesor visible de 1 m., en éste se distingue pómez intemperizada que forma nódulos de arcilla; presenta en conjunto una marcada consistencia y fracturamiento por contracción en estado seco; es cubierto por,

a. Estrato sano de ignimbrita no soldada con matriz del tamaño del *lapilli* (MGZV-08 1.0 m), de menos de 1 m de espesor con casi nula formación de suelo.

Considerando que el arreglo litológico “normal” de la ignimbrita Xáltipan no soldada es como la expuesta en la columna 1 (Figura 58), se tiene entonces una anomalía en la columna 2 (Figura

59). Donde se observa una granulometría inversa, con una unidad inferior (MGZV-07) compuesta por limos inorgánicos y arenas finas, mientras que en el nivel que la sobreyace (MGZV-08), predomina la arena con grava, bien graduada y con pocos finos.

Lo anterior se explica con base en un posible PRM no reciente, que interrumpió la formación del suelo sepultándolo con material de la ladera de arriba. El estrato superior de ignimbrita no soldada en esta columna, podría estar asociado al depósito de un flujo de detritos cuya edad puede ser inferida por el espesor del nuevo suelo residual; dado que el espesor del suelo es de apenas algunos centímetros, podría tratarse de un flujo formado durante las lluvias de finales de 1999.

Por otra parte, y considerando que el tamaño de la partícula tiene una relación con la conductividad hidráulica, de tal manera que a mayor tamaño de grano mayor conductividad hidráulica; se tiene entonces que la superficie de contacto entre ambas unidades podría significar una superficie de deslizamiento por efecto de acumulación y flujo de agua, provocando la remoción del estrato superior.

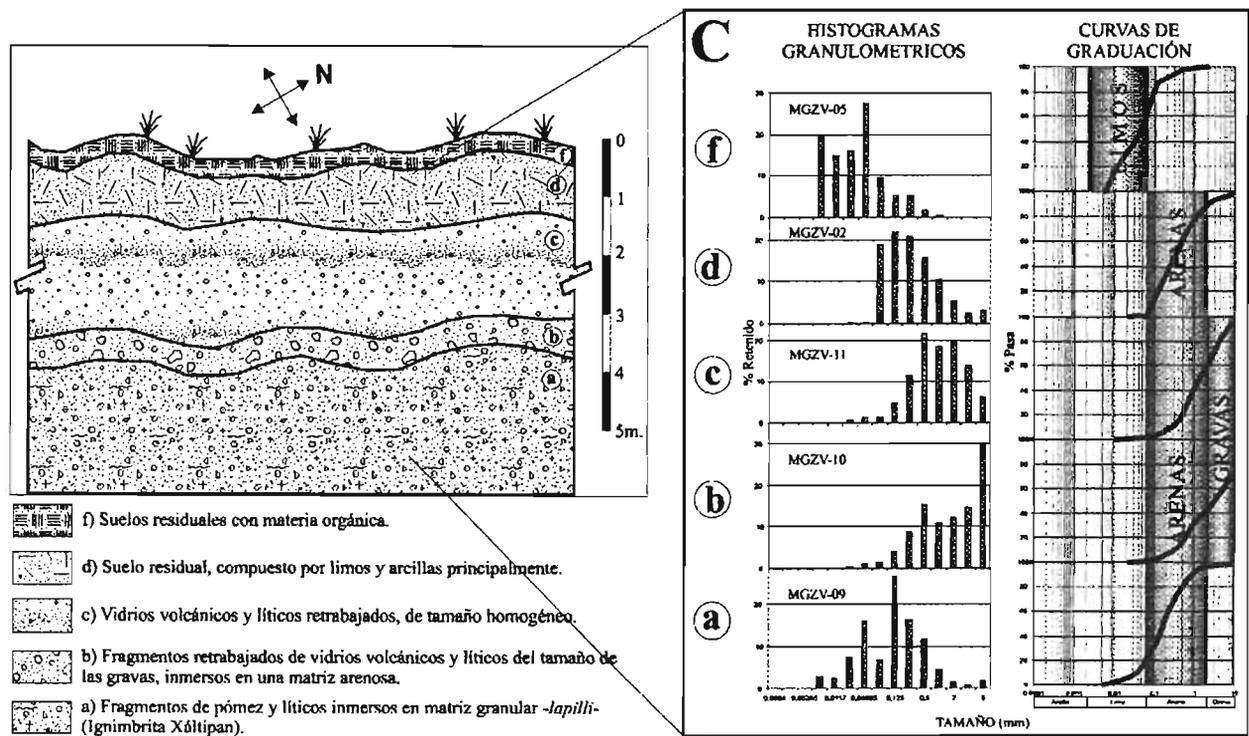


Figura 60.- Columna 3, punto de muestreo: C.

Columna 3.- Esta columna fué obtenida de un talud del banco de material (punto C, figura 60), presentando las siguientes unidades que se describen de abajo hacia arriba:

a. Afloramiento de 2 m de la ignimbrita Xáltipan no soldada, compuesto de fragmentos de pómez, obsidiana y líticos inmersos en una matriz granular (*lapilli*), cuya granulometría corresponde a una arena limosa (MGZV-09 muestra a 4 m de profundidad), cubierta por,

b. Estrato de fragmentos de vidrio volcánico y líticos retrabajados (MGZV-10 muestra a 3.5 m de profundidad), granulométricamente compuesto por una mezcla de grava y arena sin

finos. En relación con el nivel anterior presenta una granulometría más gruesa, además de un contacto litológico ondulado, definido por una pequeña capa (<1 cm de espesor) de color naranja y de textura arcillosa.

c. Unidad compuesta por un conjunto de fragmentos líticos también retrabajados pero de menor tamaño que la unidad inferior; de acuerdo con sus curvas de graduación (muestra MGZV-11 a 2 m de profundidad) se define como una arena gravosa bien graduada y sin finos; el contacto con el nivel anterior se observa también ondulado.

La cercanía relativa de esta columna con el río Tepetitlán, y el retrabajado que presentan los materiales de los dos estratos anteriores, permite suponer que el origen de estos últimos es de tipo aluvial, y que posiblemente formaron parte del cuerpo de alguna terraza.

d y f. Corresponden a niveles de arenas y limos para el primero, y arcillas para el segundo, asociados a procesos de formación del suelo residual.

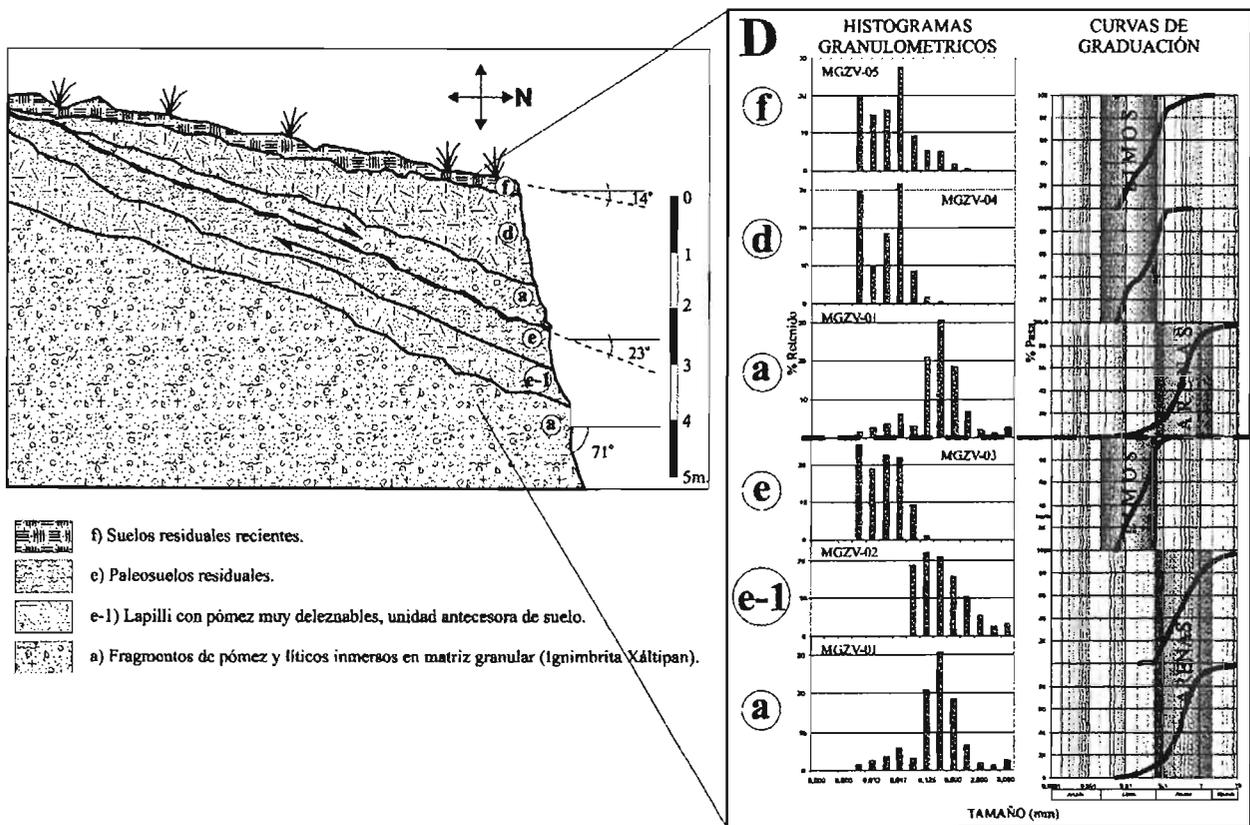


Figura 61.- Columna 4, punto de muestreo D.

**Columna 4.-** Esta columna se construye a partir de un talud de excavación que corta a un depósito no reciente de material removido, posiblemente flujo de detrito, localizado en el punto D de la figura 61. Esta columna muestra cómo un suelo residual puede ser interrumpido por el depósito de un PRM, y cómo éste, a su vez, da origen a un nuevo suelo contemporáneo, de la base de la columna hacia la superficie se tiene:

a. Depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada (MGVZ-01, 4.00 m de profundidad), con granulometría correspondiente a una arena bien graduada con finos (SW) (*lapilli*); cubierta por,

e-1. Pre paleosuelo, identificado como un material granular con fragmentos de pómez muy deleznable (MGZV-02 a 3.5 m de profundidad). Este estrato corresponde a la etapa inicial de la formación de suelo residual, su granulometría corresponde a una arena gravosa bien graduada sin finos, de 0.50 m de espesor.

e. Paleosuelo (MGZV-03 a 2.5 m de profundidad) clasificado con base en su granulometría, como una arcilla inorgánica de plasticidad baja a media, de 0.6 m de espesor.

Los contactos entre estas unidades son paralelos entre sí, con espesor constante a lo largo del talud y reflejando una inclinación original de ladera de 23°, más aguda que la actual de 14°. A este nivel la granulometría interrumpe su tendencia hacia los finos presentándose una anomalía, por lo que se infiere que los depósitos sobre yacientes corresponden a litologías redepositadas por procesos gravitacionales, en este caso formados por:

a. Unidad con granulometría idéntica a la ignimbrita Xáltipan no soldada (muestra MGZV-01),

d. Suelo residual (MGZV-04, muestreada a 1.20 m de profundidad), clasificado como arcilla inorgánica de plasticidad baja a media coronada finalmente por,

f. Suelo residual con material orgánico, compuesto por arenas limosas (MGZV-05 a 1.0 m de profundidad).

Los contactos litológicos de estas últimas unidades, se observan con inclinación más suave y espesor irregular que se amplía hacia la base de la ladera. Al igual que en la columna 2, las superficies de paleosuelos sepultadas por deslizamientos, significan actualmente potenciales superficies de debilidad por efecto de diferencia de conductividad hidráulica.

En los histogramas granulométricos se observa en general, que el depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada, forma un suelo residual compuesto de arena fina, con tendencia hacia el tamaño del limo y las arcillas, resultado de la alteración que sustituye al vidrio con minerales arcillosos.

Con el objetivo de realizar un análisis más específico de las distribuciones granulométricas presentadas en las tablas 5 y 6, se calcularon los siguientes elementos:

*i. Coeficiente de uniformidad (Cu).* Con base en el *Cu* se tienen dos grupos de muestras. El primero integrado por las muestras MGZV 06 y 12, que presentan una granulometría uniforme ( $Cu < 5$ ) que les infiere una densidad baja, y por lo tanto, una mayor susceptibilidad a la erosión. Lo anterior se manifiesta en las laderas desnudas del depósito de ignimbrita Xáltipan no soldada, en donde se observan abundantes cárcavas que se van profundizando en cada periodo de lluvias, hasta llegar a formar profundos barrancos. El segundo grupo con granulometría poco uniforme lo integra el resto de las muestras con valor de *Cu* entre 5 y 20, siendo, en términos generales, materiales más resistentes a la erosión que el grupo anterior.

*ii. Contenido de finos.* Las muestras MGZV- 03, 04, 05, 07 y 09 presentan mayor contenido de limo por lo que tienen mayor retención de agua y, por lo tanto, menor conductividad hidráulica, todas ellas corresponden a niveles de transición a suelos residuales, como se mostró en las columnas litológicas.

De lo anterior, podemos concluir que los suelos residuales significan una importante barrera que impide la rápida erosión de la ignimbrita Xáltipan no soldada; sin embargo, en laderas de fuerte pendiente y bajo periodos de precipitación, estos materiales colapsan fácilmente, debido a que al aumentar su peso volumétrico por efecto de saturación, el esfuerzo de cortante supera la resistencia del material que las soportan, formándose deslizamientos traslacionales que evolucionan a flujos de detritos y lodo.

#### IV.8.1.c.- Conductividad hidráulica

Para determinar la conductividad hidráulica de la ignimbrita Xáltipan no soldada, se consideraron los resultados de la clasificación SUCS (Tabla 12), y los valores de conductividad hidráulica para materiales granulares, usados por el programa SEEP/W<sup>(R)</sup> (Tabla 13), además de las conductividades propuestas por González de Vallejo, *et al.*, (2002) (Tabla 14). Dado que la mayoría de las muestras del depósito piroclástico no soldado (MGZV-01, 02, 08, 10 y 11), son clasificadas según la SUCS, como arenas gravosas bien graduadas, con poco finos; se tiene, con base en la tabla 14, que la conductividad hidráulica fluctuaría entre  $1 \times 10^{-5}$ – $0.001$  m/s. En la tabla 13, dado que no predominan ni las arenas uniformes ni las finas, se adopta el valor de arena ( $K=5.4 \times 10^{-5}$  m/s).

Tabla 13.-Conductividades hidráulicas para diferentes tipos de suelos, (GEO SLOPE, 1999).

Material	K <sub>sat</sub> (m/s)	Porosidad	% arena	D <sub>10</sub> (mm)	Autor
Arena uniforme	$1 \times 10^{-4}$	0.35	95	0.1	Swanson, 1991
Arena	$5.4 \times 10^{-5}$	0.39	-	-	Ho, 1979
Arena fina	$4.3 \times 10^{-6}$	0.35	96	0.093	Bruch, 1993
Limo	$2.5 \times 10^{-7}$	0.38	-	-	Ho, 1979
Limo (tailings)	$5.8 \times 10^{-8}$	0.30	-	-	González and Adams, 1980
Arena limo-arcillosa	$1.5 \times 10^{-8}$	0.35	52	-	Huang, 1994
Arena limosa	$8.4 \times 10^{-9}$	0.4	-	0.003	Bruch, 1993

Tabla 14.- Rango de valores de la conductividad hidráulica en suelos (González de Vallejo, *et al.*, 2002).

Tipo de suelo	K (m/seg)
Grava mal graduada (GP)	$\geq 1$
Grava uniforme (GP)	0.002 – 1
Grava bien graduada (GW)	0.0005 – 0.003
Arena uniforme (SP)	$5 \times 10^{-5}$ – 0.002
Arena bien graduada (SW)	$10^{-5}$ – 0.001
Arena limosa (SM)	$10^{-5}$ – $5 \times 10^{-5}$
Arena arcillosa (SC)	$10^{-6}$ – $10^{-5}$
Limo de baja plasticidad (ML)	$5 \times 10^{-7}$ – $10^{-6}$
Arcillas de baja plasticidad (CL)	$10^{-7}$ – $10^{-10}$

#### IV.8.1.d.- Curva característica suelo-agua.

Considerada como la relación de mayor importancia en la determinación de parámetros de un suelo no saturado, permite identificar la relación entre el contenido volumétrico de agua y la succión de matriz.

i. *Muestreo.* Las muestras se obtuvieron de un talud (Figura 62) al SO de la ciudad de Zacapoaxtla, zona de La Manzanilla, en donde se observa el contacto entre la ignimbrita Xáltipan y los paleosuelos sobre rocas sedimentarias. De abajo hacia arriba, las muestras 10, 9,

8, 7 y 6 corresponden a diferentes fases del paleosuelo, cuya unidad parental corresponde a una brecha de calizas y arcilla. La muestra 5 fue extraída de la ignimbrita Xáltipan no soldada, que en este perfil se observa con un espesor de 1.5 m depositado sobre el paleosuelo anterior. Las muestras 4, 3, 2 y 1 corresponden al suelo residual del depósito piroclástico en la cima del talud.

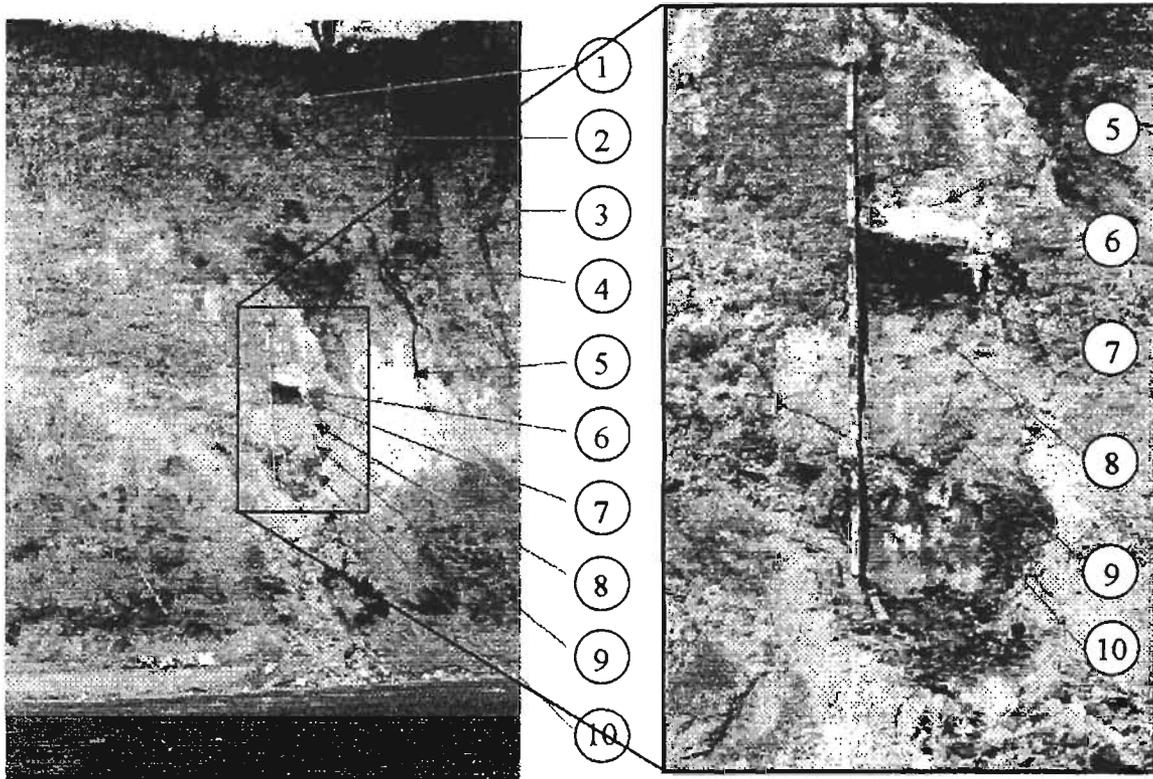


Figura 62.- Puntos de muestreo para caracterización de curva característica suelo-agua.

ii. *Prueba.* La prueba consiste en aplicar una presión de aire por 48 horas a una olla hermética cerrada (Figura 63), que contiene un disco cerámico poroso sobre el cual se deposita la muestra de suelo de volumen conocido (Figura 64) y previamente saturado (Figura 65). A una presión constante de aire en la cámara, una determinada cantidad de agua del suelo será succionada por el plato cerámico poroso y evacuada de la cámara cerrada, hasta llegar a un equilibrio en donde el suelo retiene una cantidad de agua para esa presión dada. Al incrementarse la presión, se reduce la humedad del suelo nuevamente, hasta llegar al punto en que se tenga un suelo casi seco bajo presiones elevadas. Al final de la prueba se calcula el contenido de humedad retenido por el suelo en cada una de las presiones aplicadas y al graficar esta relación se obtiene la curva característica suelo-agua para cada una de las muestras analizadas.

La prueba se realizó en el laboratorio de mecánica de suelos y rocas del *Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie de la Universidad de Milano-Bicocca, Italia*. Las presiones aplicadas en las 10 muestras analizadas fueron de 0.25, 0.5, 50, 150, 300, 500, 700, 1000 y 1500 kPa, con platos cerámicos de capacidad de succión de 0.5, 3, 5, y 15 Bars., en dos ollas herméticas de 5 y 15 Bars de capacidad. En cada presión de succión aplicada se colocaron dos probetas de cada muestra de suelo, para obtener un promedio del contenido de agua al final de la prueba y evitar errores.

iii. *Resultados.* Los contenidos de agua retenidos por las diez muestras en cada una de las presiones aplicadas, se muestran en la tabla 15. Al hacer la grafica del contenido de agua con respecto a las presiones aplicadas, se obtienen las curvas características de cada una de las muestras de suelo analizadas (Figura 66). En las curvas de la figura 66, se han eliminado los valores de las presiones de 0.25 y 500 kPa, debido a que los contenidos de agua se disparan en relación con el resto. Estos valores irregulares pudieron ser provocados por inconsistencias en la presión de succión aplicada durante la prueba, de tal manera que no se obtuvo un drenado correcto.

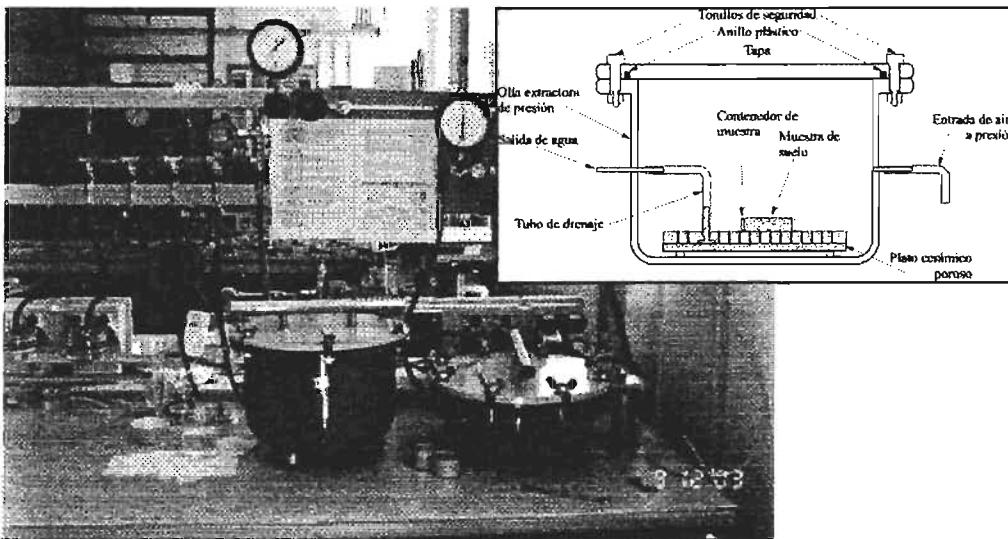


Figura 63.- Equipo empleado para la determinación de la curva característica suelo-agua. En la figura se muestran dos ollas herméticas, de izquierda a derecha, la primera con capacidad de presión de succión de hasta 5 bars, mientras que la segunda soporta presiones de hasta 15 bars. En el recuadro superior derecho se esquematiza el interior de éstas.



Figura 64.- Cámara hermética abierta con capacidad de 15 bar de succión, mostrando el disco cerámico poroso sobre el cual se deposita la muestra de suelo. Los dos pequeños recipientes de aluminio en el exterior de la olla reciben el agua drenada a través del plato poroso durante la prueba.



Figura 65.- Saturación de muestras de suelo y platos cerámicos porosos, previo al ensayo de la prueba de succión.

Tabla 15.- Contenido volumétrico de agua para cada una de las presiones de succión aplicadas.

Presión (kPa)	Muestra									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Contenido de agua (cm <sup>3</sup> )									
0.25	0.5136	0.6094	0.5702	0.6132	0.4484	0.5821	0.5350	0.6109	0.5131	0.4041
0.5	0.4902	0.5582	0.5144	0.5365	0.2116	0.5177	0.4721	0.5495	0.5037	0.3911
50	0.3858	0.4067	0.3736	0.4599	0.1602	0.4057	0.3927	0.4372	0.3843	0.3392
150	0.3629	0.3201	0.2299	0.3807	0.1176	0.3132	0.3405	0.3575	0.3593	0.2979
300	0.3061	0.3030	0.2200	0.3387	0.1011	0.2893	0.3002	0.3300	0.3242	0.2872
500	0.3178	0.3043	0.2292	0.3344	0.0901	0.2839	0.2786	0.3262	0.3002	0.2860
700	0.2926	0.2536	0.1823	0.2893	0.0690	0.2534	0.2867	0.3170	0.3076	0.2284
1000	0.2946	0.2473	0.1831	0.2748	0.0499	0.2228	0.2587	0.2717	0.2852	0.2119
1500	0.2709	0.2460	0.1752	0.2605	0.0690	0.2312	0.2488	0.2689	0.2628	0.2040

La curva característica de la matriz de la ignimbrita Xáltipan (muestra cinco) (Figura 66), se identifica fácilmente por su bajo contenido volumétrico de agua en relación con el resto de las muestras, típico de un suelo arenoso. Finalmente, para una correcta presentación de ésta curva, se traza una línea de tendencia como la que se muestra en la figura 67.

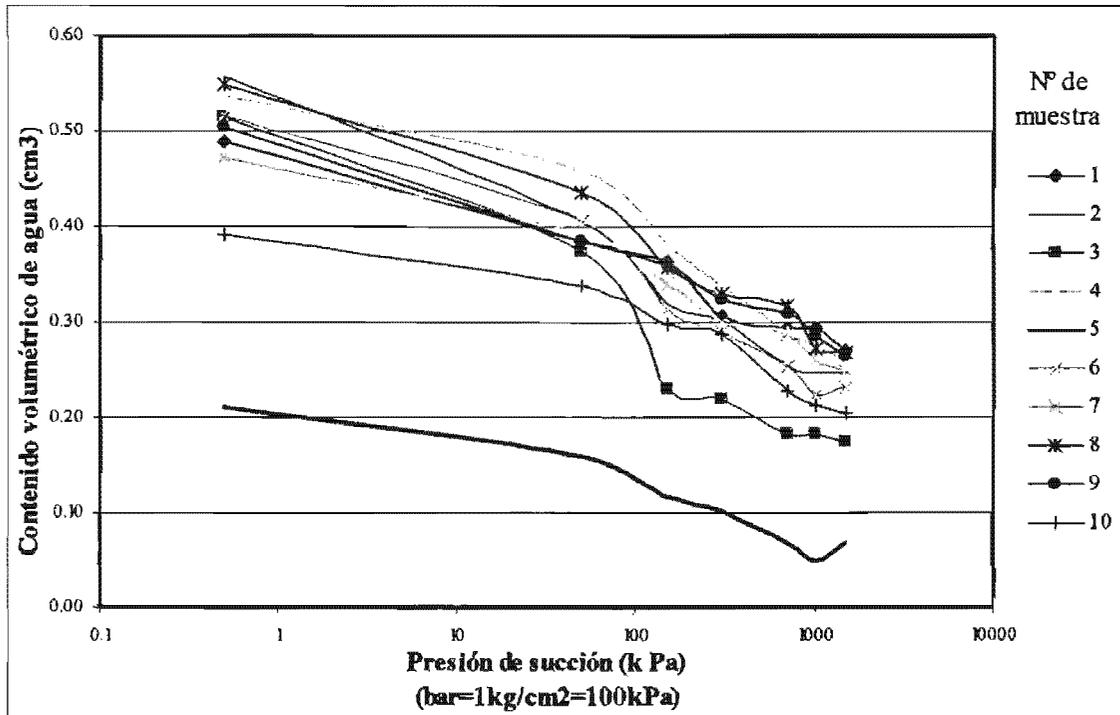


Figura 66.- Curva característica suelo-agua de laboratorio

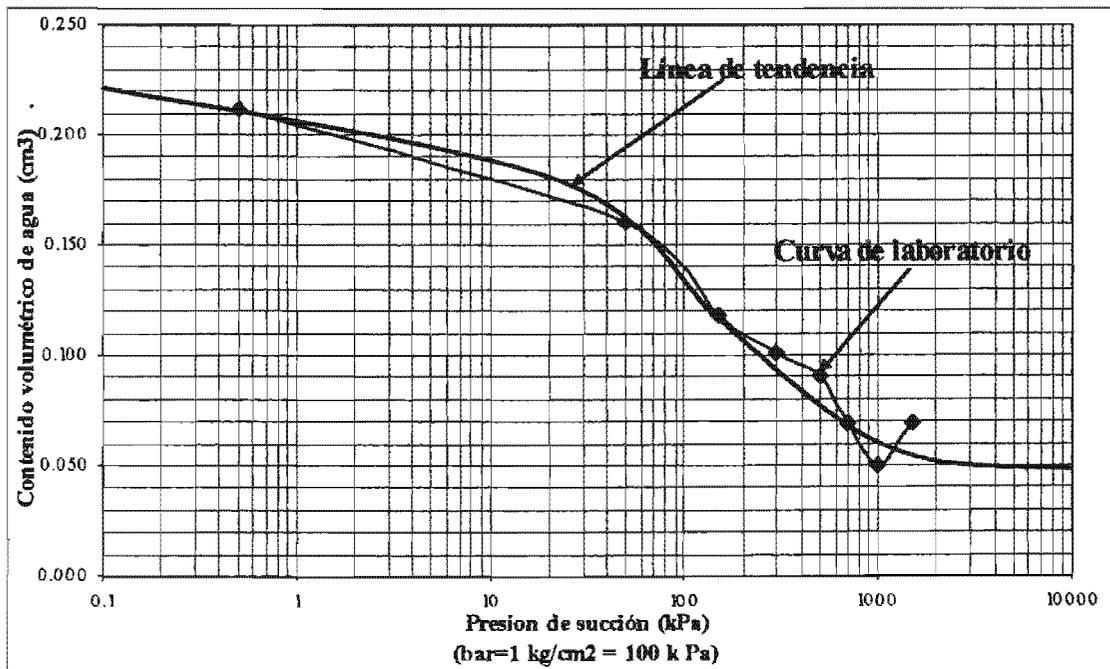


Figura 67.- Ejemplo de curva característica de la arena volcánica del depósito piroclástico Xáltipan.

#### IV.8.2.- Mineralogía

Con el objeto de definir la composición mineralógica de la matriz y suelos residuales del depósito piroclástico de Zacapoaxtla. Se analizaron mediante difracción de R-X, ocho muestras (Tabla 16) obtenidas de los mismos puntos de muestreo granulométrico por lo que la profundidad de extracción es la misma. En las muestras MGZV 01, 02, 07 y 08, pertenecientes a la matriz (*lapilli*), la sílice se tiene como cuarzo y ópalo básicamente, en combinación con algunas fases arcillosas como la Haloisita y Nontronita, además de materiales amorfos con alta capacidad de intercambio catiónico y retención de fósforo (alófanos). El resto de las muestras corresponden a suelos residuales (paleosuelos o suelos actuales), en donde la montmorillonita es la fase arcillosa principal que los caracteriza, y que les infiere un comportamiento expansivo, además, de una alta capacidad de retención de agua y plasticidad elevada.

Tabla 16.- Principales fases minerales identificadas por DR-X, en la matriz de la ignimbrita Xáltipan no soldada y sus suelos residuales.

Muestra	Difracción de R-X
MGZV-01	Haloisita, Nontronita, Alófano.
MGZV-02	Haloisita, Cuarzo.
MGZV-03	Ópalo, Cuarzo, Haloisita, Montmorillonita.
MGZV-04	Cuarzo, Haloisita, Cristobalita, Montmorillonita.
MGZV-05	Haloisita, Ópalo, Cuarzo.
MGZV-07	Cuarzo, Ópalo, Haloisita, Albita.
MGZV-08	Albita, Haloisita.
MGZV-09	Haloisita, Montmorillonita, Albita, ópalo.

A pesar de que la granulometría no reportó tamaños de arcilla, ésta bien pudo estar presente en forma de grumos por lo que no fue detectada como tal.

#### IV.8.3.- Modelización del deslizamiento rotacional simple de detritos, en depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada.

Considerando que más del 50 % de la superficie de la RdZ, corresponde a depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada, en cuyas laderas se localiza el 60 % de los deslizamientos rotacionales simples de detritos (43 de 72 registros), que ponen en riesgo a la ciudad de Zacapoaxtla y asentamientos humanos aledaños, tales como Xalacapán de Luque, Comaltepec, Xaltetela y Ahuacatlán. Se realizó la modelización de estos deslizamientos, tomando como base el modelo de *Freeze (1987)*, debido a la simplicidad de éste y a la facilidad para analizar diferentes condiciones pluviales.

El modelo determinístico de *Freeze (1987)*, se basa en la representación analítica del deslizamiento rotacional simple, considerando una configuración topográfica sencilla de la ladera en estudio, y un medio geológico homogéneo. El objetivo de este modelo, será encontrar las condiciones pluviales más favorables para el desarrollo de deslizamientos rotacionales simples, en laderas del depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada.

Debido a que en la RdZ, no se tiene un estudio de las condiciones hidrogeológicas, la descripción exacta de las características del flujo regional, intermedio y local, puede resultar incierta o azarosa. Sin embargo, con base en la homogeneidad y geometría simple de la ignimbrita Xáltipan no soldada, se considera solamente para esta modelización, la existencia de un flujo local, cuyas recargas y descargas, se localizan respectivamente en las planicies y laderas del depósito piroclástico. Este flujo es controlado principalmente, por escurrimientos superficiales e infiltraciones que siguen el mecanismo de Horton.

##### IV.8.3.a. Datos de entrada

Con base en los regímenes de precipitación expuestos anteriormente para la región de estudio, se consideran intensidades de precipitación media anual (R) de:  $3.97 \times 10^{-6}$  m/s (que corresponde a la depresión tropical de 1999);  $1 \times 10^{-7}$  m/s;  $1 \times 10^{-8}$  m/s y  $1 \times 10^{-9}$  m/s. Eventos registrados por año (N) de: 1 (para simular la intensidad crítica de 1999), 10 y 100. Duración de precipitación (tr) de:  $3.15 \times 10^2$  s (5.25min);  $3.15 \times 10^3$  s (52.5 min);  $3.15 \times 10^4$  s (8.75 hrs);  $8.6 \times 10^4$  s (1 día) y  $3.15 \times 10^5$  s (3.6 días). Los datos geométricos corresponden a los depósitos piroclásticos de la ciudad de Zacapoaxtla (Figura 68), en donde el ancho de las mesas varía de 100, 200 y 300 m, con alturas de 25, 50, 75 y 100 m. (Tablas 17, 18 y 19)

Las propiedades geotécnicas del material se determinaron en laboratorio, dando valores de  $c' = 4$  kN/m<sup>2</sup>;  $\phi' = 42^\circ$ ;  $n = 0.6$ ;  $\gamma = 9.3$  kN/m<sup>3</sup>. La conductividad hidráulica del material se estimó de  $5.4 \times 10^{-5}$  m/s, y en el análisis se consideran además valores de  $1 \times 10^{-4}$  y  $1 \times 10^{-6}$  m/s.

La combinación de las diferentes variables de entrada, produjo 2,160 condiciones pluviales diversas (Tablas 18), con efectos particulares en el comportamiento del nivel freático y, por lo tanto, en la estabilidad de ladera.

Tabla 17.- Datos de entrada para el modelo de Freeze (1987). Variables pluviales:  $R$ = Intensidad de precipitación media anual,  $N$ = Número de precipitaciones por año y  $t_r$ = Duración de la precipitación. Variables geométricas: ( $L$ = Longitud de la sección topográfica y  $H$ = Altura de la sección topográfica. Propiedades mecánicas del suelo: ( $c'$ ,  $\phi'$ ,  $n$ ,  $\gamma$  y  $K$ ).

Variables pluviales:	
$R = 3.97E-6, 1E-7, 4.4E-8$ y $1E-9 \text{ ms}^{-1}$	
$N = 1, 10, 100$ eventos por año	
$t_r = 3.15E2, 3.15E3, 3.15E4, 8.6E4$ y $3.15E5$ s.	
Geometría:	
$L = 100, 200$ y $300\text{m}$	
$H = 25, 50, 75$ y $100$ m	
Propiedades mecánicas	Ignimbrita Xáltipan no soldada
$c'$ $\text{kN m}^{-2}$	4
$\phi'$ grados	42
$n$	0.6
$\gamma$ $\text{kN m}^{-3}$	9.3
$K$ $\text{m s}^{-1}$	$1 \times 10^{-4}$ $5.4 \times 10^{-5}$ $1 \times 10^{-6}$

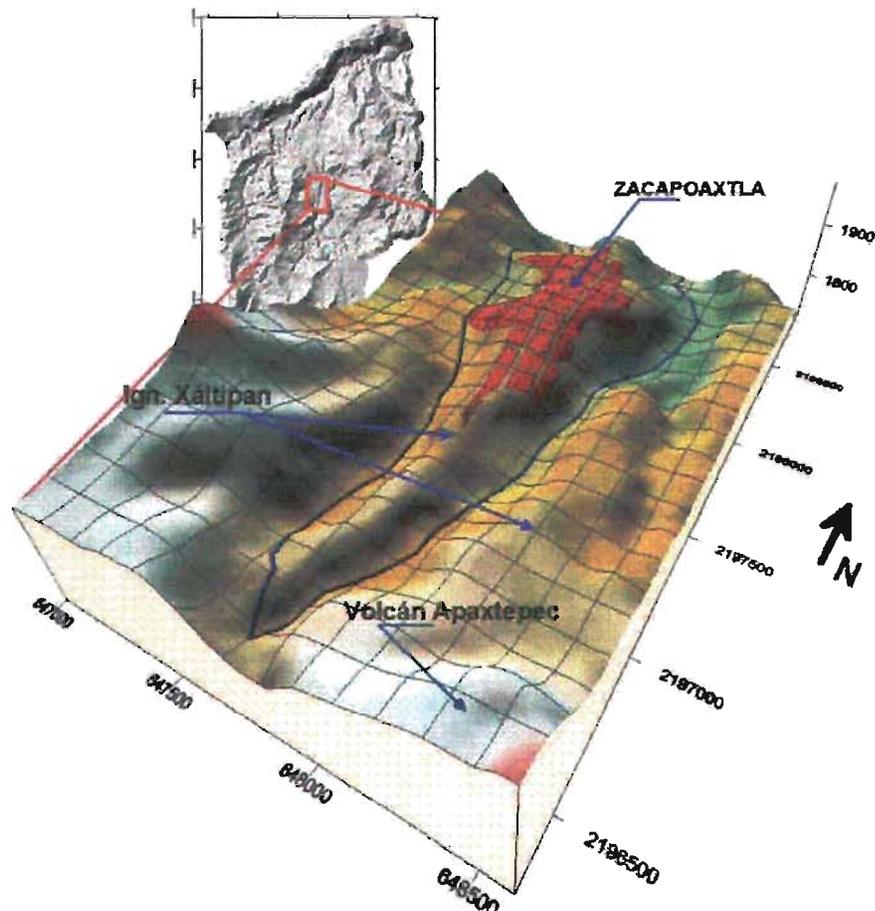


Figura 68.- Geometría del depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada, con desarrollo urbano de la ciudad de Zacapoaxtla. La cuadrícula con apertura de 100 m permite evaluar la variación de anchura del depósito el cual va de los 100 a los 300 m.

Tabla 18.- Datos pluviales utilizados. En total se analizaron 2,160 combinaciones pluviales que resultan de multiplicar: 4R x 3N x 5tr x 3K x 3L x 4H.

R (m/s)	N (Nº)	tr (s)	K (m/s)	L (m)	H (m)
3.97E-6	1	3.15E+2	1E-4	100	25
1E-7	10	3.15E+3	5.4E-5	200	50
4.4E-8	100	3.15E+4	1E-6	300	75
1E-9		8.6E+4			100
		3.15E+5			

Tabla 19.- Intensidades medias anuales (R) consideradas en el modelo. Para la simulación de una precipitación media anual de 1,386 mm correspondiente a la estación Zacapoaxtla se necesita que  $R=4.4 \times 10^{-8}$  m/s, mientras que para la precipitación diaria crítica de octubre de 1999 (343 mm) corresponde una  $R=3.97 \times 10^{-6}$  m/s. Las estaciones Cuetzaln y La Pagoda quedan representadas con una  $R=1 \times 10^{-7}$  m/s.

R (m/s)	Pptma (mm/año)	Ppmd (mm/24hrs)		
		N=1	N=10	N=100
1.00E-09	31.50	0.09	0.01	0.0009
4.40E-08	1386.00	3.80	0.38	0.0380
1.00E-07	3150.00	8.63	0.86	0.0863
3.97E-06	125055.00	342.62	34.3	3.4262

Tabla 20.- Hoja de cálculo para desarrollo del modelo de Freeze.

**CALCULO 1:**  
 Condición pluvial:  $R=3.97E-6$  m s<sup>-1</sup>  
 $N=1, 10$  Y 100 eventos por año  
 $tr= 3.15E+2, 3.15E+3, 3.15E+4, 8.6E+4, 3.15E+5$  s.  
 Geometría:  
 $L= 100$  m.  
 $H= 25$  m.

R	N	L	H	K m s <sup>-1</sup>	tr =																	
					1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06			
3.97E-06	1	100	25	r =	4.0E-01	4.0E-01	4.0E-01	4.0E-02	4.0E-02	4.0E-02	4.0E-03	4.0E-03	4.0E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	4.0E-04	4.0E-04	4.0E-04			
				a =	2.5E-04	1.4E-04	2.5E-06	2.5E-03	1.4E-03	2.5E-05	2.5E-02	1.4E-02	2.5E-04	6.9E-02	3.7E-02	6.9E-04	2.5E-01	1.4E-01	2.5E-03			
				R =	1.0E-09	5.4E-10	1.0E-11	1.0E-08	5.4E-09	1.0E-10	1.0E-07	5.4E-08	1.0E-09	2.7E-07	1.5E-07	2.7E-09	1.0E-06	5.4E-07	1.0E-08			
				r/K =	3970.0	7351.9	397000.0	397.0	735.2	39700.0	39.7	73.5	3970.0	39.7	73.5	3970.0	14.5	26.9	1454.1	4.0	7.4	397.0
				h (L/2) =	0.2	0.2	0.2	0.5	0.5	0.5	1.6	1.6	1.6	5.0	5.0	5.0	2.6	2.6	2.6	5.0	5.0	5.0
	tb =	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08	3.1E+08		
	dt =	1.2E-01	1.1E-01	5.7E-03	4.6E-01	4.3E-01	6.3E-02	1.5E+00	1.5E+00	4.3E-01	2.6E+00	2.5E+00	9.9E-01	5.0E+00	4.9E+00	2.7E+00	5.0E+00	4.9E+00	2.7E+00			
	hmax =	0.220	0.211	0.161	0.730	0.716	0.626	2.351	2.334	1.795	3.898	3.681	3.110	7.479	7.461	6.350						
	xeat =	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	B =	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	10	100	25	r =	4.0E-02	4.0E-02	4.0E-02	4.0E-03	4.0E-03	4.0E-03	4.0E-04	4.0E-04	4.0E-04	1.5E-04	1.5E-04	1.5E-04	4.0E-05	4.0E-05	4.0E-05			
				a =	2.5E-03	1.4E-03	2.5E-05	2.5E-02	1.4E-02	2.5E-04	2.5E-01	1.4E-01	2.5E-03	6.9E-01	3.7E-01	6.9E-03	2.5E+00	1.4E+00	2.5E-02			
				R =	1.0E-08	5.4E-09	1.0E-10	1.0E-07	5.4E-08	1.0E-09	1.0E-06	5.4E-07	1.0E-08	2.7E-06	1.5E-06	2.7E-08	1.0E-05	5.4E-06	1.0E-07			
				r/K =	397.0	735.2	39700.0	39.7	73.5	3970.0	4.0	7.4	397.0	4.0	7.4	397.0	1.5	2.7	145.4	0.4	0.7	39.7
				h (L/2) =	0.6	0.5	0.5	1.6	1.6	1.6	5.0	5.0	5.0	15.8	15.8	15.8	6.3	6.3	6.3	15.8	15.8	15.8
tb =	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07	3.1E+07			
dt =	2.7E-01	1.9E-01	6.8E-03	1.2E+00	1.1E+00	5.7E-02	4.6E+00	4.3E+00	5.3E-01	7.9E+00	7.5E+00	1.3E+00	1.5E+01	1.5E+01	4.3E+00							
hmax =	0.6	0.6	0.5	2.2	2.1	1.6	7.3	7.2	6.3	12.2	12.0	8.9	23.5	23.3	17.9							
xeat =	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
B =	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-			
100	100	25	r =	4.0E-03	4.0E-03	4.0E-03	4.0E-04	4.0E-04	4.0E-04	4.0E-05	4.0E-05	4.0E-05	1.5E-05	1.5E-05	1.5E-05	4.0E-06	4.0E-06	4.0E-06				
			a =	2.5E-02	1.4E-02	2.5E-04	2.5E-01	1.4E-01	2.5E-03	2.5E+00	1.4E+00	2.5E-02	6.9E+00	3.7E+00	6.9E-02	2.5E+01	1.4E+01	2.5E-01				
			R =	1.0E-07	5.4E-08	1.0E-09	1.0E-06	5.4E-07	1.0E-08	1.0E-05	5.4E-06	1.0E-07	2.7E-05	1.5E-05	2.7E-07	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06				
			r/K =	39.7	73.5	3970.0	4.0	7.4	397.0	0.4	0.7	39.7	0.1	0.3	14.5	0.0	0.1	4.0				
			h (L/2) =	1.6	1.6	1.6	5.0	5.0	5.0	15.8	15.8	15.8	26.1	26.1	26.1	50.0	50.0	50.0				
tb =	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	3.1E+06	2.8E+06	2.8E+06	2.8E+06	2.8E+06			
dt =	4.3E-01	2.6E-01	5.9E-03	2.7E+00	1.9E+00	5.8E-02	1.2E+01	1.1E+01	5.6E-01	2.2E+01	2.0E+01	1.5E+00	4.6E+01	4.3E+01	4.8E+00							
hmax =	1.8	1.7	1.6	6.4	6.0	5.0	22.0	21.1	16.1	37.3	36.1	26.9	72.8	71.3	52.4							
xeat =	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14.13	15.48	32.49	3.50	3.78	6.40				
B =	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.57	0.62	1.30	0.14	0.15	0.26				

IV.8.3. b. Resultados

↓ **Escorrentías superficiales.** Dado que el modelo de Freeze utiliza el mecanismo de infiltración propuesto por Horton, la escorrentía superficial tiene lugar cuando la intensidad (r)

es mayor que la conductividad hidráulica ( $r/K > 1$ ) (Tabla 20 y 21). En la tabla 21, se muestran las escorrentías resultantes de la modelización, los valores *SI* o *NO* significan presencia o no de escorrentía. Analizando las relaciones se tiene que:

- a) La escorrentía tiene un comportamiento directo con la intensidad media anual (*R*): valores altos de *R* significan mayores escorrentías.
- b) Para que una precipitación de 342 mm/día tenga efecto (lluvias de octubre de 1999), se necesita introducir al modelo una intensidad media anual de  $R = 3.97 \times 10^{-6}$  m/s con un solo evento anual ( $N=1$ ) y una duración de 86,400 s (1 día) (Tabla 19). El resultado para esta precipitación, es una escorrentía generalizada en los tres valores de conductividad hidráulica, para todas las duraciones consideradas y en todos los arreglos geométricos.
- c) Dado que la abundancia de escorrentías significan menor infiltración y, por lo tanto bajas variaciones del nivel freático; se tiene que durante precipitaciones intensas, es bajo el peligro de deslizamiento rotacional simple en las laderas del depósito piroclástico no soldado, sin embargo, se favorecen ampliamente los flujos de detritos y deslizamientos traslacionales por efecto de saturación de las capas de suelo. Así, durante la precipitación crítica de 1999, este tipo de tipologías prevalecieron, al menos en los depósitos de flujos piroclásticos.
- d) Para valores bajos de *R* (ej.  $1 \times 10^{-9}$  m/s) la escorrentía tiene lugar solo en materiales impermeables y con tiempos de lluvia inferiores a 52 min. En la ignimbrita Xáltipan la escorrentía se presenta solo con duraciones de lluvia de 5.25 min. para este mismo valor de *R*. En otras palabras, materiales con baja *K* favorecen la formación de escorrentía, mientras que materiales de alta *K* (ignimbrita Xáltipan) favorecen la infiltración y, por lo tanto, en estos últimos el desarrollo de colapsos rotacionales es más común.
- e) La escorrentía disminuye cuando se tiene mayor cantidad de eventos anuales (*N*), debido a la reducción de la precipitación, bajo una *R* constante, (Tablas 20 y 21).
- f) En la tabla 21, se muestra la escorrentía para tres arreglos geométricos ( $H=25$  y  $50$  m con  $L=100$  y  $200$  m), observándose que ésta presentan el mismo patrón de distribución en todos los arreglos, por lo que se ratifica su independencia de la geometría del depósito.

#### ↓ Nivel freático:

- g) De acuerdo con la figura 69 y ecuación 20, se observa que la dinámica del nivel freático responde solo a las variables pluviales (*N* y *Tr*), así como a la conductividad hidráulica del suelo, y es independiente de la altura que pueda adoptar el perfil topográfico.
- h) En la figura 69, la leyenda indica  $N/tr/K$ , donde  $K1 = 1 \times 10^{-4}$ ;  $K2 = 5.4 \times 10^{-5}$  y  $K3 = 1 \times 10^{-6}$  m/s. A mayor cantidad de eventos anuales (*N*), mayores elevaciones del nivel freático. Nótese que las alturas máximas se tienen para  $N=100$ .
- i) Obviamente a mayor duración de lluvia (*tr*), mayor valor de *hmax*; y a mayor conductividad hidráulica menor altura de *hmax*. De esto último se desprende, que la altura del nivel freático es directamente proporcional a la conductividad hidráulica del material, es decir, a baja conductividad hidráulica poca elevación del nivel freático (y mayor escorrentía). En la figura 69 se observa esta relación, presentándose niveles freáticos bajos en arreglos con  $K3 = 1 \times 10^{-6}$  m/s.
- j) Se observa un incremento en la elevación del nivel conforme aumenta el ancho del depósito (*L* del perfil); lo anterior debido a que a mayor superficie de exposición, mayor captación

de agua. Para  $L=100$  m,  $h_{max}= 72.84$  m;  $L=200$  m,  $h_{max}=142.1$  m y  $L= 300$  m,  $h_{max}= 207$  m.

Tabla 21.- Escorrentía superficial, para anchos de perfil:  $L=100$  y  $200$  m con alturas de  $25$  y  $50$  m para el primero y de  $50$  m para el segundo. El dato de escorrentía corresponde solo a la afirmación o negación del desarrollo de ésta.

			R (ms <sup>-1</sup> )=	3.97E-06			1.00E-07			4.40E-08			1.00E-09								
			Clima	Escorrentía superficial																	
				K del suelo																	
L	H	N	tr	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	6.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06	1.0E-04	5.4E-05	1.0E-06						
100	25	1	3.15E+02	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI	SI			
			3.15E+03	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI	
			3.15E+04	SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO
			<b>8.80E+04</b>	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO
			3.15E+05	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO
		3.15E+02	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI		
	3.15E+03	SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO			
	3.15E+04	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO			
	<b>8.80E+04</b>	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO			
	3.15E+05	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO		
	100	50	1	3.15E+02	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI	SI		
				3.15E+03	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI	
3.15E+04				SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
<b>8.80E+04</b>				SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
3.15E+05				SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
3.15E+02		SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI			
3.15E+03	SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO				
3.15E+04	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO				
<b>8.80E+04</b>	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO				
3.15E+05	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO				
200	50	1	3.15E+02	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI	SI			
			3.15E+03	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI		
			3.15E+04	SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
			<b>8.80E+04</b>	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
			3.15E+05	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
		3.15E+02	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI		
	3.15E+03	SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO			
	3.15E+04	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO			
	<b>8.80E+04</b>	SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO			
	3.15E+05	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO			
	100	50	1	3.15E+02	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	SI	SI		
				3.15E+03	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI	
3.15E+04				SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
<b>8.80E+04</b>				SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
3.15E+05				SI	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	
3.15E+02		SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	NO	NO	SI			
3.15E+03	SI	SI	SI	NO	SI	SI	NO	NO	SI	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO				
3.15E+04	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO				
<b>8.80E+04</b>	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO				
3.15E+05	NO	NO	SI	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO	NO				

k) Por otra parte, a menor altura del perfil, mayor facilidad de saturación del depósito.

- l) En la figura 70, se presenta una comparación de fluctuaciones de nivel freático para una misma geometría de depósito, pero con variaciones en la intensidad media anual (R). Se observa que los valores de  $h_{max}$  son prácticamente iguales en ambos gráficos, teniéndose pues una independencia de R, debido a que ésta última es eliminada al calcular R' como se muestra a continuación. En la ecuación 20 se tiene que  $h_{max}$  es función, entre otras variables y coeficientes de  $h(L/2)$  la cual, a su vez, depende de R', L y K (ecuación 11); como  $R'=aR$  se tiene, considerando las ecuaciones 3 y 6 que:

$$R' = \left( \frac{K}{r} \right) R = \frac{KR}{3.15 \times 10^{-7} R} = \frac{NtrK}{3.15 \times 10^{-7} Ntr}$$

Lo que significa entonces, que en el modelo de Freeze (1987), la intensidad media anual afecta solo a la escorrentía y se mantiene ajeno en la definición de altura del nivel freático.

- ✦ **Ángulos de máxima inclinación estable.** En el trabajo presentado por Freeze (1987), mediante un algoritmo se desarrollaron gráficas adicionales a las cinco elaboradas por Hoeck y Bray (1977), permitiéndole considerar un amplio rango de valores intermedios de  $x_{sat}$  en el cálculo de  $\alpha$  para cada condición pluvial analizada. Para este trabajo solo se consideran los cinco principales gráficos de Hoeck y Bray (1977) (apéndice III), por lo que el cálculo del ángulo máximo de estabilidad se realiza de forma más generalizada, adoptando un tipo de gráfico para grupos de alturas de  $h_{max}$  similares; por ejemplo, para todas aquellas combinaciones pluviales con resultados de  $h_{max}$  inferiores al 50% de la altura del perfil, se aplicó en la definición de  $\alpha$  el gráfico número uno (condiciones secas). Mientras que para  $h_{max}$  por encima del 50% de H, aplicó el gráfico cinco (condiciones totalmente saturadas). Los gráficos dos y tres fueron utilizados para valores intermedios de  $h_{max}$ . El gráfico cuatro no fue utilizado debido a que carece de curvas de inclinación de talud para valores de  $Tan\phi/F = 0.9$ , éste último, corresponde al valor de la ignimbrita Xáltipan no soldada.

Así, y tomando en cuenta que la resistencia al cortante de un material está en función de los esfuerzos efectivos que varían según el comportamiento de la presión de poro, éste último controlado por las fluctuaciones del nivel freático, se tiene según los resultados mostrados en la tabla 22 y la figura 71, que:

- m) En planicies de depósitos piroclásticos de gran extensión, en donde el valor de  $h_{max}$  es elevado, se tiene un mayor volumen saturado, y por lo tanto, bajos ángulos de inclinación estables.
- n) A mayor duración de precipitación menor ángulo de inclinación estable, por lo que la intensidad es directamente proporcional a la estabilidad del talud ante deformaciones rotacionales profundas.
- o) En las relaciones de intensidad de lluvia-ángulo de máxima inclinación estable (Figura 71), se tiene que para depósitos de 100 m de anchura, la intensidad de precipitación crítica comienza a partir de 0.397 mm/s; mientras que para anchuras de 200 y 300 m la intensidad crítica se incrementa a valores de 3.97 mm/s.

- p) Para anchos de depósito de 100 m la altura de 100 m resulta ser la más desfavorable para intensidades superiores de 0.15 mm/s; mientras que para intensidades inferiores la altura de 50 m presenta el mayor abatimiento llegando a valores de 32°.
- q) En depósitos de 200 m de ancho, la altura de 100 m presenta ángulos de inclinación más bajos para intensidades superiores a 0.40 mm/s, por debajo de esta intensidad la altura de 50 m define los ángulos más críticos, a excepción de la intensidad de 0.004 mm/s, donde el orden se invierte.
- r) En tanto, para un ancho de depósito de 300 m la altura de 100 m resulta ser la más crítica en la mayoría de las intensidades. La intensidad de 0.04 mm/s marca la excepción con la cual la altura de 50 adquiere los ángulos más bajos. Dado lo anterior, resulta que la geometría de depósito más crítica corresponde a  $L=300$  m y  $H=100$  m.

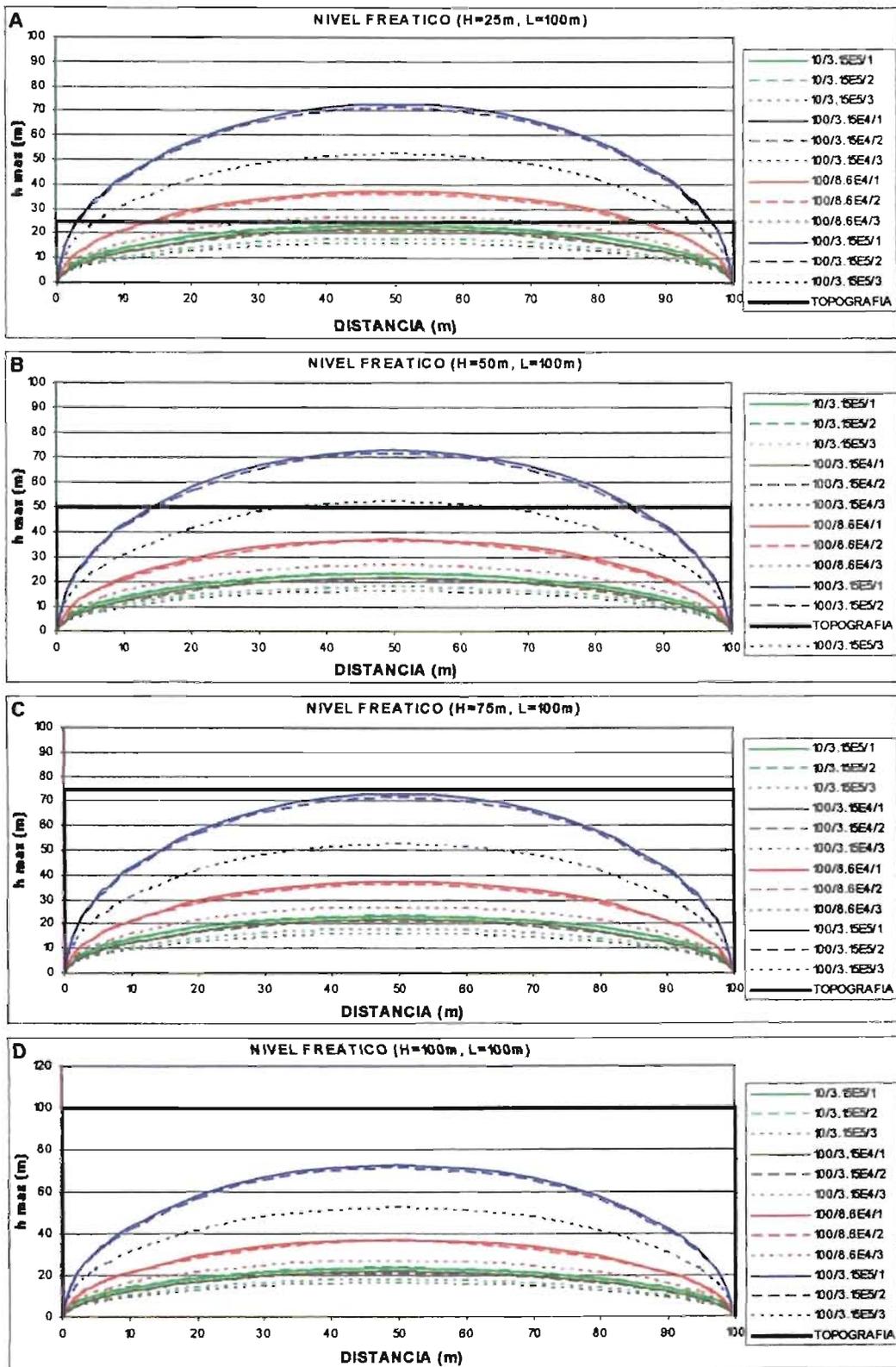


Figura 69.- Abatimiento del nivel freático para  $R=3.97 \times 10^6$  m/s, en longitud de perfil  $L=100$  m y alturas de: (a)  $H=25$ , (b)  $H=50$ , (c)  $H=75$  y (d)  $H=100$  m. Cada curva es la representación gráfica de  $h_{m\acute{a}x}$ . En la leyenda se indica:  $N/tr/K$ , ( $K_1=1 \times 10^4$ ;  $K_2=5.4 \times 10^5$  y  $K_3=1 \times 10^6$  m/s)

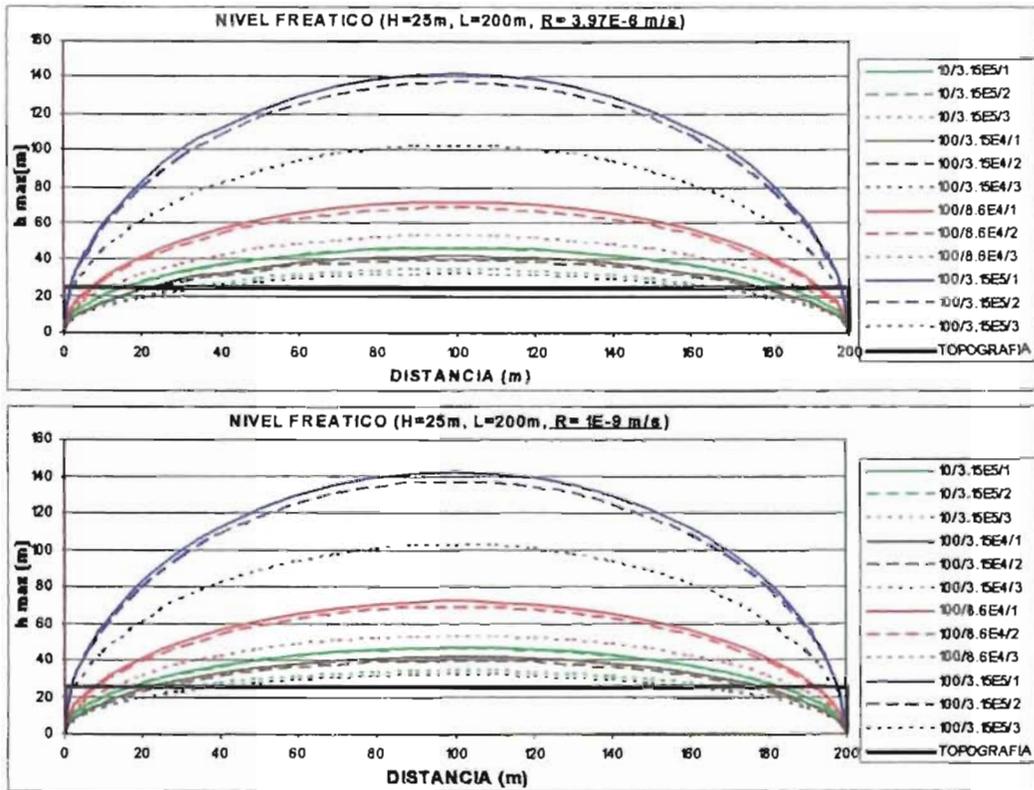


Figura 70.- Niveles freáticos para longitudes de perfil  $L=200$  m y  $H=25$  m. La intensidad media anual ( $R$ ) es diferente en ambos gráficos, sin embargo, las fluctuaciones de niveles son iguales.

Tabla 22.- Ángulos de máxima inclinación, valores obtenidos a partir de la altura del nivel freático para una intensidad media anual de  $3.97 \times 10^{-6}$  m/s, y conductividad hidráulica de  $5.4 \times 10^{-5}$  m/s asociada a depósitos de ignimbrita Xáltipán no soldada, con geometrías de depósito: A.  $L=100$  m,  $H=25, 50, 75$  y  $100$  m; B.  $L=200$  m,  $H=25, 50, 75$  y  $100$  m; C.  $L=100$  m,  $H=25, 50, 75$  y  $100$  m.

L	N	H (m)=				R=3.97E-6 (m/s)	
		25	50	75	100		
		α (°)					
100	1	315	53	49	45	44	397.00
		3150	53	49	45	44	39.70
		31500	53	49	45	44	3.97
		86000	53	49	45	44	1.45
	315000	53	49	45	44	0.40	
	10	315	53	49	45	44	39.70
		3150	53	49	45	44	3.97
		31500	53	49	45	44	0.40
		86000	53	48	45	44	0.15
	315000	50	47	43	42	0.04	
	100	315	53	49	45	44	3.97
		3150	53	49	45	44	0.40
31500		51	48	45	44	0.04	
86000		45	42	44	43	0.01	
315000	33	32	40	40	0.00		

A

L	N	H (m)=				R=3.97E-6 (m/s)	
		25	50	75	100		
		α (°)					
200	1	315	53	49	47	45	397.00
		3150	53	49	47	45	39.70
		31500	53	49	47	45	3.97
		86000	53	49	47	45	1.45
	315000	52	48	47	45	0.40	
	10	315	53	49	47	45	39.70
		3150	53	49	47	45	3.97
		31500	52	48	47	45	0.40
		86000	51	48	46	44.5	0.15
	315000	47	44	44	44	0.04	
	100	315	53	49	47	45	3.97
		3150	53	49	47	45	0.40
31500		50	44	45	44.5	0.04	
86000		37	35	41	40.5	0.01	
315000	33	31	29	29	0.00		

B

L	N	H (m)=				R=3.97E-6 (m/s)	
		25	50	75	100		
		α (°)					
300	1	315	53	49	46	44	397.00
		3150	53	49	46	44	39.70
		31500	53	49	46	44	3.97
		86000	52.5	48	46	44	1.45
	315000	52	48	45	43	0.40	
	10	315	53	49	46	44	39.70
		3150	53	49	46	44	3.97
		31500	52	47	45	43	0.40
		86000	48	43	43	41	0.15
	315000	40	34	38	38	0.04	
	100	315	53	49	46	44	3.97
		3150	52	48	45	43	0.40
31500		40	36	40	40	0.04	
86000		35	32	29	29	0.01	
315000	33	30	28	28	0.00		

C

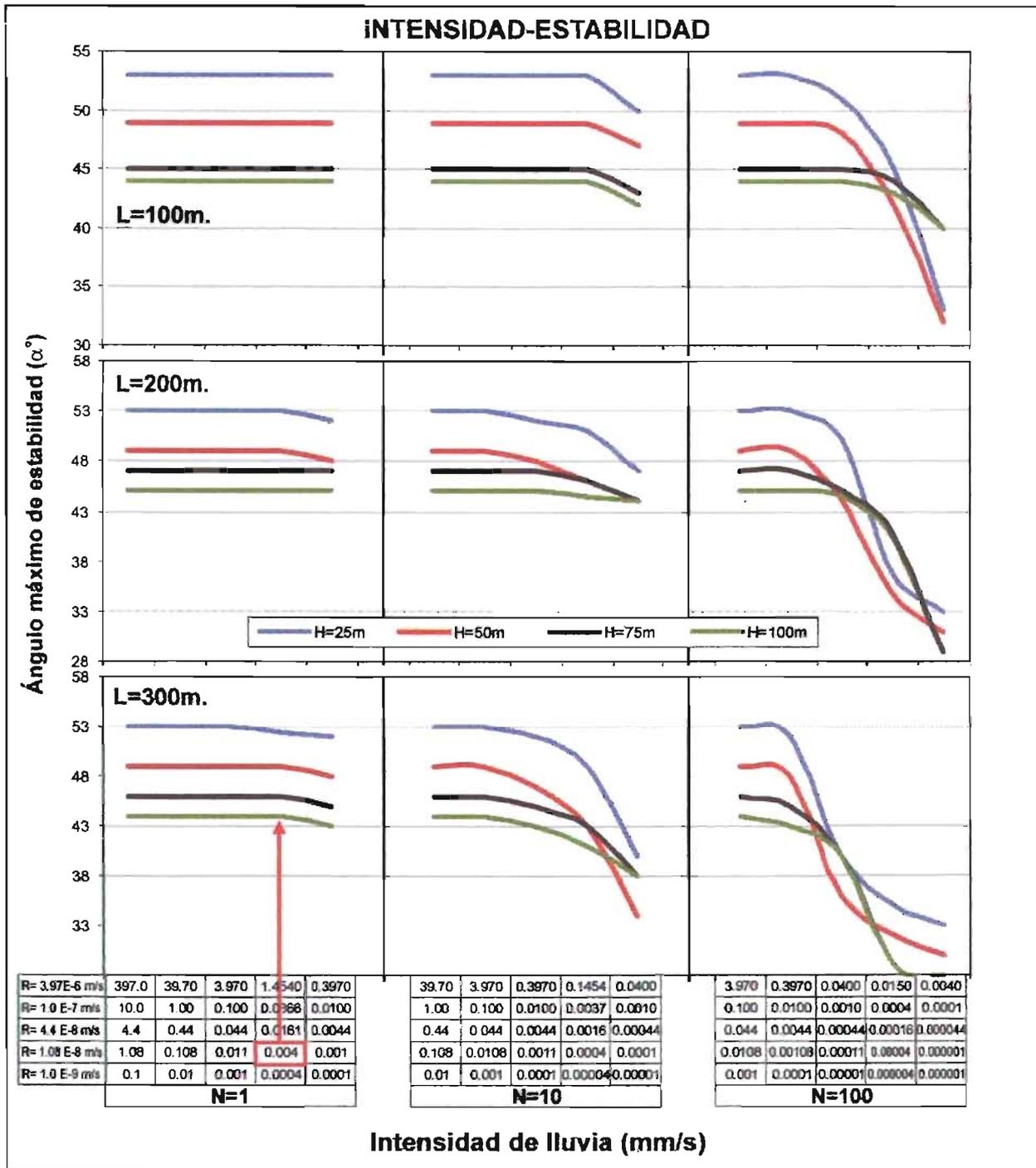


Figura 71.- Gráficas de estabilidad-intensidad a partir de los datos presentados en la tabla 20. Las propiedades mecánicas del material corresponden a las del depósito de la ignimbrita Xáltipan no soldada.

#### IV.8.3.d. Análisis de la precipitación de octubre de 1999.

Retomando las intensidades registradas en la estación de Zacapoaxtla, durante la depresión tropical del 3 al 7 de octubre de 1999 (Tabla 19), se tiene que la precipitación máxima registrada durante ese evento fue de 343 mm/24h, por lo que  $r=3.97 \times 10^{-6} \text{ m/s} = 0.00397 \text{ mm/s}$ ;  $tr=24 \text{ hrs}$

= 86,000 s (cifra cerrada); dado que esta intensidad se presentó por única vez en el año:  $N=1$ .  
 Despejando R de la ecuación 3:  $R = rt_r / 3.15 \times 10^7 = 1.08 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ .

Para definir los ángulos de máxima estabilidad de los depósitos de ignimbrita en la región de Zacapoaxtla, ante la precipitación crítica de octubre de 1999, se utilizaron las gráficas Intensidad-Estabilidad (Figura 71). Definidos los valores R y N, se eligió la gráfica a utilizar en función de L y H. Para este caso, se consideró el arreglo geométrico del depósito más crítico (L=300 m y H=100 m) y se entró a la gráfica con el valor de r (eje de las abscisas), trazando una línea vertical a partir de este valor y hasta interceptar la curva H=100 m, el punto de cruce se proyecta en el eje de las ordenadas, dando el ángulo de máxima estabilidad ( $\alpha^\circ$ ), para este caso de  $44^\circ$ . Esto último significa que procesos de remoción en masa de tipo rotacional se pudieron presentar en laderas con pendiente superior a los  $44^\circ$ , durante las precipitaciones críticas de octubre de 1999.

III.7.1. e. *Mapa de peligros al deslizamiento rotacional simple en la RdZ.* Una vez obtenido el ángulo máximo de estabilidad en laderas de la ignimbrita Xáltipan de la RdZ ( $\alpha=44^\circ$ ), la definición del mapa de peligrosidad es muy sencilla, basta con determinar las laderas críticas con inclinaciones superiores a los  $44^\circ$ , a partir del mapa de pendientes de la región (carta 2). Así, se obtiene el mapa de peligrosidad a la remoción en masa de tipo rotacional, asociada a una intensidad de lluvia de 0.004 mm/s para la RdZ (Figura 72). En este mapa se propone la siguiente escala de peligro:

Tabla 23.- Escala de peligro a la remoción en masa de tipo rotacional simple, asociada a intensidad de lluvia de 0.004 mm/s, en la RdZ.

Peligro	Rango de pendiente ( $^\circ$ )
Nulo	0-3
Muy Bajo	3-6
Bajo	6-11
Medio	11-22
Alto	22-44
Muy alto	> 44

Los valores de la tabla 23, corresponden a un peligro al deslizamiento rotacional simple en depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada, que se incrementa conforme la inclinación de la ladera se aproxima al ángulo crítico de  $44^\circ$ . En la figura 73, se muestran laderas inestables de la ciudad de Zacapoaxtla, que validan la modelización realizada. Las figuras 73 A, B y C, corresponden a laderas de entre  $22$  y  $44^\circ$  de inclinación, con alto peligro al deslizamiento, el cual comienza a manifestarse mediante el desarrollo de agrietamientos y pequeños escarpes en la corona de la ladera. La figura 73 D, pertenece al deslizamiento rotacional de detritos que dejó 6 personas desaparecidas a finales de 1999, y que de acuerdo al modelo corresponde a una zona de muy alto peligro ( $>44^\circ$ ). Lo anterior muestra que, aunque el modelo de Freeze (1987) es un modelo muy simplificado, que deja de lado muchas variables climáticas, permite obtener resultados acertados.

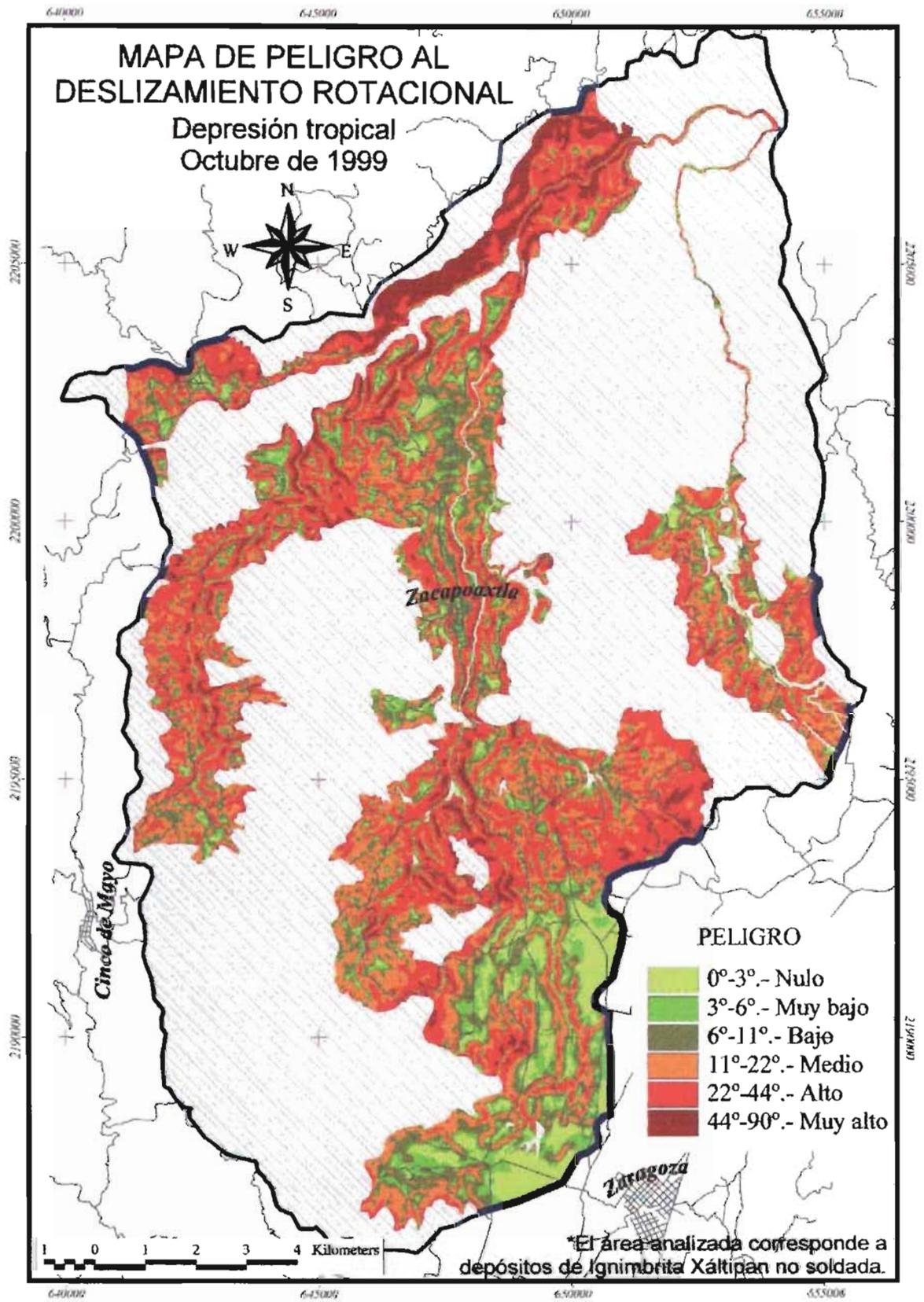


Figura 72.- Mapa de peligro por deslizamiento rotacional simple, en la ignimbrita Xáltipan no soldada en la región de Zacapoaxtla, durante las precipitaciones de finales de 1999.

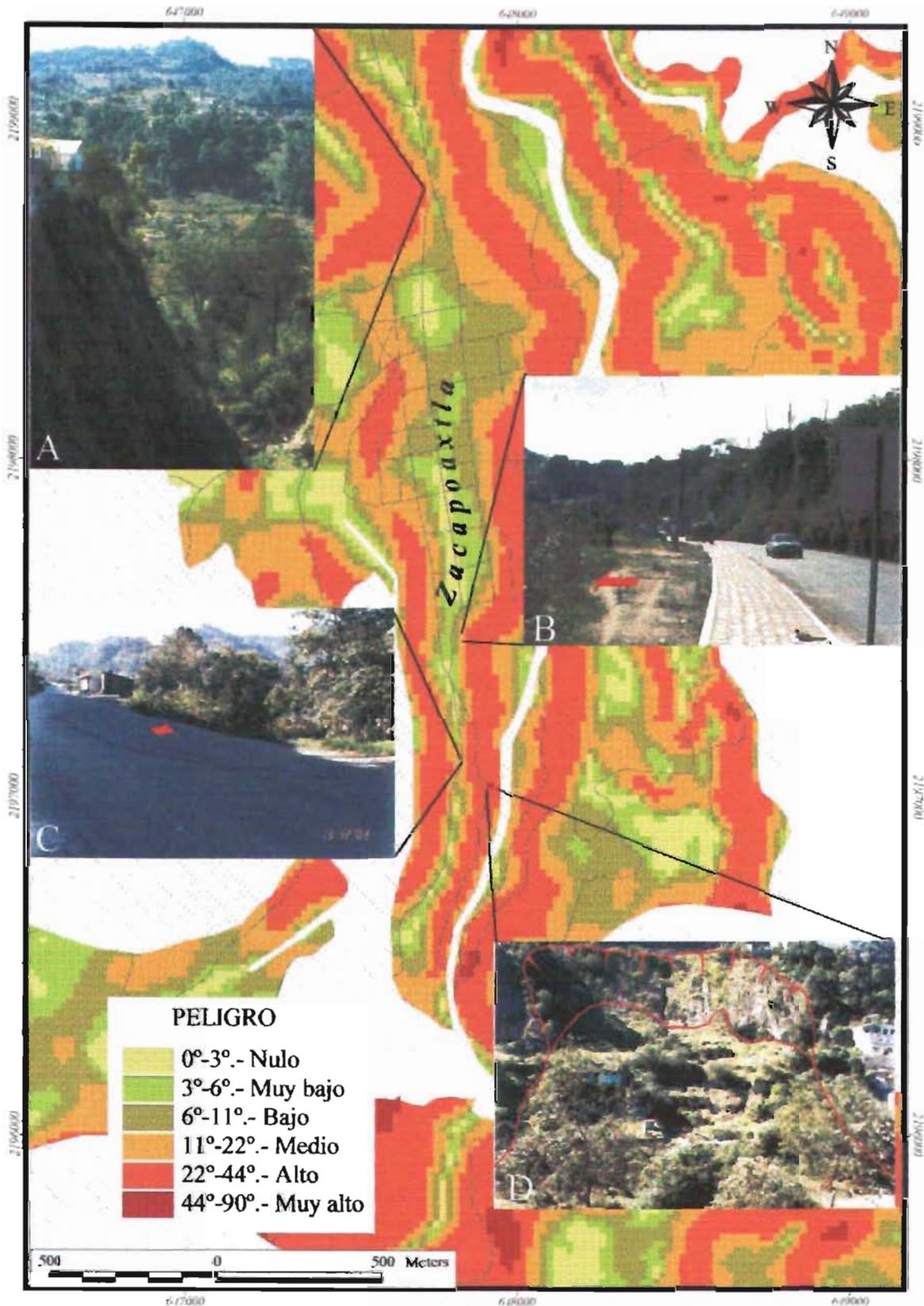


Figura 73.- Mapa de peligro por deslizamiento rotacional simple, en la ignimbrita Xáltipan no soldada de la ciudad de Zacapoaxtla, durante las precipitaciones de finales de 1999.

#### IV.8.4. Modelización de deslizamientos superficiales en la ignimbrita Xáltipan no soldada.

Con la finalidad de estudiar los deslizamientos superficiales, que involucran suelos residuales no saturados en la ignimbrita Xáltipan no soldada, se realizó un análisis de deslizamiento superficial, mediante un modelo de talud indefinido (Figura 74). En esta modelización, se considera que la succión de matriz y el contenido volumétrico de agua son constantes, y además, que la capa superficial de suelo residual presenta agrietamiento por contracción. Estas características se observan en las laderas de la RdZ, a inicios del periodo de lluvia.

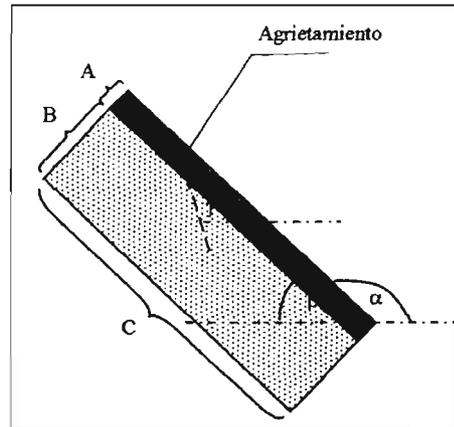


Figura 74.- Esquema de talud indefinido, un espesor A del limo arcilloso (suelo residual) cubre a un estrato de espesor B de arena (flujo piroclástico). El valor C corresponde a la longitud del modelo;  $\beta$  es la inclinación del talud y  $\alpha$  la inclinación de grietas de contracción.

El análisis se realizó en combinaciones geométricas del talud, en donde las variables fueron el espesor del suelo residual y la inclinación del talud. Esto, con el objeto de identificar una relación entre el grado de intemperización del depósito piroclástico, y el factor de seguridad de la ladera, además de identificar, de éstas dos litologías, la más susceptible a la inestabilidad superficial.

El análisis de la modelización se realizó mediante el programa de elemento finito SLOPE/W (GEOSLOPE, 1999), calculándose el FS mediante el método de dovelas de Bishop y Janbu. Los datos mecánicos de entrada se muestran en la tabla 24:

Tabla 24.- Datos mecánicos de entrada para análisis de deslizamiento superficial, en depósito piroclástico cubiertos por suelo residual.

	DEPOSITO PIROCLASTICO NO SOLDADO	SUELO RESIDUAL (Limo arcilloso)
Peso Volumetrico (PV) ( $\text{kN/m}^3$ )	9.30	12.03
Angulo de friccion interna ( $\phi$ )	42°	29°
Cohesion (c)	4.0 $\text{kN/m}^2$	14.71 $\text{kN/m}^2$

Los resultados obtenidos se muestran en la figura 75. De arriba hacia abajo, se tienen dos primeros modelos con una inclinación de talud de 45°. La superficie de deslizamiento más crítica,

corresponde con un FS ligeramente mayor o igual a la unidad, y se observa en los esquemas, formando el límite inferior del polígono que representa el área inestable.

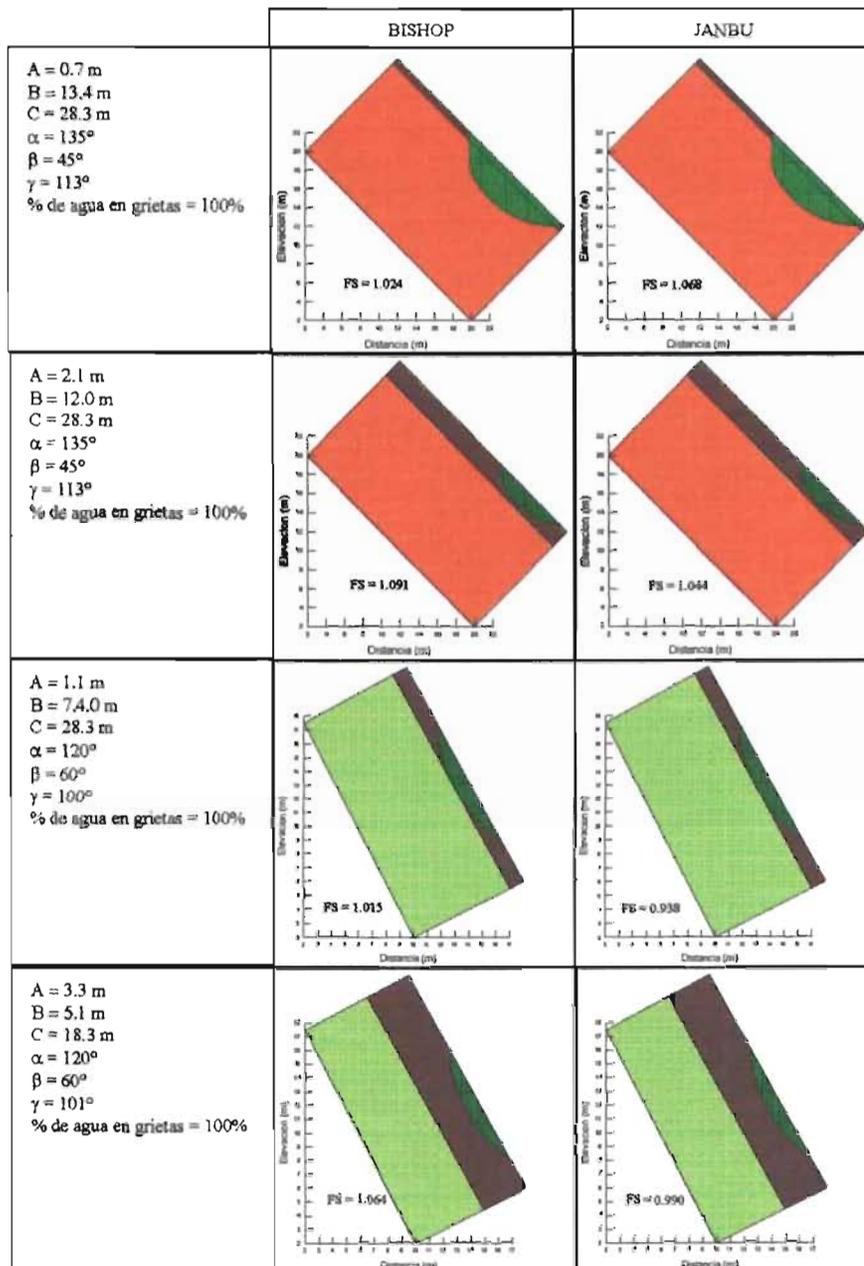


Figura 75.- Arreglos geométricos de taludes analizados y factores de seguridad obtenidos en esta modelización.

En el primer modelo, tratando de representar aquellas laderas con poco desarrollo de suelo, se considera un espesor de suelo residual de apenas 0.7 m. En tanto que, en el segundo modelo el espesor de suelo se incrementa a 2.1 m. Para estos dos primeros modelos, se observa que cuando la ladera presenta poco desarrollo de suelo, las superficies de cortante se desarrollan en los niveles superficiales de la ignimbrita no soldada. En cambio cuando existe mayor intemperización del depósito piroclástico, es decir cuando el suelo residual es de mayor espesor, la inestabilidad afectará únicamente a éste último. Es importante destacar, con base en los

resultados de estos dos primeros modelos, que el volumen del cuerpo en remoción tiende a disminuir en aquellas laderas con gruesas capas de suelo residual.

En los dos últimos esquemas se representan aquellas laderas abruptas del depósito piroclástico, que pueden alcanzar inclinaciones de hasta  $60^\circ$  (Figura 75). El tercer modelo, reproduce laderas con espesor de suelo de 1.1 m, mientras que el cuarto modelo, representa aquellas con espesor de suelo de 3.3 m. En ambos modelos, se observa que la inestabilidad afecta únicamente al suelo residual, y la superficie de deslizamiento se presenta a profundidades similares.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La caracterización de las inestabilidades de laderas en la región, presentada en este trabajo, permite establecer dos grupos principales de fenómenos gravitacionales para la RdZ, en función de sus dimensiones geométricas y de la litología sobre la que se desarrollan.

El primer grupo, corresponde a inestabilidades no recientes de laderas, que se caracterizan por deformaciones profundas de ladera, tales como deslizamientos rotacionales múltiples y sucesivos de detritos, deslizamientos traslacionales en bloque de rocas y detritos, deslizamientos traslacionales de rocas, y flujos de rocas, las cuales afectan principalmente a las litologías de la SMO. La configuración geométrica y litología de la SMO, determinan las condiciones para que estas formas de inestabilidad tengan lugar. Las características geométricas de las deformaciones litológicas tipo "*ramp and flat*" o bien de "*fault bend fold*" en la SMO, presentan dos dinámicas de deformación de laderas. En las rampas, generalmente flancos oeste de las sierras Cinco de Mayo, Las Lomas, Atacpan y Tlatlauquitepec, los PRM de mayor registro consisten de deslizamientos traslacionales, mientras que el otro lado, en los frentes de corrimiento (flancos orientales de las mismas sierras), y por ende en las grandes elevaciones y litologías elevadas de rocas competentes sobre rocas terrígenas, se generan deslizamientos rotacionales múltiples y sucesivos, así como flujos de roca. Las fallas laterales NE-SO que dan origen a la trayectoria del Río Apulco, en el flanco sur de la sierra Apulco, forman este tipo de estructuras y también están asociadas con PRM de este primer grupo.

Por otra parte y con base en la bibliografía, estas deformaciones profundas de laderas son detonadas por eventos excepcionales de precipitación y actividad sísmica. Considerando que en el área de estudio no existen inestabilidades recientes de este primer grupo, se vislumbran escenarios de mayor precipitación que la registrada a finales de 1999, o bien, que la región de estudio sea sometida a intensidades sísmicas superiores a las registradas hasta el momento.

El segundo grupo, se caracteriza por procesos gravitacionales más sencillos y relativamente superficiales, entre los que destacan los deslizamientos rotacionales simples, deslizamientos traslacionales y flujos, todo ellos en suelo y detritos. La unidad litológica que mayor susceptibilidad presenta a este grupo de inestabilidad, corresponde a un flujo piroclástico no soldado, que en el área de estudio se identifica por depósitos de hasta 100 m de espesor, los cuales rellenaron antiguos barrancos y valles. Datos químicos y cartográficos presentados en este trabajo, demuestran que los depósitos piroclásticos de la región pertenecen a la ignimbrita Xáltipan, por lo que la distribución de ésta presentada en el mapa geológico de la región de Zacapoaxtla, implica una modificación de su distribución espacial dada por Ferriz y Mahood (1984).

Con base en el inventario de PRM de la región, se tiene que las laderas de los depósitos de la ignimbrita Xáltipan no soldada, son fuertemente modificadas por deslizamientos rotacionales simples y deslizamientos traslacionales, ambos de detritos.

Los deslizamientos rotacionales simples de detritos, presentan un mecanismo de detonación totalmente diferente al del resto de las litologías de la RdZ, y son promovidos por las condiciones geológicas y geohidrológicas del depósito, y por la precipitación de la región. La aplicación de un

modelo matemático simplificado, para representar estas condiciones, permitió modelar la variación del nivel freático en la ignimbrita Xáltipan no soldada, bajo ciertas condiciones de precipitación y diferentes geometrías del depósito. Lo anterior, en combinación con las propiedades mecánicas de la ignimbrita, permitió la construcción de las curvas Intensidad-Estabilidad, con las cuales para una determinada precipitación media anual, es posible calcular los ángulos máximos estables del depósito piroclástico.

La aplicación de las curvas Intensidad-Estabilidad, en la precipitación crítica de finales de 1999, trajo como resultado un mapa de peligros al deslizamiento rotacional simple de detritos, en donde la inestabilidad se presenta en laderas con inclinaciones mayores a los 44°. Este resultado se corrobora con la inestabilidad detonada por dicha precipitación en la ciudad de Zacapoaxtla, y que provocó seis personas desaparecidas.

Por otra parte, los suelos residuales de la ignimbrita Xáltipan no soldada, colapsan muy fácilmente en laderas inclinadas durante una precipitación, debido a que al aumentar su peso volumétrico por saturación, el esfuerzo de cortante supera la resistencia del material que las soportan, formándose deslizamientos traslacionales que evolucionan a flujos de detritos y lodos. El factor de seguridad para este tipo de inestabilidades, tiende a disminuir en relación directa a la inclinación de la ladera y al espesor del suelo residual.

Finalmente, es necesario señalar, que la evolución morfológica de la región de Zacapoaxtla, ha sido principalmente promovida por el agente de remoción en masa. Sin embargo, con el establecimiento del primer asentamiento humano en la región, un nuevo agente antropogénico acelera el aplanamiento del relieve, ya sea mediante la modificación directa de la morfología, o bien, como factor determinante y detonante del fenómeno de inestabilidad de laderas.

## RECOMENDACIONES

- Se recomienda establecer un sistema de monitoreo de movimiento, principalmente en los cuerpos de flujos de rocas (deformaciones gravitacionales profundas de ladera), con el objeto de evaluar la actividad de estos cuerpos inestables y en base a ello establecer planes de desarrollo urbano.
- Es necesario la realización de un estudio sísmico de la región con el objeto de definir los parámetros necesarios en la evaluación de PRM generados por el movimiento del terreno, sobre todo considerando que la RDZ es considerada como una zona de mediana sismicidad.
- Se recomienda actualizar y ampliar la escala de la cartografía de la Sierra Norte de Puebla, debido a que la actual limita el estudio de los procesos de remoción en masa.
- Un estudio más detallado de las propiedades mecánicas de la ignimbrita Xáltipan no soldada, será necesario para enriquecer los modelos matemáticos.
- La conservación de los suelos en la región, es fundamental para abatir el peligro de deslizamientos profundos, especialmente en el depósito piroclástico; por lo que se recomienda la reforestación y protección de laderas.
- Un control del crecimiento urbano en la región es necesario para disminuir la vulnerabilidad ante peligros naturales; en el caso particular de la ciudad de Zacapoaxtla, se recomienda evitar el desarrollo habitacional en los márgenes de los ríos; debido a que estos pueden ser inundados o sepultados por flujos de detritos y lodos, detonados durante una precipitación excepcional como la ocurrida en 1999, o por un sismo, como posiblemente ocurrió en 1920.
- Para el caso particular de la ciudad de Zacapoaxtla, se recomienda evitar el tránsito de vehículos pesados por el centro histórico; debido a que la vibración provocada por éstos, altera las propiedades mecánicas del depósito piroclástico, incrementado la vulnerabilidad de estos últimos a los procesos de remoción en masa.
- Por lo anterior, también deben ser evitada la construcción de viviendas próximas a las coronas de los taludes del depósito piroclástico; y en caso contrario, utilizar materiales constructivos ligeros, tales como madera. Lo anterior permitiría disminuir el momento motor, abatiendo la posibilidad de generación de deslizamientos rotacionales.

## REFERENCIAS

- Agus S. S., Leong E. C. y Rahardjo H., 2001. *Soil-water characteristic curves of Singapore residual soils*. Geotechnical and Geological Engineering 19, pp. 285-309.
- Airo, C. F., 2000. *Analisis di stabilità dei pendii, i metodi dell'equilibrio limite*. Argomenti di ingegneria geotecnica. HEVELIUS Edizioni. 204 p.
- Affuso, A. M., Casagli, N., Dapporto, S., Gabbani, G., Gargini, A., y Rinaldi, M., 2000. *Monitoring and modelling of unsaturated flow and effects on stream-bank failures*. Landslides in research, theory and practice, Thomas Telford, London. Vol. I, pp. 7-12.
- Alcántara-Ayala I., 2000. *Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? definición, clasificaciones y terminología*. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. No. 41, pp. 7-25.
- Alcántara-Ayala I., 2004. Hazard assessment of rainfall-induced landsliding in Mexico. Geomorphology. In press.
- Alcocer S. M., Aguilar G., Flores L., Durán R., López-Bátiz O. A., Pacheco M. A., Uribe C. M., y Mendoza M. J., 1999. *El sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999*. Boletín del Sistema Nacional de Protección Civil, Coordinación General de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres. 159 p.
- Alexander D., 1993. *Natural disasters*. University College London, pp. 217-314.
- Ángeles M. E. y Sánchez M. S., 2002. *Geología, geoquímica y geología estructural de las rocas del basamento del macizo de Teziutlán, Estado de Puebla*. Facultad de Ingeniería; Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Licenciatura para el título de Ingeniero Geólogo. 105 p.
- Barrera, H. D., Mondragón, T. J., Muñoz, S. F. y Pérez, R. G., 1996, *Estudio geológico estructural, geohidrológico y sísmico, en el municipio de Chapala, Jalisco*. Universidad de Guadalajara, Centro Universitario de ciencias Exactas e Ingenierías, Centro de Ciencias de la Tierra, pp. 4-10.
- Bear J., 1972. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier. New York. 175 p.
- Berry L. P. y Reid D., 1993. *Mecánica de suelos*. Mc Graw Hill. 415 p.
- Bitrán D., 2000. *Características e impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en México en el período 1980-99*. Dirección de Investigaciones. Centro Nacional de Prevención de Desastres, 107 p.
- Bruce F. W., Russell J. B. y Patrick J., 1987. *Landslide classification, geomorphology, and site investigations*. Soil Slope Instability and Stabilisation. Balkema, pp. 1-52.
- Brunsdon, D., 1979. *Mass movements*, in Embleton, C.E. and J.B. Thornes (eds.), *Progress in Geomorphology*, Arnold, pp. 130-186.
- Cabrera M. J. L., 1999. *Zacapoaxtla, la ciudad del 25 de abril*. Secretaría de Cultura, Puebla. 76 p.
- Calder, E.S., Sparks, R.S.J. y Gardeweg, M.C., 2000. *Erosion, transportation and segregation of pumice and lithic clasts in pyroclastic flows inferred from ignimbrite at Lascar Volcano, Chile*. Journal of Vulcanology and Geothermal Research 104, pp. 201-235.
- Campa M.F. y Coney J.P., 1983. *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*. Can. J. Earth Sci. 20, pp. 1040-1051.
- Campa M. F., 1985. *The mexican thrust belt*. In Howell, D.G., ed., *Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum-Pacific Concil for Energy Mineral Resources*, Earth Science Series, v. 1, pp. 299-313.

- Campos-Enríquez J. O. y Garduño-Monroy V. H., 1987. *The Shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, México*. Geothermics, Vol. 16, No. 5/6, pp. 539-554.
- Canuti P. y Casagli N., 1994. *Considerazioni sulla valutazione del rischio di frana*. Consiglio Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche. Linea 2-Previsione e Prevenzione di Eventi Franosi a Grande Rischio. Pubblicazione, N° 846. 57 p.
- Capra L., Lugo-Hubp J. y Dávila-Hernández N., 2003a. *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, v. 20. N° 2, pp. 95-106.
- Capra L., Lugo-Hubp J. y Borselli L., 2003b. *Mass movements in tropical volcanic terrains: the case of Teziutlán (México)*. Engineering Geology 69, pp. 359-379.
- Carrillo-Rivera, J. J., Cardona B. A., y Moss, D., 1996. *The importance of the vertical component of groundwater flow: a hydrogeochemical approach in the Valley of San Luis Potosí, Mexico*. Journal of Hydrology. Vol. 185, 23-44.
- Casagli N., Fazzuoli M., Focardi P., Garzonio C.A., Iotti A., Pandeli E., Tarchiani U. y Vannocci P., 1993. *Deformazioni gravitative profonde in Toscana. Aspetti geologici, geomorfologici e geotecnici di alcune aree rappresentative*. Con la colaboración de Arrigoni L., Bertocci E., Brunori F., Garduño V.H., Prunecchi y Tinti J. Coordinador Canuti P. Università Degli Studi di Firenze. 72 p.
- Chiesa, S. y Crosta, G., 2001. *Rilevamento geologico-tecnico in terreni vulcanici*. Principi e metodi di Rilevamento geologico-tecnico. GEO-Graph-Segrate, pp. 227-268.
- Chigira Masahiro, 2002. *Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan*. Geomorphology 46, pp. 117-128.
- Chigira M. e Inokuchi T., 2003. *"Landslides Triggered by August 1998 Heavy Rainfall, Northern Japan"*. Landslide News. No. 14/15, pp. 11-15.
- Cho S. E. y Lee S. R., 2001. *Instability of unsaturated soil slopes due to infiltration*. Computers and Geotechnics 28, pp. 185-208.
- Crosta, G.B., Calvetti, F., Imposimato, S., Roddeman, D., Frattini, P. y Agliardi, F., 1999. *Granular flows and numerical modelling of landslides*. DAMOCLES. Debrisfall Assessment in Mountain Catchments for local end-users. Cotract No EVGI-CT-1999-00007.
- Crosta G. y di Prisco C., 1999. *On slope instability induced by seepage erosion*. Can. J. Geotech. 36, pp. 1056-1073.
- Crosta, G. B., Dal Negro, P., y Frattini, P., 2002. *Soil slips and debris flow on terraced slopes*. Natural Hazards and Earth System Sciences 2, pp. 1-12.
- Crosta, G. B. y Frattini, P., 2003. *Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall*. Natural Hazards and Earth System Sciences 3, pp. 81-93.
- Crosta G. B. y Dal Negro P., 2003. *Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event*. Natural Hazards and Earth Sciences 3, pp. 53-69.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J., 1996. *Landslide Types and Processes*. Landslides, investigation and mitigation, special report 247. Chapter 3, pp. 37-75.
- Comisiones del Instituto Geológico Mexicano, 1922. *Memoria relativa al terremoto mexicano del 3 de enero de 1922*. Bol. Inst. Geol. No. 38. 106 p.
- Corominas J., Remondo J., Farias P., Estevao M., Zézere J., Díaz de Terán J., Dikau R., Schrott L., Moya J., y González A., 1996. *Debris-flow*. Landslide recognition: identification, movement and causes, edited by Richard Dikau...[et al], pp. 161-180.

- Cuanalo C. O. A. y Melgarejo P. G., 2002. *Inestabilidad de laderas, Sierras norte y Nororiental del estado de Puebla*. Elementos N° 47, pp. 51-55.
- Dikau R, Brunsden D, Schrott L. y Ibsen M.L., 1996. *Landslide Recognition: identification, movement and causes*. Report No. 1 of the European Commission environment programme. 251 p.
- Esposito L. y Guadagno F. M., 1998. *Some special geotechnical properties of pumice deposits*. Bull. Eng. Geol. Env. 57, pp. 41-50.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda G. M., Marrett R., 2000. *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. V. LIII, pp. 1-26.
- Ferriz, H. y Mahood, G.A., 1984. *Eruption rates and compositional trends at Los Humeros Volcanic Center, Puebla, Mexico*. Journal of Geophysical Research 89, pp. 8511-8524.
- Ferriz, H., 1985. *Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de los Humeros, Puebla, México*. Geof. Int. Vol. 24-1, pp. 97-157.
- Flageolleet J. C. y Weber D., 1996. *Fall*. Landslide Recognition. Identification, Movement and Courses. Edited by R. Dikau, D. Brunsden, L. Schrott and M. L. Ibsen. Pp. 13-28.
- Fredlund D.G. y Rahardjo H., 1993. *Soil Mechanics for Unsaturated Soils*. New York: John Wiley & Sons, INC. 149 p.
- Fredlund D. G., Xing A. y Huang S., 1994. *Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve*. Can. Geotech. J. 31. Pp. 533-546.
- Fredlund M. D., 1998. *Unsaturated Seepage Modeling Made Easy*. Geotechnical News. 52-59 p.
- Freeze, R. A. y Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc, 604 p.
- Freeze A.R., 1987. *Modelling Interrelationships Between Climate, Hydrology, and Hydrogeology and the Development of Slopes*. Slope Stability. Edited by M.G. Anderson and K.S. Richards, pp. 381-403.
- García A. V., y Suárez R. G., 1996. *Los sismos en la historia de México*. Tomo I. Ediciones científicas universitarias, UNAM, 718p.
- Garduño-Monroy V. H., Arreygue-Rocha E. Israde-Alcántara, I. y Rodríguez-Torrez, G. M., 2001. *Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, núm, 1, pp. 37-54.
- Gasmo, J. M., Rahardjo, H. and Leong, E.C., 2000. *Infiltration effects on stability of a residual soil slope*. Computers and Geotechnics 26, pp. 145-165.
- GEO-SLOPE, 1999. *Seep/W, for finite element seepage analysis*. User's Guide. GEO-SLOPE International Ltd., Calgary, Alberta (Canada). 398 p.
- González de Vallejo L. I., Ferrer M., Ortuño L. y Oteo C., 2002. *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, Madrid. 744 p.
- Guadagno, F.M., Martino, S. y Scarascia, G. M., 2003. *Influence of the man-made cuts on the stability of pyroclastic covers (Campania, southern, Italy): a numerical modelling approach*. Environmental Geology, International Journal of Geosciences. Vol. 43.N° 4, pp. 371-384.
- Guazzetti, F. Malamud, B.D., Turcotte, D.L. y Reichenbach, P., 2002. *Power-law correlations of landslides areas in central Italy*. Earth and Planetary Science Letters 195, pp. 169-183.
- Hernández-Madrigal V. M., 1999. *Estudio de un deslizamiento de ladera en el km 0+500 de la carretera Chapala-Ajijic, en el municipio de Chapala, Jalisco, México*. Tesis de licenciatura de Ingeniería Civil, UMSNH, pp. 70-80.
- Hernández-Madrigal, V. M., 2001. *Caracterización y estudio de las arcillas y estudio geomorfológico del movimiento en masa de San Miguel del Monte, Michoacán, México*.

- Tesis de maestría, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas-UMSNH, pp. 95.
- Hernández-Madriral V. M., Garduño-Monroy V. H. y Ostroumov M. F., 2004. *Caracterización del procesos de remoción en masa de San Miguel del Monte, Morelia, Mich.* Contribuciones a la geología e impacto ambiental de Morelia. Garduño-Monroy V. H. Editor. Vol. 1, pp. 199-224.
- Hernández-Madriral V. M., Garduño-Monroy V. H. y Alcántara-Ayala I., 2005. *Estudio Geológico de la Región de Zacapoaxtla, Puebla.* Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. En dictamen.
- Hoek E. y Bray J., 1977. *Rock Slope Engineering.* Institute of Mining and Metallurgy, London, pp. 226-256.
- Hutchinson J. N., 1990. *General report: Comments on papers.* Landslides/Glissements de terrain. Editor Christophe Bonnard, Volume 3. A.A. Balkema, pp. 1399-1403.
- Iida T., 1999. *A stochastic hydro-geomorphological model for shallow landsliding due to rainstorm.* Catena 34, pp. 293-313.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1978. *Fotografías aéreas, escala 1:50 000*, R-303, líneas: 2 (fotos 10, 11 y 12), 3 (fotos 22, 23, 24,25 y 26) y 4 (fotos 12, 13 y 14). México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001a. *Carta topográfica E14B15 "Teziutlán"*, escala 1:50 000. México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001b. *Datos vectoriales digitales de la carta topográfica E14B15 "Teziutlán"*, escala 1:50 000. México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2001c. *Modelo Digital de Elevaciones E14B15*, resolución 50m por celda: México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2005, *Mapa de Principales Tipos de Vegetación de México, sin escala* (en línea), México, D.F., Secretaría de Programación y Presupuesto. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/datosgeogra/vegfauna/vegeta.cfm>, consulta: 15 de enero del 2005.
- Juárez, B., y Rodríguez, R., 1981. *Mecánica de suelos.* Tomo I. Fundamentos de la Mecánica de Suelos. Tercera edición. Editorial Limusa, pp. 75-87.
- Keefer D. K., y Johnson A. M., 1983. *Eartflows: morphology, mobilization and movement.* U.S. Geologic Survey, Prof. Paper 1264, 56 p.
- Keefer D. K., 2000. *Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution -the 1989 Loma Prieta, California event.* Engineering Geology 58, pp. 231-249
- Kobashi S. and Suzuki M., 1987. *The critical rainfall (danger index) for disasters caused by debris flows and slope failures.* Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim. IAHS Publ. N°. 165, pp. 201-211.
- Krynine D. P. y Judd W. R., 1957. *Principles of Engineering Geology and Geotechnics.* Mc Graw-Hill, pp. 636-671.
- Larsen, M. C. y Simon, A., 1993. *A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico.* Geografiska Annaler 75 A, pp. 13-23.
- Lee S., Chwae U. and Min K., 2002. *Landslide susceptibility mapping by correlation between*

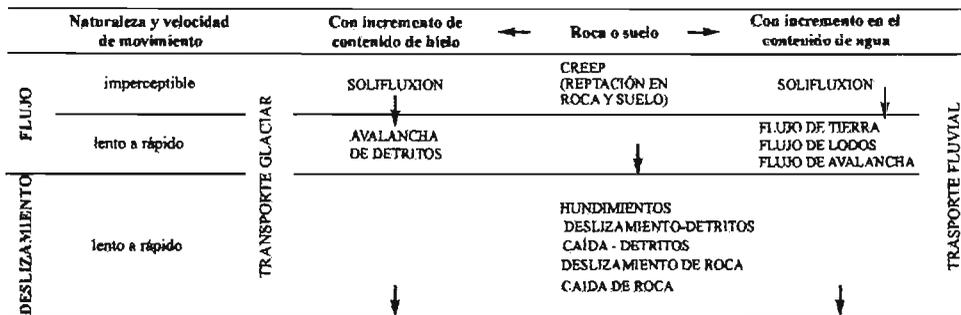
- topography and geological structure: the Janghung area. Korea. Geomorphology* 46, pp. 149-162
- Legros, F. y Kelfoun, K., 2000. *On the ability of pyroclastic flows to scale topographic obstacles. Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, pp. 235-241.
- Lichang M, Songyu L. y Yuanming L., 2002. *Research of soil-water characteristics and shear strength features of Nanyang expansive soil. Engineering Geology* 65, pp. 261-267.
- Lugo J., García-Arizaga T., Zamorano J. y Salas O., 1996. *Landslide in Metztilan (State of Hidalgo), Mexico -causes and effects. Zeitschrift für Geomorphologie. Supplement. No. 103*, pp 323-343.
- Lugo-Hubp, 1999. *El relieve de la Republica Mexicana. Univ. Nal. Auton. México. Inst. Geología. Revista*, vol. 9, num. 1, pp. 82-111.
- Lugo-Hubp, J., Vazquez-Conde, M.T., Melgarejo-Palafox, G., Garcia-Jimenez, F., Matias-Ramirez, G., 2001. *Procesos gravitacionales en las montañas de Puebla. Ciencias y Desarrollo* 27, pp. 24- 33.
- Lugo-Hubp J., Zamorano-Orozco J. J., Capra L. y Alcántara-Ayala I., 2005. *Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: Causa y efectos. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 2, pp. 212-228.
- Macari, E. J., 2003. *Evaluación de riesgos de derrumbes causados por lluvias torrenciales. Revista Internacional de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*, pp. 1-14.
- Martínez-Serrano R. G., 2000. *Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. Geothermics* 31, pp. 579-612
- Mazziotti L., 1997. *I fenomeni franosi in Italia. Material didáctico e informativo ofrecido por el Comandante Provinciale dei vigili del Fuoco di Lodi. <http://www.vigilidelfuoco.bergamo.it/formazione/frane/frane.htm>*.
- Mendoza L. M., Noriega R. I. y Domínguez M. L., 2000. *Deslizamientos de laderas en Teziutlán, Puebla, provocados por las lluvias intensas de octubre de 1999. Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres*, 18 p.
- Morales J. y Garduño-Monroy V.H., 1984. *Prospecto Huachinango, Informe geológico Final. Proyecto: C-4001. PEMEX (inédito)*. 147 p.
- Morgan R.P.C. y Rickson R. J., 1995. *Slope stabilization and erosion control: A bioengineering approach. E & FN SPON. P. 274*.
- Musso. A., 1997. *Analisi delle collate rapide. Interventi di stabilizzazione dei pendii. A. Pellegrino (ed.). International Centre for Mechanical Sciences*, pp. 475-509.
- Olivares L. y Picarelli L., 2003. *Shallow flowslides triggered by intense rainfalls on natural slopes covered by loose unsaturated pyroclastic soils. Géotechnique* 53. Nº 2, pp. 283-287.
- Palacio-Prieto, J. L., G. Bocco, A. Velázquez, J.F. Mas, F. Takaki, A. Victoria, L. Luna-González, G. Gómez-Rodríguez, J. López-García, M. Palma, I. Trejo-Vázquez, A. Peralta, J. Prado-Molina, A. Rodríguez-Aguilar, R. Mayorga-Saucedo y F. González-Medrano. 2000. *La condición actual de los recursos forestales en México: resultados del Inventario Forestal Nacional 2000. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM* 43: 183-203
- Pasquaré G., Ferrari L., Garduño V. H., Tibaldi A. y Vezzoli L., 1991. *Geology of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. Geol. Soc. Am. Map and Chart series*, 22p.
- Parise M. y Jibson R. W., 2000. *A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analyses of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. Engineering Geology* 58, pp. 251-270.

- Paronuzzi P., Serafin W. y Gnech D., 2003. *Approximate models for simulating the infiltration induced by heavy rainfall on colluvial cover*. Geologia, tecnica & ambientale. No 1, pp. 5-19.
- Pellegrino A. 1967. *Proprietà Fisico Meccaniche dei Terreni Vulcanici del Napoletano*. Tai VIII Convegno de Geotecnica. Cagliari 1967. 120 p.
- Pellegrino A., 1997. *Tipologia e cause delle frane*. Interventi di stabilizzazione dei pendii. A. Pellegrino (ed.). International Centre for Mechanical Sciences, pp. 1-35.
- Prentice-Hall, 1979. *Fundamentos de geología física*, pp. 71-95.
- Rahardjo H, Chang M. F. y Lim T. T., 1996. *Stability of residual soil slopes as affected by rainfalls*. Landslides, Senneset (ed). Balkema, pp. 1109-1114.
- Rojas J.C., 2001. *Conceptos básicos de mecánica de suelos no-saturados*. Geotecnia. Revista Trimestral del Laboratorio de Geotecnia-UMSS, Bolivia. No. 6, pp. 5-8.
- Ruiz-Sainz P., 1978. "Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del área Villa Juárez-Tlapacoyan, Estado de Veracruz". Inst. Méx. Petróleo. Proyecto C. 1007, pp. 1-28.
- Sánchez P.A.E., González-Pomposo G.J., Alcántara-Nolasco L. y Jiménez-Barroso J., 2002. *Simulación de temblores de diseño para terreno firme en la ciudad de Puebla*. Boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana. Volumen 22, No. 2. 267 p.
- Sauter F. F., 1989. *Fundamentos de ingeniería sísmica, Introducción a la sismología*. 1ª ed. Editorial Tecnológica de Costa Rica. 271 p.
- Scott W., Fredlund D. G. and Zakerzadeh N., 2001. *Mathematical attributes of some soil-water characteristic curve models*. Geotechnical and Geological Engineering 19, pp. 243-283.
- Scotto di Santolo A., 2002. *Le colate rapide*. Hevelius Edizioni, pp. 9-116
- Scott K. M., Macias J. L., Naranjo J. A., Rodríguez S y McGeehin J. P., 2001 *Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment, and Mitigation Strategies*. U.S. Geological Survey. Professional Paper. Report N° 1630. 59 p.
- Selby M. J., 1991. *Hillslope materials and Processes*. Oxford University Press. 451 p.
- Servicio Sismológico Nacional (SSN), 2004a. *El SSN y la Sismicidad de México* (en línea), en Servicio Sismológico Nacional, <[http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Mx\\_sismo/mhist.htm](http://www.ssn.unam.mx/SSN/Doc/Mx_sismo/mhist.htm)>, acceso libre, consulta: 15 de enero del 2005.
- Servicio Sismológico Nacional (SSN), 2004b. *Regiones Sísmicas de México* (en línea), en Servicio Sismológico Nacional, <[http://www.ssn.unam.mx/SSN/Sismos/region\\_sismica\\_mx.html](http://www.ssn.unam.mx/SSN/Sismos/region_sismica_mx.html)>, acceso libre, consulta: 15 de enero del 2005.
- Singh S.K., Ordaz M., Pacheco J.F., Quass R., Alcántara L., Alcocer S., Gutiérrez C., Meli R. y Ovando E., 1999. *A preliminary report on the Tehuacan, Mexico Earthquake of June 15, 1999 (Mw=7.0)*. Seismological Research Letters. 12 p.
- Skempton A. W., 1953. *Discussion on piles and pile foundations*. Proc. 3<sup>rd</sup> Int. Conf. Soil Mech., Zürich, 3, pp. 172.
- Skempton, A.M. y Hutchinson, J.N., 1969. *Stability of natural slopes and embankment foundations*. State-of-the art. Volume, 7<sup>th</sup> International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 2, pp. 291-340.
- Sorriso-Valvo, 1984. *Atti del I seminario: Deformazioni Gravitative Profonde di Versante Presentazione*. Boll. Soc. Geol. It. 103, pp. 667-669.
- Srbulov M., 1999. *Estimation of co-seismic sliding of slopes*. Landslides, Senneset (ed). Balkema, pp. 1031-1034.
- Suárez J., 1996. *Erosion induced landslides in tropical environments*. Landslides, Senneset (ed).

- Balkema, pp. 1115-1119.
- Suter M., 1980. *Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland. Thrust- and fold belt between Xilitla and Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosi states)*. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista, v. 4, pp. 19-31.
- Suter M., Carrillo-Martínez M. y Quintero-Legorreta O., 1996. *Macroseismic Study of Shallow Earthquakes in the Central and Eastern Parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico*. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 86, No. 6, pp. 1952-1963.
- Tardy M., 1980. *Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique*. Thèse Doct. Sci. Univ. P. -et- M. -Curie, Paris, 459 p. (Inédit)
- Terlien M. T. J., 1997. *Hydrological landslide triggering in ash-covered slopes of Manizales (Colombia)*. Geomorphology 20, pp. 165-175.
- Terzaghi, K., 1950. *Mechanisms of landslides*, Geol. Soc. Am., Berkeley Volume, pp. 83-123.
- Terzaghi K y Peck R.B., 1967. *Geotecnica*. Edizione italiana. UTET, 643 p.
- Tóth J., 1963. *A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins*. J. Geoph. Res. 68 (16), pp. 4795-4812.
- Tóth J., 1966. *Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, Alberta, Canada*. International Association of Scientific Hydrology Bulletin 16 (2), pp. 20-68.
- Tóth J., 1972. *Properties and manifestations of regional groundwater movement*. Proc. 24<sup>th</sup> Int. Geol. Congress Section 11, Montreal, pp. 153-163.
- Tóth J., 2000. *Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones*. Boletín Geológico y Minero. Vol. 111. N° 4, pp. 9-26.
- Vanapalli S. K. y Fredlund D. G., 2000. *Comparison of empirical procedures to predict the shear strength of unsaturated soils uses the soil-water characteristic curve*. Geo-Denver 2000. American Society of Civil Engineers, Special Publication. N° 99, pp. 195-209.
- Varnes, D. J., 1958. *Landslides types and processes*. In Landslides and Engineering Practice (Ed. E. B. Eckel). Highway Research Board Spec. Rep. 29, pp. 20-47.
- Varnes, D. J., 1978. *Slope movements: type and processes*. In Landslides Analysis and Control (Ed. E. B. Eckel). Transp. Res. Board, Spec. Rep, 176, pp. 11-33.
- Vázquez-Conde M.T., Lugo J. y Matías L.G., 2001. *Heavy rainfall effects in México during early october 1999*. In: Grunfest, E., Handmer J. (Eds), Coping with Flash Floods. Kluwer Academic Publishing, Amsterdam, pp. 289-299.
- Verma S. P. y López M., 1982. *Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, México*. Bull. Volcanol., Vol. 45-1, pp. 63-79.
- Voight B. y Pariseau W. G., 1978. *Rockslides and avalanches: an Introduction*. Rockslides and Avalanches 1. Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 1-67.
- WP/WLI – International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party on World Landslide Inventory, 1994- *Multilingual Glossary for Landslides*. In press.
- Yañez García C. y García Durán S., 1982. *Exploración de la Región Geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas*. Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad. 96 p.
- Yokota S. y Iwamatsu A., 1999. *Weathering distribution in a steep slope of soft pyroclastic rocks as an indicator of slope instability*. Engineering Geology 55, pp. 57-68.

# Apéndice I

## Clasificación de Procesos de Remoción en Masa



Clasificación de Sharpe (1938)

TIPO DE MOVIMIENTO	TIPO DE MATERIAL				
	ROCA		SUELOS		
CAIDAS	CAIDA DE ROCA		CAIDA DE SUELOS		
DESIZAMIENTOS	Pocas unidades	rotacional DESIZAMIENTO	planar DESIZAMIENTO EN BLOQUE	planar DESIZAMIENTO EN BLOQUE	rotacional DESIZAMIENTO EN BLOQUE
	Varias unidades		DESIZAMIENTO EN ROCA	DESIZAMIENTO DE DETRITOS	CÓLAPSO POR EXPANSION LATERAL
FLUJOS	Materiales no consolidados				
		Fragmentos de rocas	Arena o limo	mixtos	Principalmente plásticos
	secos	FLUJO DE FRAGMENTOS DE ROCAS	FLUJO DE ARENAS	FLUJO DE LOESS	
	húmedos		RÁPIDOS FLUJOS DE SUELO, ARENA O LIMOS	FLUJOS DE DETRITOS	LENTOS FLUJOS DE SUELO FLUJOS DE LODOS
COMPLEJOS	Combinaciones de Materiales o Tipos de Movimientos				

Clasificación de Varnes (1958)

Tipo de movimiento	Tipo de material			
	ROCA	SUELOS DE USO INGENIERIL		
		GRUESOS	FINOS	
CAÍDAS	Caída de rocas	Caída de detritos	Caída de tierra	
VOLTEAMIENTOS	Volteamiento de rocas	Volteamiento de detritos	Volteamiento de suelos	
DESIZAMIENTOS	rotacional pocas unidades	Deslizamiento en rocas	Deslizamiento de detritos	Deslizamiento de suelos
	traslacional muchas unidades	Deslizamiento de bloques de rocas	Deslizamiento de bloques de detritos	Deslizamiento de bloques de suelo
		Deslizamiento en rocas	Deslizamiento de detritos	Deslizamiento de suelos
EXTENSIÓN LATERAL	Extensión en rocas	Extensión en detritos	Extensión en suelos	
FLUJOS	Flujos de rocas (DGPT)	Flujos de detritos	Flujos de suelo	
COMPLEJOS	Combinación de dos o más tipos			

Clasificación de PRM, propuesta por Varnes (1978)

GRUPO	MATERIAL		
	ROCA	DETRITOS	SUELO
<b>DESPRENDIMIENTOS (FALL)</b>	Caida de roca (rock fall)	Caida de detritos (debris fall)	Caida de suelo (soil fall)
<b>VOLTEAMIENTO (TOPPLE)</b>	Volteamiento de roca (rock topple)	Volteamiento de detritos (debris topple)	Volteamiento de suelo (soil topple)
<b>DESLIZAMIENTO ROTACIONAL (SLIDE ROTATIONAL)</b>	Simple (single) Múltiple (múltiple) Sucesivo (successive)	Simple (single) Múltiple (múltiple) Sucesivo (successive)	Simple (single) Múltiple (múltiple) Sucesivo (successive)
<b>DESLIZAMIENTO TRASLACIONAL (SLIDE TRASLATIONAL)</b>	Deslizamiento traslacional en bloques de rocas (block slide)	Deslizamiento traslacional en bloques de suelos y detritos (slab slides)	
	Deslizamiento traslacional en roca (rock slide)	Deslizamiento traslacional en detritos (debris slide)	Deslizamiento traslacional en suelo (mudslide)
<b>EXTENSIÓN LATERAL (LATERAL SPREADING)</b>	Extensión lateral en roca (rock spreading)	Extensión lateral en suelos-detritos (soil (debris) spreading)	
<b>FLUJO (FLOW)</b>	Flujo de roca (rock flow)	Flujo de detritos (debris flow)	Flujo de suelo (mudflow)
<b>COMPLEJOS (COMPLEX)</b>	Cuando existe un cambio en el comportamiento del cuerpo durante su movimiento ladera abajo, nótese que prácticamente todas las formas desarrollan un comportamiento complejo.		

Clasificación de PRM propuesta por la EPOCH (1993)

## Apéndice II

### Escala de Intensidad Mercalli Modificada (MM)

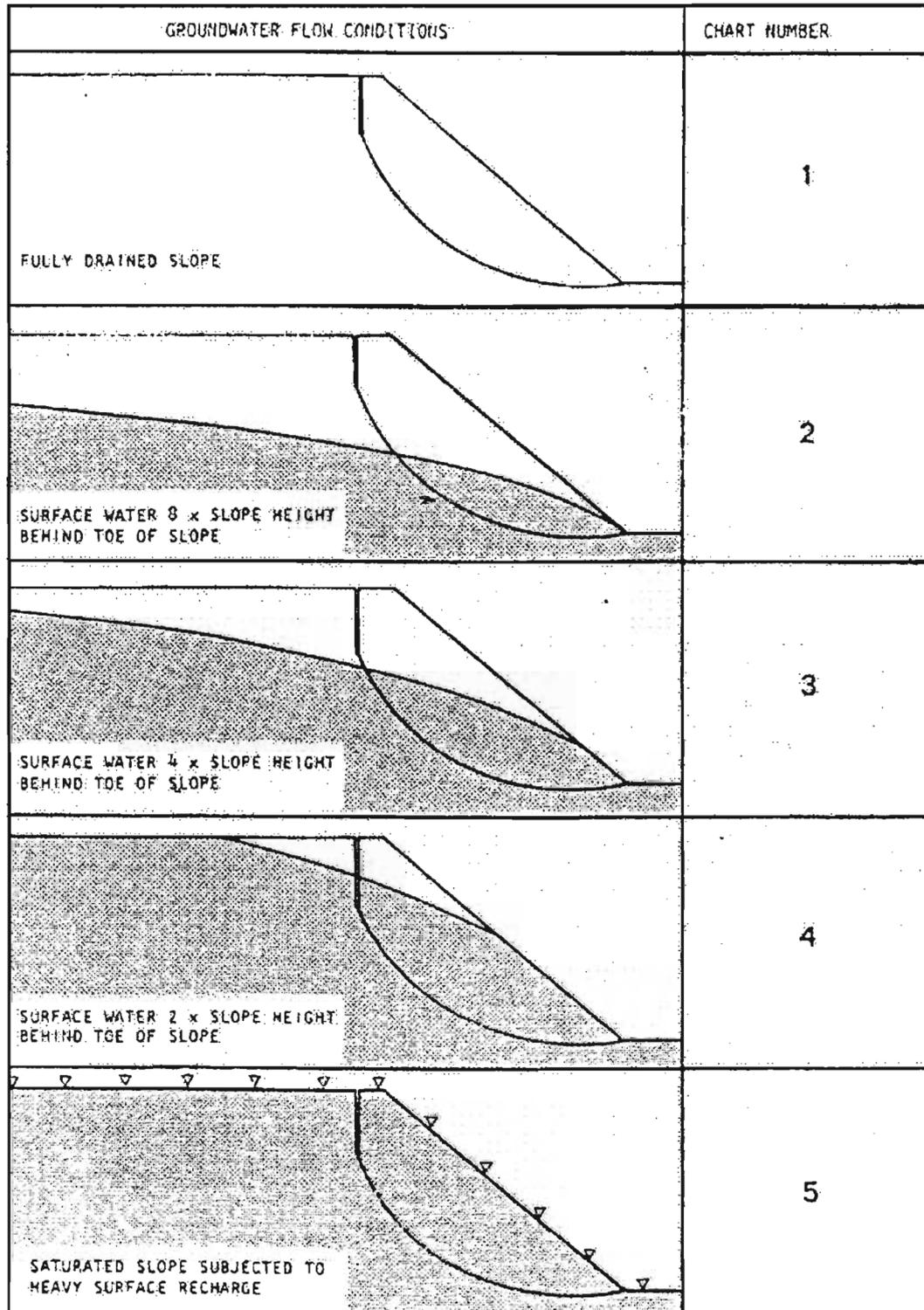
Grado	Descripción
III	Sentido en el interior de las edificaciones, especialmente en pisos superiores, pero muchos pueden no reconocerlo como temblor; vibración semejante a la producida por el paso de un vehículo liviano; objetos suspendidos oscilan.
IV	Objetos suspendidos oscilan visiblemente; vibración semejante a la producida por el paso de un vehículo pesado; vehículos estacionados se bambolean; cristalería y vidrios suenan; puertas y paredes de madera crujen.
V	Sentido aún en el exterior de los edificios; permite estimar la dirección de las ondas; personas dormidas se despiertan; el contenido líquido de recipientes y tanques es perturbado y se puede derramar; objetos inestables son desplazados; las puertas giran y se abren o cierran; relojes de péndulo se paran.
VI	Sentido por todas las personas; muchos sufren pánico y corren hacia el exterior; se tiene dificultad de caminar establemente; vidrios y vajilla se quiebran; libros y objetos son lanzados de los anaqueles y estantes; los muebles son desplazados o volcados; el revoque y enlucido de mortero de baja calidad y mampostería tipo D se fisuran; campanas pequeñas tañen.
VII	Se tiene dificultad de mantenerse parado; percibido por los conductores de vehículos en marcha; muebles se rompen; daños y colapso de mampostería tipo D; algunas grietas en mampostería tipo C; las chimeneas se fracturan a nivel de techo; caída de revoque de mortero, tejas, cornisas y parapetos sin anclaje; algunas grietas en mampostería de calidad media; campanas grandes tañen; ondas en embalses y depósitos de agua.
VIII	La conducción de vehículos se dificulta; daños de consideración y colapso parcial de mampostería tipo C; algún daño a mampostería tipo B; ningún daño en mampostería tipo A; caída de revoque de mortero y de algunas paredes de mampostería; caída de chimeneas de fábricas, monumentos, y tanques elevados; algunas ramas de árboles se quiebran; cambio en el flujo o temperatura de pozos de agua; grietas en terreno húmedo y en taludes inclinados.

### Definición de los tipos de mampostería

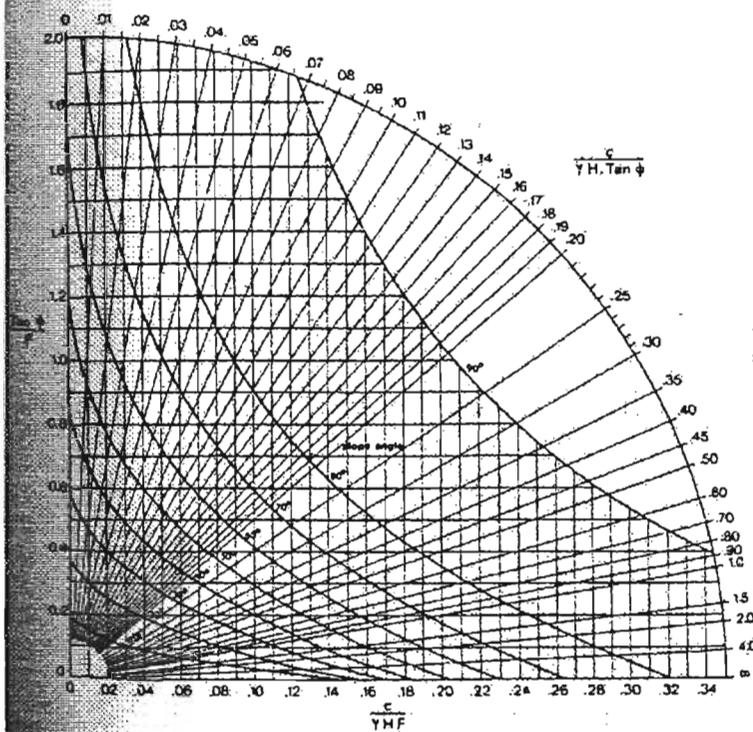
Tipo	Descripción
A	Buena calidad de ejecución, mortero y diseño; reforzada y confinada empleando varillas de acero; diseñada para resistir cargas laterales de sismo
B	Buena calidad de ejecución; reforzada, pero no diseñada específicamente para resistir cargas laterales de sismo.
C	Calidad de ejecución media, sin refuerzo y no diseñada para resistir cargas laterales.
D	Materiales de baja resistencia, tal como adobe; baja calidad de ejecución; débil para resistir cargas laterales.

# Apéndice III

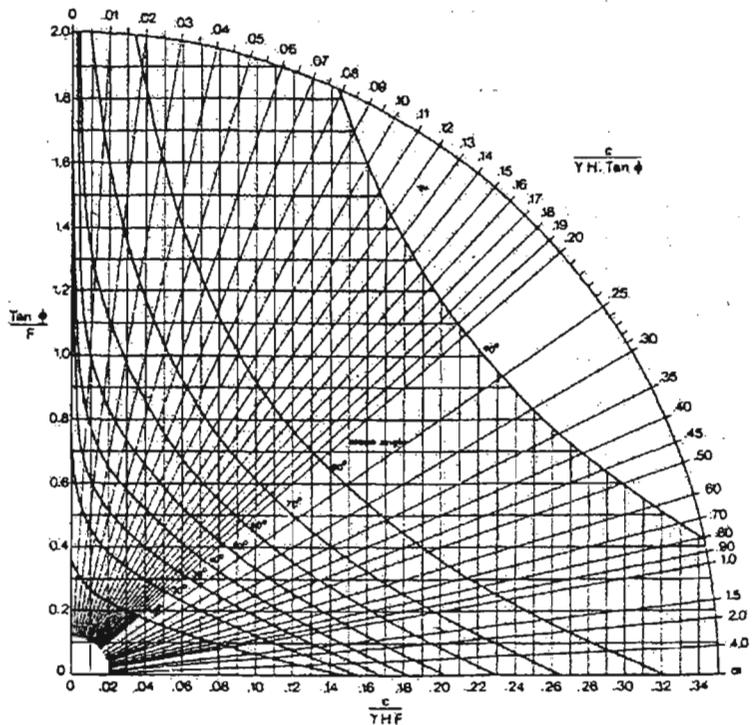
## Gráficos de Hoek y Bray (1977)



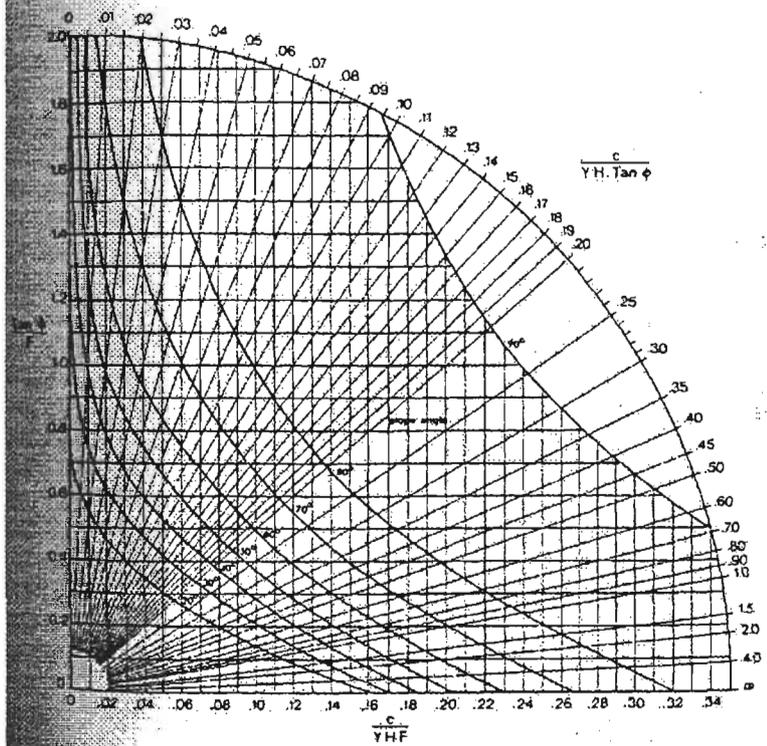
CIRCULAR FAILURE CHART NUMBER 1



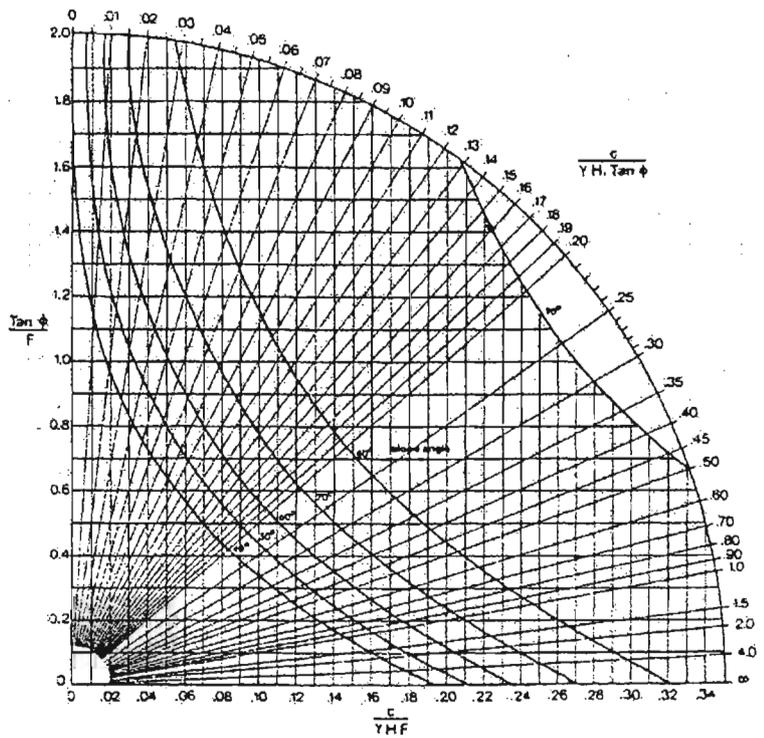
CIRCULAR FAILURE CHART NUMBER 2



CIRCULAR FAILURE CHART NUMBER 3



CIRCULAR FAILURE CHART NUMBER 4



CIRCULAR FAILURE CHART NUMBER 5

