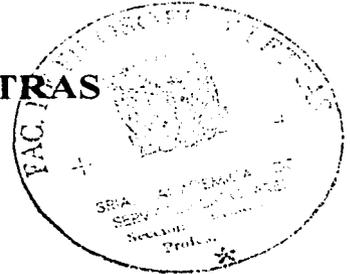


01026
20

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**



**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA**



**ZONIFICACIÓN DE PELIGRO POR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA
CON BASE EN LA APLICACIÓN DE UN ANÁLISIS ESTADÍSTICO
MULTIVARIADO CONDICIONAL: LA BARRANCA EL CALVARIO,
TEZIUTLÁN-PUEBLA.**

**T E S I S
PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA**



**P R E S E N T A :
NORMA ANGÉLICA DÁVILA HERNÁNDEZ**

ASESOR: DRA. LUCÍA CAPRA PEDOL

CIUDAD UNIVERSITARIA, D.F.

FEBRERO 2003

a



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

NOMBRE: Norma Angelica

Dávila Hernández

FECHA: 25 - Febrero - 2003

FIRMA: 

Dedico esta tesis a mi familia:

A mi mamá Evangelina Hernández Peña, porque siempre me has ayudado no importando nada, por ser tan fuerte e inalcanzable, y sobre todo te agradezco por quedarte muchas madrugadas haciéndome compañía.

A mi papá Jorge Dávila Sánchez, porque siempre me has cuidado mucho, por tus sabios consejos divertidos, pero sobre todo gracias por que cuando creía que algo no tenía solución, tu llegabas inesperadamente y lo resolvías.

A mi hermanos Ulises, Diana y Pato, porque siempre me han apoyado incondicionalmente, por escucharme, por ser tan divertidos y sobre todo gracias porque han hecho cosas tan grandes que me hacen sentir muy orgullosa.

A mi cuñada Azucena, porque siempre me has apoyado y te agradezco el simple hecho de haber llegado a nuestras vidas y por darnos a esas dos pequeñas.

A mis sobrinas Erika y Eva, por ser unas niñas preciosas, y sobre todo les agradezco porque una simple sonrisa suya me hace sentirme feliz.

A mi prima Rosalía, por ser tan auténtica, divertida y porque siempre has estado conmigo.

.....y a **Pablo**, porque desde que te conozco nunca me has dejado sola ayudándome en todo momento, por todo lo que me has enseñado, por la paciencia que me has tenido todo este tiempo, pero sobre todo gracias por aguantar mi mal genio; siempre estaremos juntos Pablito.

los amo mucho

Momis

b

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en especial a mi asesora la Dra. Lucía Capra Pedol por haber confiado en mi, por apoyarme en todos los aspectos para la elaboración de esta tesis, ya que sin ello la culminación de este trabajo no hubiera sido posible y porque en todo momento estuvo dispuesta a explicarme y orientarme.

A mis sinodales, Dr. José Lugo Hubp, Dr. Jorge López Blanco, Ing. Alberto Pérez Rojas y al Dr. Gerardo Carrasco Núñez, por el tiempo que dedicaron a la revisión de esta tesis, así como sus valiosas observaciones que ayudaron a mejorar este trabajo.

Al CONACYT por el apoyo económico otorgado.

A mis amigos:

Angélica Yáñez, Elizabeth Alfaro, Esmeralda Madrigal, Rosalba Ortega y Noemí Aranda, por todos estos años de amistad y los que nos faltan, gracias por reír y llorar conmigo, lo que me hace sentir más unida a ustedes, las quiero mucho.

A Claudio Tzompanzi y Pedro Madrigal, les doy las gracias porque cuando los conocí hicieron que mi vida fuera mil veces más divertida; y yo sé que siempre vamos a estar juntos.

A Dolores Soto, por los buenos momentos que pasamos juntas, por ser tan sincera y libre, eres genial Lolita.

A Ileri Márquez, Roberto Arteaga, Cecilia Limón, Dayana Ancona, Miguel Angel Silva, Joany Montolla, Carla Gonzáles, Illie Cisneros, Jovana Castilla, Oscarito, Sergio Salinas e Ivonne Hernández, por compartir conmigo los mejores momentos a lo largo de la carrera.

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
Objetivo principal	4
Objetivos particulares	5
I. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO. DESCRIPCIÓN DE LOS EVENTOS OCURRIDOS A PRINCIPIOS DE OCTUBRE DE 1999 EN TEZIUTLÁN, PUEBLA	7
1.1 Ubicación del área de estudio	7
1.2 El evento hidrometeorológico de septiembre-octubre de 1999	9
1.3 Descripción de los eventos ocurridos a principios de octubre de 1999	13
II. GEOLOGÍA	16
2.1. Estratigrafía	16
2.2 Evolución Geológica	26
2.3 Mapa geológico del área de Teziutlán	28
III. GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	34
3.1 Marco Geomorfológico	35
3.2 Mapas temáticos	38
3.2.1 Modelo digital de elevación	38
3.2.2 Mapa de pendientes	40
3.2.3 Mapa de exposición de laderas	43
3.2.4. Mapa de geometría de las laderas	44

**TESS CON
FALLA DE ORIGEN**

3.2.5.	Mapa de densidad del drenaje	46
3.2.6.	Mapa de distancia del drenaje	48
IV.	TIPOLOGIA DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA	51
4.1	Antecedentes en México	52
4.2	Tipología de procesos de remoción en masa	53
4.2.1	Terminología	53
4.3	Clasificación de procesos de remoción en masa	54
4.4	Características generales de los procesos de remoción en masa.	56
4.5	Deslizamiento rotacional	57
4.5.1	Características morfológicas	57
4.5.2	Descripción del movimiento	59
4.5.3	Factores de movilidad de los deslizamientos rotacionales	59
4.6	Deslizamiento translacional de suelo y/o detrito (soil/debris-slide)	60
4.6.1	Características morfológicas	61
4.6.2	Descripción del movimiento	62
4.6.3	Factores de movilidad de un deslizamiento translacional de suelo y/o detrito (soil/debris-slide)	63
4.6.4	Flujo de escombros (o detritos)	64
4.6.5	Características morfológicas	65
4.6.6	Descripción del movimiento	66
4.6.7	Factores de movilidad de los flujos de escombros	67
4.7	Mapa de distribución de procesos de remoción en masa en la barranca el Calvario-Teziutlán, Puebla	69

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

V.	ZONIFICACIÓN DE PELIGRO POR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LA BARRANCA EL CALVARIO	80
5.1	Metodología	80
5.1.1	Tipología de modelos	80
5.1.2	Enfoque en la evaluación de peligro por procesos de remoción en masa	84
5.1.3	Antecedentes de la metodología empleada	85
5.2	Aplicación del Análisis Estadístico Multivariado Condicional en la barranca el Calvario - Teziutlán, Puebla	90
5.2.1	Etapas de trabajo para la elaboración del mapa de peligro	93
5.2.2	Primera, segunda y tercera etapa de trabajo	93
5.2.3	Cuarta etapa de trabajo Vinculación de los mapas de parámetros con el mapa de deslizamientos	95
5.2.4	Quinta etapa de trabajo Calculo de densidad de los deslizamientos	96
5.2.5	Sexta etapa de trabajo Calculo de densidad de los deslizamientos	98
5.3	Mapa final de susceptibilidad por procesos de remoción en masa	100
VI.	CONCLUSIONES	105
	GLOSARIO	107
	REFERENCIAS	109
	CARTOGRAFÍA	116

RESUMEN

Durante los primeros días de octubre de 1999, fuertes lluvias afectaron la zona este del país, principalmente la Sierra Norte de Puebla, provocando inundaciones y cientos de procesos de remoción en masa, ocasionando la pérdida de más de trescientas personas. En particular el municipio de Teziutlán (Puebla) resultó ser el área más afectada, debido a la ocurrencia de un movimiento de ladera que causó la muerte de más de cien personas.

En el presente trabajo se realizó una zonificación de peligro por procesos de remoción en masa en las barrancas aledañas a el área urbana de Teziutlán, particularmente en la barranca El Calvario.

Esta zonificación se elaboró con base en la aplicación de un Análisis Estadístico Multivariado Condicional compatible con un sistema de información geográfica, en el cual se relacionó la distribución y actividad de los movimientos de ladera con los factores o parámetros físicos que caracterizan el área de estudio. Además se realizó un análisis de las propiedades granulométricas de los materiales que conforman las laderas para conocer la relación existente con la ubicación de los movimientos en masa.

Finalmente este análisis permitió conocer las áreas con mayor grado de peligro por procesos de remoción en masa, identificando así los factores que condicionan en mayor medida la ocurrencia de este tipo de procesos.

ABSTRACT

During the first days of october 1999, heavy rains affected the east zone of the country, mainly the mountains east Puebla, causing floods and hundred mass movement process, causing more than three hundred peoples death. The Teziutlán (Puebla) town was the most damage area, due to a landslide causing more than one hundred persons death.

In this work was done a zonation landslide hazard in the gullies close to Teziutlán town, mainly in El Calvario gully.

This zonation was done according to the application Multivariate Conditional Analysis Statistic compatible with a geographic information system, which was related with a number of environmental characteristics, or factors, which are thought to be strictly connected with landslide occurrence or location.

Finally this analysis permitted to know the potential areas hazard for landslides, identifying the factors that more customer the occurrence of this process.

INTRODUCCIÓN

Los desastres naturales han obtenido un lugar importante en los últimos treinta años en la comunidad científica y en la sociedad debido a un aumento en su recurrencia y daños causados a poblaciones de numerosas partes del mundo. El crecimiento desmesurado de la población así como el inadecuado uso del suelo han determinado el aumento de impacto de estos fenómenos naturales.

En los últimos cinco años México ha sido devastado por inundaciones y procesos de remoción en masa que han provocado miles de víctimas. Como ejemplo se puede mencionar lo ocurrido a principios de octubre de 1997 en Acapulco, a causa de las intensas lluvias del huracán Paulina, las cuales provocaron más de cien procesos de laderas cobrando la muerte de aproximadamente 150 víctimas (Matías, 1998). Uno de los fenómenos más recientes fue la ocurrencia de lluvias extraordinarias en octubre de 1999, siendo la Sierra Norte de Puebla la región más afectada, en particular el municipio de Teziutlán, donde cientos de procesos de ladera causaron la muerte de más de 200 personas, además de cuantiosos daños.

En estos eventos, como en muchos otros, se desconoció el potencial de impacto que tendría el fenómeno sobre la población debido a la falta de planeación. No se estimó la dimensión del desastre ante la posible ocurrencia de un fenómeno natural, ya que, en la mayoría de los casos las manifestaciones de este tipo de procesos se consideran como casos aislados sin contemplar que su presencia obedece a un cambio o a una repercusión a nivel regional.

A partir de estos sucesos se hizo evidente la necesidad de llevar a cabo estudios detallados de distintas áreas del conocimiento, para determinar los factores que influyen en el movimiento de las laderas, con la finalidad de contribuir a la aplicación de estrategias de prevención que aminoren las consecuencias de un posible desastre.

El evento ocurrido a principios de octubre de 1999 se consideró como el mayor desastre de la década en México (Olazo, 2000), siendo la zona de Teziutlán la más afectada, por el elevado número de víctimas, además del gran impacto que tuvo sobre la población en tan poco tiempo.

Es por ello, que el presente estudio se enfoca hacia el análisis de los factores geológicos, morfológicos y sedimentológicos para determinar las causas responsables de la ocurrencia de procesos de remoción en masa.

Para la aplicación de este análisis se escogió en particular, la barranca del río El Calvario, ya que representa la zona mas afectada y más densamente poblada hacia los límites de la ciudad de Teziutlán. Sin embargo se extiende el área de estudio hacia la parte urbana de Teziutlán y sus inmediaciones, con el objetivo de conocer otras áreas susceptibles a procesos de remoción en masa que pueden estar condicionadas por los mismos parámetros físicos que se consideraron para el estudio de la barranca.

Objetivo Principal.

El propósito principal del presente trabajo es la realización de un estudio geomorfológico-estratigráfico detallado de las áreas afectadas por movimientos de ladera en la barranca del río El Calvario en Teziutlán, Puebla; con la finalidad de conocer los factores de inestabilidad que condicionan la ocurrencia de este tipo de

procesos. De tal modo, que la aplicación de este análisis sirva de apoyo para futuras acciones de protección civil encaminadas a la disminución del riesgo de la población.

Objetivos Particulares

La zonificación de peligro por procesos de remoción en masa se elaboró mediante el análisis de los siguientes aspectos:

- Características geológicas del área con base en el estudio granulométrico a detalle de columnas estratigráficas.
- Características geomorfológicas de la barranca el Calvario.
- Reconocimiento del tipo y mecanismos de los procesos de remoción en masa.
- Aplicación del Análisis Estadístico Multivariado Condicional (AEMC) utilizando parámetros físicos y geológicos que conforman el área de estudio.
- Finalmente, con base en los factores antes mencionados se presenta una serie de mapas de peligro por movimientos de ladera de la barranca del río el Calvario.

Metodología

La elaboración de este estudio se llevó a cabo mediante etapas de trabajo, las cuales se muestran con las actividades más relevantes.

1). Interpretación de fotografías aéreas escala 1:1800 y 1:2000, año 1999: se determinó principalmente la localización, extensión y tipo de los procesos de ladera.

2). Trabajo de campo: se elaboraron columnas estratigráficas de depósitos antiguos que conforman las laderas, su descripción a detalle y se tomaron muestra de los horizontes, con base en una selección realizada previamente en las fotografías aéreas.

3). Análisis sedimentológicos: se determinó el tamaño de las partículas y el porcentaje de la fracción arcilla de cada una de las secciones muestreadas en campo.

4). Elaboración de mapas de susceptibilidad por procesos de ladera mediante un SIG (sistema de información geográfica): en el cual se relacionó el conjunto de factores físicos y geológicos que conforman el área de estudio.

I. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO.

DESCRIPCIÓN DE LOS EVENTOS OCURRIDOS A PRINCIPIOS DE OCTUBRE DE 1999 EN TEZIUTLÁN, PUEBLA.

1.1 Ubicación del área de estudio.

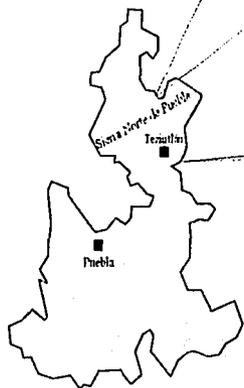
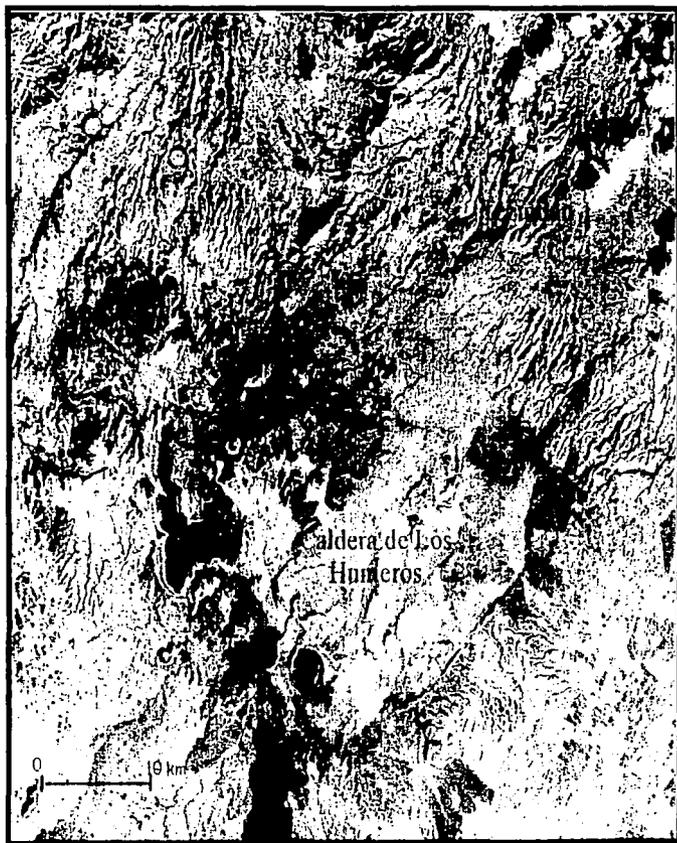
Teziutlán se encuentra ubicado en la zona de transición entre las elevaciones de la Sierra Madre Oriental, que a nivel regional se conoce como Sierra Norte de Puebla, y el descenso hacia la vertiente del Golfo (Vázquez et al., 2001).

La Sierra Norte de Puebla se encuentra conformada por rocas sedimentarias marinas mesozoicas que forman parte de la región sureste de la Sierra Madre Oriental, las cuales parcialmente se encuentran sepultadas por depósitos volcánicos provenientes de los centros volcánicos que pertenecen al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).

Su relieve se conforma de elevaciones estrechas, alargadas con dirección hacia el norte, separadas por valles profundos y estrechos que rebasan los 600 metros de profundidad. Sus laderas son escarpadas, en su mayoría de más de 20° de inclinación.

El municipio de Teziutlán se localiza entre las coordenadas 19°59', 19°46' latitud norte y 97°24', 97°24', en el noreste del estado de Puebla. Cubre una superficie de 148 km², y la altitud es de 1700 msnm, pero hacia sus alrededores alcanza alturas de hasta 2600 msnm (Figura 1).

Colinda al norte con los municipios de Hueyapan y Hueytamalco; al este con los municipios de Hueytamalco y Xiutetelco; al sur con Xiutetelco y Chignautla; al oeste con los municipios de Chignautla y Hueyapan. Es cabecera del distrito que lleva el mismo



UT

Figura 1. Localización del área de estudio: Teziatlán, Puebla.

nombre. el cual se constituye de cinco municipios: Teziutlán, San José Acateno, Chignautla, Hueytamalco y Xiutetelco. Entre las principales comunidades se encuentran: San Juan Acateno, Atoluca, San Sebastián, Xoloateno, Mexcalcuautla, Cuacoxtlan, Ixticpan y La Legua.

Cuenta con una población de 120, 000 habitantes, de los cuales el 37% se dedica a la agricultura, principalmente al cultivo del maíz, 35% al comercio y 25% a la industria manufacturera, principalmente a la elaboración de alimentos y fabricación de prendas de vestir, siendo esta última actividad la de mayor crecimiento en los últimos años (INEGI, 1998).

Debido a su localización geográfica, el área se encuentra influenciada por vientos fríos y húmedos, por lo que predominan así los climas (tipo y subtipo) semicálido húmedo con lluvias todo el año (ACf), templado húmedo con lluvias todo el año [C(f)] y templado húmedo con abundantes lluvias en verano C(m). El mes de septiembre es el más lluvioso con una media de 383.5 mm y el menos lluvioso es febrero con tan solo 42 mm. Sus temperaturas varían entre 12° y 18° C, principalmente en primavera, aunque se llegan a registrar temperaturas mínimas de -3°C en invierno (INEGI, 1998).

El área de Teziutlán se encuentra asentada en depósitos volcánicos de más de 50 m de espesor, producidos por la actividad de la caldera de los Humeros, estructura volcánica localizada a 40 km al sur de la ciudad. Estos depósitos descansan sobre un basamento que se conforma de rocas calizas plegadas del Cretácico (Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985). En el capítulo dos se detallará la estratigrafía del área de estudio.

La morfología del área se caracteriza por la formación de barrancos y cañones alargados, con pendientes (en su mayoría escarpadas) mayores a los 40°, los cuales corren

paralelos con una orientación SW-NE, controlados por lineamientos tectónicos. La topografía muestra un descenso constante en dirección sur-norte, con formación de pequeños valles longitudinales hacia las zonas menos pronunciadas.

En cuanto a la red hidrográfica, la ciudad de Teziutlán se encuentra limitada al este por los ríos Ixtlahuacán el cual corre hacia el noreste paralelamente al río El Calvario, el objeto de estudio de este trabajo. Hacia el oeste esta limitada por el río Xoloatl, mismo que nace en el cerro Tesivo, aguas abajo se fusiona con varios tributarios, entre los más importantes se encuentran el río Xaltahuatl, el cual nace en el límite norte de la ciudad y el Berrosta que corre paralelo al Xoloatl hasta comunicarse con este mismo.

El río el Calvario delimita toda el área oriental de la ciudad, nace en la vertiente norte de los cerros Tesivo y Texaca, comienza en una serie de escurrimientos temporales y permanentes para comunicarse al norte del poblado de San Pedro Xoloco para formar parte de la subcuenca del río El Calvario. Mantiene una dirección norte-sur, con una longitud de 4.5 km aproximadamente. Hacia el sur de la localidad La Legua se convierte en el río Ixticpan. La subcuenca se profundiza conforme corre hacia el norte, sus laderas son pronunciadas con pendientes que varían entre los 20° a 50°. Presenta una serie de terrazas fluviales delimitadas por cambios bruscos de pendiente sobre las cuales se localiza un considerable número de asentamientos irregulares y actualmente se utiliza como drenaje de la ciudad (Figura 2).

1.2. El evento hidrometeorológico de septiembre-octubre de 1999.

A principios de octubre de 1999, ondas tropicales provenientes del este del país arribaron una tras otra chocando consecutivamente, las cuales se fusionaron con una baja



LEYENDA



Traza urbana y poblados.



Caminos principales

Ríos

Principales Colonias

1 Xoloco

2 Juárez

3 Lindavista

4 Fraccionamiento Magdalena

5 Chignaulingo

6 La Aurora

7 Taxcala

8 La Legua

9 La Gloria

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

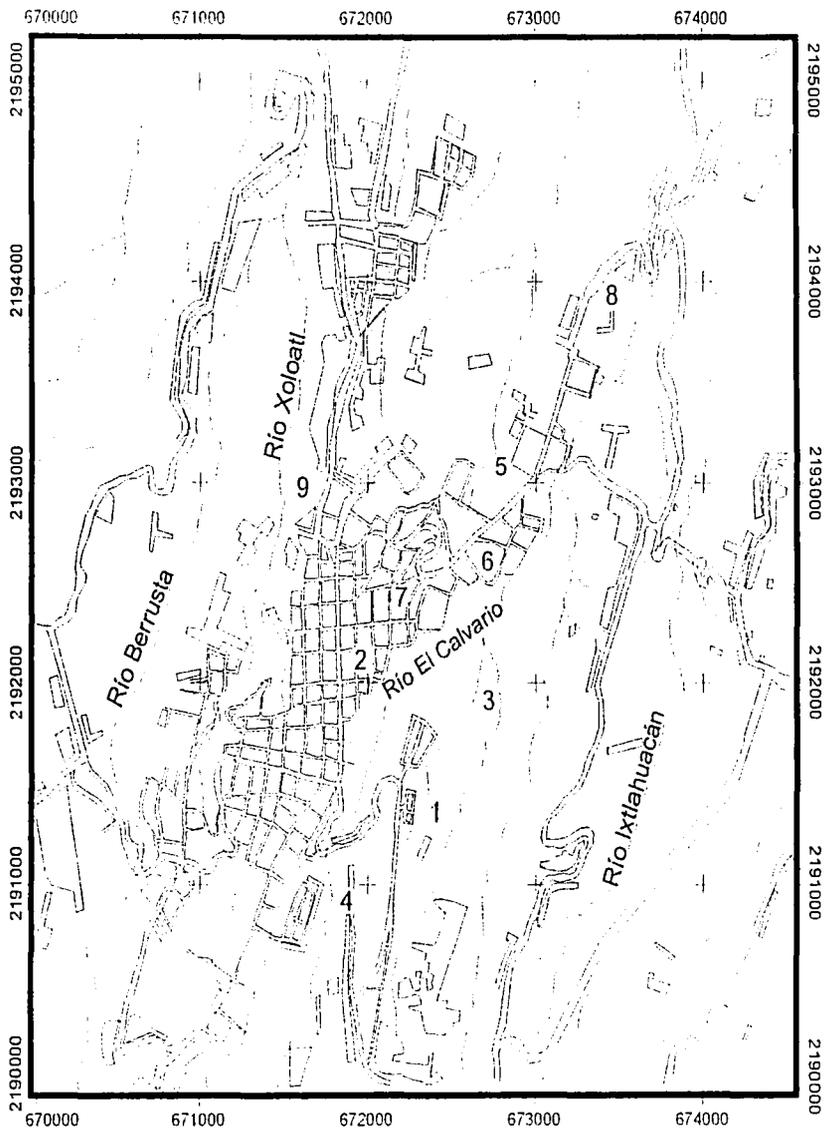


Figura 2. Zona urbana y principales poblados de Teziutlán, Puebla.

presión originando la depresión tropical número 11. Ésta tocó las costas del Golfo de México el 4 de octubre y se estacionó los dos días siguientes (5 y 6), debido al choque con el frente frío número 5 proveniente del noreste del país. La presencia de estos dos fenómenos aunado a la presencia de humedad proveniente del Golfo de México y del Pacífico, generó una gran concentración de vapor de agua en la atmósfera, lo que dio lugar a lluvias extraordinarias que afectaron los estados de Veracruz, Hidalgo y Puebla. Los daños totales se estimaron en 212 municipios afectados, 384 muertos, 61 desaparecidos, 48, 000 casas dañadas y 198, 000 personas resultaron afectadas (Vázquez et al., 2001).

La Sierra Norte de Puebla fue la región más afectada por las intensas precipitaciones, ya que provocaron decenas de inundaciones y desencadenaron cientos de procesos de remoción en masa. Entre los municipios más afectados se encuentran: Cuetzalan del Progreso, Tuzumapan de Galeana, Zacatlán, Zautla, Zacapoaxtla, Tetela de Ocampo, Hueyapan, Aquixtla, Tlatlauquitepec, Jonotla, Pantepec, Jalpan y Teziutlán (Lugo et al., 2001). Los registros históricos de precipitación indican una recurrencia y una intensidad similar en este tipo de fenómenos, es el caso de las intensas lluvias ocurridas en septiembre de 1954, y por los huracanes : Hilda en 1955, Beulah en 1967, Fifi 1974, Diana en 1990 y Gert en 1993.

La región con el mayor índice de precipitación en México se localiza hacia la parte sureste de la Sierra Madre Oriental con una lluvia anual mayor a los 1600 mm. Por tanto, las lluvias ocurridas los días 4 y 5 de octubre de 1999 en la región de Teziutlán se consideran de las más altas registradas en el siglo XX. Las Sierras de Zacapoaxtla y

Teziutlán han registrado precipitaciones que sobrepasaron los 3200 mm al año, después de la Sierra de los Tuxtlas con registros anuales mayores a los 4000 mm (Vázquez et al., 2001). Sin embargo, cabe recordar las lluvias ocurridas los días 1 al 9 de septiembre de 1998 en las costas de Chiapas, en un solo mes precipitó más de la mitad (453.1 mm) de la precipitación promedio anual de la zona (788.8 mm). Al igual que en Tabasco, los meses de septiembre y octubre de 1999 registraron precipitaciones promedio de 535 mm, cuando la precipitación media normal es de 363.5mm, lloviendo más de la mitad que la normal (Caballero, 2002; Lugo y Moshe, 2002).

Las intensas precipitaciones ocurridas a principios de octubre de 1999 en Puebla fueron registradas en las estaciones climatológicas de Nuevo Necaxa, Zacapoaxtla, Teziutlán, Xicotepec de Juárez y Tenango; esta última obtuvo el máximo de precipitación con 995 mm. Para el caso de la estación meteorológica de Teziutlán se midió una lluvia total de 712.5 mm en tan solo tres días (4 al 6), mostrando la mayor concentración el día 5 de octubre con 360 mm (Figura 3).

Si consideramos que la lluvia media anual es de 1, 229 mm, y para el mes de octubre es de 183.1 mm, quiere decir, que la lluvia total registrada en los primeros días de octubre representa el 80% de la lluvia media de todo el año, y el 389% de la lluvia media del mes de octubre.

Las precipitaciones extraordinarias a principios de octubre de 1999, se pueden comparar con las ocurridas en octubre de 1955 causadas por el ciclón tropical Hilda. En 1999 precipitó en un lapso más corto y de mayor intensidad, en tan solo tres días se obtuvo un máximo de 712.5 mm, y en el caso de 1955 precipitaron 635 mm en cinco días (27 de septiembre al 1 de octubre). Considerando el promedio diario del total de días

lluviosos se muestra que en octubre de 1999 en tan sólo tres días precipito el doble que la acumulada en 5 días en 1955 (Vázquez et al., 2001).

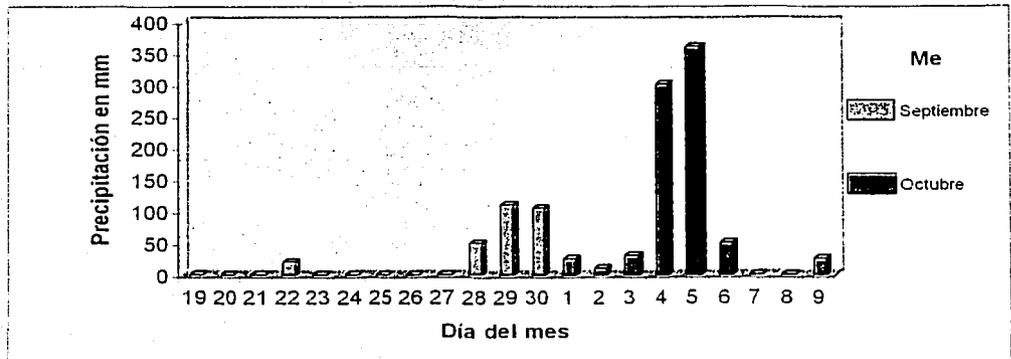


Figura 3. Precipitación diaria en Teziutlán Puebla (Fuente: Mendoza y Noriega, 1999).

Este ejemplo resulta útil para comprender de una mejor forma la dimensión del fenómeno y el impacto que tuvo en la población de Teziutlán, al ser el factor detonador en la ocurrencia de cientos de procesos de remoción en masa.

Se puede advertir que las características hidrológicas de la zona influyen en la ocurrencia de los procesos de remoción en masa. Por tal razón, la Sierra Norte de Puebla es uno de los lugares donde se presenta la mayor frecuencia de este tipo de procesos, por lo que resulta necesario realizar estudios de distintas áreas del conocimiento para determinar los mecanismos y factores que originan este tipo de fenómenos.

1.3. Descripción de los eventos ocurridos a principios de octubre de 1999.

Como ya se mencionó anteriormente, la Sierra Norte de Puebla resultó ser la zona más afectada por los eventos ocurridos los primeros días de octubre de 1999; y principalmente el municipio de Teziutlán, por inundaciones y cientos de movimientos en masa, los cuales provocaron la muerte de más de 150 personas.

La mayoría de los procesos de ladera en el área de Teziutlán ocurrieron en la parte superficial de las laderas, conformadas por horizontes arcillosos y arenosos, siendo materiales muy poco resistentes a la erosión (Lugo et al., 2001).

La zona centro de la ciudad no sufrió daños, se concentraron en las barrancas que rodean la ciudad, donde se localizan las colonias La Gloria, Siete Sabios, La Aurora, Campo Verde, Juárez y Xoloco (Figura 2).

La colonia La Aurora fue la más afectada, el 5 de octubre alrededor de las 10:00 horas, un proceso de ladera ocurrió en la parte posterior del panteón municipal. La corona alcanzó una amplitud de 40 metros y la longitud de la masa desplazada fue de 120 metros aproximadamente, la superficie de deslizamiento alcanzó profundidades de 4 metros hasta 6 metros como máxima. Comenzó como un deslizamiento de suelos que posteriormente se convirtió en un flujo de escombros, el cual destruyó una longitud de 15 metros hacia el interior del panteón (Mendoza y Noriega, 2000).

El material desplazado tuvo un movimiento rotacional y translacional. Este proceso de ladera fue favorecido por una elevada infiltración en una capa de suelos volcánicos poco consolidados, alterados y constituida en su porción superior por material removido y acumulado durante la ampliación del panteón mismo. Al aumentar la presión del agua en

los poros y fracturas sobrevino el fallamiento. La pendiente inicial de la ladera era de 20° aproximadamente, después del movimiento la superficie del deslizamiento registró un ángulo de 75° , la remoción de material fue de tal magnitud que el flujo corrió ladera abajo hasta llegar a un profundo barranco sobre el cual corre el río El Calvario (Mendoza y Noriega, 1999).

El proceso de remoción en masa sepultó cerca de 56 casas habitación que se encontraban construidas sobre esta ladera, se estima que en la mayoría de cada una de las moradas habitaban alrededor de dieciocho personas. La mayoría de sus habitantes se encontraban dentro de estas construcciones en el momento del movimiento, debido a la suspensión de actividades laborales y escolares, lo que provocó la muerte de más de 110 personas (Olazo, 2000).

Las labores de rescate por parte del Ejército se vieron retrasadas (1,500 efectivos arribaron dos días después del desastre), ya que la zona se encontraba incomunicada por la destrucción de las principales carreteras y puentes. Los pobladores decidieron iniciar las labores de rescate, pero resultó casi imposible la remoción del material para poder localizar a las víctimas.

La Colonia Juárez se encuentra en la vertiente oriental que limita a la ciudad, al sur de La Aurora. Los procesos de ladera ocurrieron en pendientes hasta de 40° , no fueron profundos, ocurrieron sobre el material alterado (rocas y suelos) de la ladera, lo que provocó el colapso de varias casas.

La Gloria se ubica en la vertiente occidental que limita la ciudad, sus laderas son más pronunciadas, y están formadas por material poco consolidado, suelos intemperizados y

poco plásticos, lo que provocó varios procesos de ladera masivos. El material involucrado no presentó un estado fluido como ocurrió en la colonia La Aurora, debido a sus propiedades granulares. El número de casas destruidas fue mayor que en La Aurora, aunque el número de víctimas fue mínimo, ya que sus habitantes las abandonaron a tiempo (Mendoza y Noriega, 1999).

En términos generales, de acuerdo con informes oficiales, en cuanto a daños materiales la infraestructura de transporte fue el sector más afectado, la mayoría de las carreteras y caminos rurales que comunicaban a Teziutlán quedaron incomunicadas por la destrucción de 17 puentes vehiculares de los 82 afectados en todo el estado de Puebla. Los servicios educativos y de la salud también sufrieron diferentes daños, al igual que el sector agrícola, siendo el distrito de Teziutlán el más afectado con la pérdida de 92 487 has de superficie agrícola (Mendoza y Noriega, 1999; Olazo, 2000).

Después de valorar las labores de rescate en toda la zona, se consideró como el mayor desastre de la década en México, superando al huracán Paulina en 1998, por el elevado número de víctimas (Olazo, 2000).

De esta forma se muestra un panorama general del desastre en el área Teziutlán, la cual a partir de lo acontecido los días 4 y 5 de octubre de 1999 ha sido objeto de diversos tipos de estudios orientados a conocer las causas que originaron los procesos de remoción en masa, con el fin de contribuir a la disminución de posibles pérdidas en un futuro.

II. GEOLOGÍA

Los factores geológicos (al igual que el fracturamiento y alteración de la roca) juegan un papel importante en la ocurrencia de los procesos de remoción en masa, ya que los contrastes verticales en la litología (aunados a otros factores físicos y químicos), pueden contribuir en gran medida a la inestabilidad de las laderas (Chigira, 2002).

En un marco general, la zona de estudio presenta tres unidades principales: 1) rocas ígneas intrusivas y metamórficas del paleozoico que constituyen el basamento del área (Quezadas y Flores, 1961); 2) una secuencia de rocas sedimentarias mesozoicas predominantemente calcáreas que descansa sobre el complejo metamórfico, las cuales forman parte de rocas calizas de la Sierra Madre Oriental (Yáñez, 1980; Ferriz, 1982; Ferriz y Mahood, 1984); 3) una serie de depósitos volcánicos, del Plioceno al Cuaternario, que cubren la mayor parte del área de estudio, y originadas a partir de las distintas etapas eruptivas del centro volcánico de Los Humeros, estructura caldérica localizada a 40 km al suroeste de la ciudad de Teziutlán (Ferriz, 1985). En la Figura 4 se muestra el mapa geológico de toda la región de Los Humeros.

2.1. Estratigrafía

La estratigrafía que se presenta a continuación se realizó con base en los trabajos elaborados por Yáñez-García (1982), Ferriz-Mahhod (1984), Ferriz (1985), Martínez-Serrano y Alberti (1994), Verma (2000) y Martínez-Serrano (2002). Se toma como referencia la columna de las principales unidades litológicas de la región presentada en Martínez-Serrano (2002); (Figura 5).

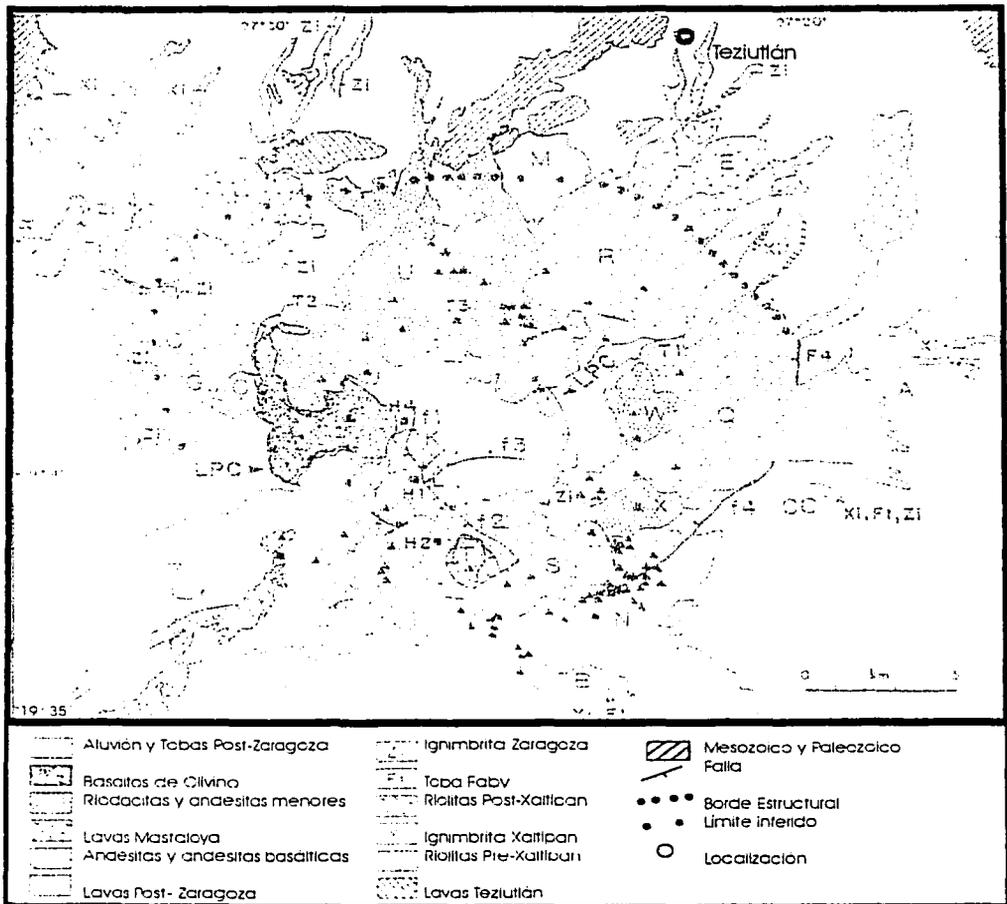


Figura 4. Mapa geológico del sistema de la Caldera de Los Hornos (Fuente: Ferriz y Mahood 1984).

Paleozoico.

- Complejo Basal

Como se mencionó anteriormente, este complejo está constituido por rocas ígneas de composición granítica, granodiorítica y metamórfica en facies de esquistos verdes

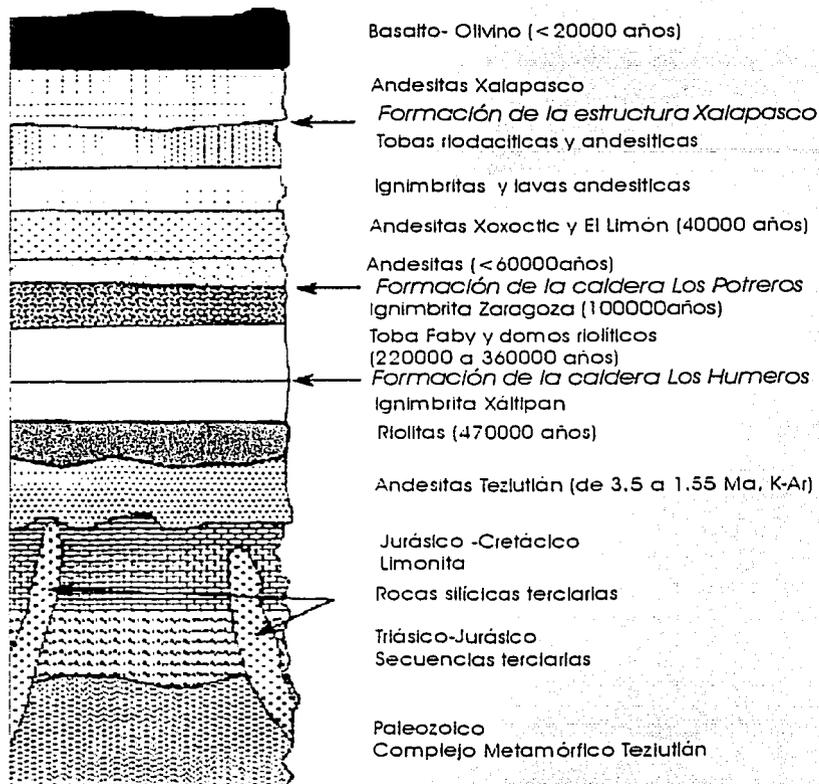


Figura 5. Secuencia estratigráfica del sistema de la Caldera de los Hornos (Fuente: Martínez-Serrano y Alberti, 1994; reconstrucción de la columna a partir de la información obtenida de Yáñez-G (1980) , y Ferriz y Mahood (1984)).

(Quezada y Flores; 1961), el cual estuvo expuesto durante el Mesozoico, de acuerdo con los fechamientos de rocas que se obtuvieron de una granodiorita de hornblenda de 246 ± 7 Ma. (Pérmico Tardío) y de una granodiorita de biotita de 181 ± 5 Ma. (Triásico Tardío-Jurásico Temprano). De acuerdo con Viniegra (1965), menciona que a este complejo basal

se le conoce como el Macizo de Teziutlán, el cual aflora en la margen meridional montañosa del Río Apulco, hacia la presa La Soledad, y en la base de la Sierra Chignautla que delimita la parte este del municipio de Teziutlán (Yáñez-García, 1982). Sin embargo, el término no ha sido usado en trabajos publicados de los últimos veinte años, debido a que no existen evidencias suficientes que aseguren la presencia de una estructura geológica de este tipo.

Mesozoico.

- Rocas clásticas y calcáreas

Sobre el basamento metamórfico descansa una secuencia mesozoica conformada por rocas clásticas y calcáreas con un espesor mayor a 3000 m (Martínez-Serrano y Alberti; 1994).

Triásico-Jurásico Medio

Las rocas clásticas están formadas por conglomerados, areniscas y lutitas del Triásico-Jurásico medio, que corresponden a las formaciones Cahuwasas, Tamán y Pimienta (Viniestra, 1965; Menes, 1965; Tarango, 1967; Yáñez-García, 1984; Flores, 2002).

La Formación Cahuwasas (Carrillo-Bravo; 1961), esta formada por estratos de arenisca intercalados por delgados lechos de lutitas rojas (Menes-López; 1965), y afloran al norte del área de estudio en el cerro Ocotepec.

La Formación Tamán (Heim, 1940), consiste en una facies arcillosa y otra calcárea; la

primera alcanza un espesor de 25 a 50 m, aflora en Zapotitlán de Méndez, Cuetzalan, Zacapoaxtla y cubre de forma discordante al granito de las Sierras Tezompan y Chignautla; la segunda presenta un espesor de hasta 300 m, formando una faja continua que se prolonga desde Jonotla hasta perderse al este del río Apulco (Tarango y Ontiveros; 1967).

La Formación Pimienta está formada por calizas y dolomias con bandas de pedernal negro y calizas arcillosas; yace sobre las facies de la Formación Tamán y están cubiertas por la Formación Tamaulipas Inferior. Aflora en la parte norte de la zona de estudio, en los flancos del anticlinorio de la Sierra Madre Oriental, en el homoclinal de Teziutlán y en la zona de Xochiapulco-Zacapoaxtla-Teziutlán.

Jurásico Medio-Cretácico Superior

Las rocas calcáreas fueron depositadas en diversos ambientes marinos durante el Jurásico Medio y Cretácico Tardío, que corresponden a las formaciones Tamaulipas Superior e Inferior, Orizaba, Agua Nueva y Méndez (Viniegra, 1965; Menes, 1965; Tarango, 1967; Yáñez-García, 1984; Flores, 2002).

La Formación Tamaulipas Inferior (Belt, 1925; en López-Ramos, 1979), consiste en tres miembros: calcarenítico, bentonítico, y calcilitítico, los cuales afloran hacia la parte noroccidental del área y abarcan una gran extensión, expuestas a lo largo de las barrancas del río Apulco. Del más antiguo al más reciente, los tres miembros presentan intercalaciones de calizas con capas o láminas delgadas de materiales calizo arcillosos. Esta formación sobreyace las calizas y lutitas de la Formación Pimienta la cual aflora en el Homoclinal de Teziutlán y en el área de Xochiapulco-Zacapoaxtla, se encuentran cubierta de forma concordante por la Formación Tamaulipas Superior.

La Formación Tamaulipas Superior (Sellards, 1931; en López-Ramos, 1979), está constituida por calizas moderadamente arcillosas de color pardo claro a gris, su estratificación es mediana, con espesores entre 0.5 a un metro. Los sedimentos de esta formación afloran en el centro del área, donde constituyen a las sierras de Yolotepec y Tenexpen.

La Formación Agua Nueva está formada por calizas arcillosas con capas que varían de 1 a 40 cm. con abundancia de nódulos de pedernal. Se distribuyen en el centro, y afloran con mayor frecuencia hacia la parte norte, este y oeste de Las Derrumbadas, y hacia el noreste del área a lo largo del cañón del río Apulco.

La Formación Méndez (Dumble, 1911) está constituida por una secuencia rítmica de lutitas y margas considerablemente intemperizadas; los espesores entre las capas varían entre 1 y 5 cm, intercaladas con láminas de arcilla. Se encuentran alineadas en dirección NW-SE, y afloran particularmente a lo largo del cañón del río Apulco.

Cenozoico

A partir del Neógeno se producen los primeros emplazamientos de rocas magmáticas, tanto intrusivas, como efusivas y volcánicas.

Terciario

- Formación Cruz Blanca

Es una secuencia terrígena compuesta por conglomerados, arenas y arcillas, originada por una erosión intensa a la que estuvieron expuestas las rocas sedimentarias mesozoicas e ígneas intrusivas; presenta mala clasificación en la base, hacia el centro se exponen gravas

y hacia la cima arenas volcánicas y arcillas intercaladas con pómez y sedimentos lacustres. Se le considera de una edad entre el Mioceno temprano al tardío, y se localiza hacia las inmediaciones del poblado que lleva su nombre (Yáñez y García, 1982).

- Rocas Intrusivas

El emplazamiento de rocas ígneas ácidas a poca profundidad corresponden al inicio del terciario, anterior al Mioceno tardío, aprovechando las zonas de debilidad que se formaron durante el fracturamiento, plegamiento y fallamiento debido a los esfuerzos que estuvo sometida la región durante la revolución Laramide, estas rocas corresponden a granitos, sienitas y granodioritas con estructuras de diques asociados, las dos primeras afloran en el centro de la región Los Humeros y Las Derrumbadas, y la tercera aflora al noreste de la misma (Yáñez y García, 1982).

- Andesita Alseseca

Se considera el inicio de la emisión de lavas en el Mioceno Tardío. Estas rocas afloran en las barrancas del río Alseseca, en las inmediaciones del poblado Vista Hermosa y en el Cerro Tecolote (Ruiz-Sainz, 1965).

- Formación Teziutlán

Es la representativa de la primera etapa de actividad volcánica en el área de Los Humeros (Ferriz, 1985). Se caracteriza por una serie de lavas andesíticas de piroxeno, brechas andesíticas y en menor grado basaltos. El color de estas rocas es gris oscuro a negro, su textura es porfídica con matriz microlítica, y la composición varía de andesítica a

andesítica-basáltica, y en algunos lugares se llegan a observar rocas dacíticas.

Su edad oscila entre los 3.5 ± 0.3 Ma. y 1.55 ± 0.1 Ma. (K-Ar; Yáñez-García, 1980), que corresponde al Plioceno Tardío. Las unidades volcánicas consecutivas de Los Humeros, acompañadas por la formación de diversas calderas, fueron emplazadas hace menos de 500, 000 años. Esta formación sobreyace a las calizas del Mesozoico, cubre a la Formación Cruz Blanca y a la Andesita Alseseca, y a su vez se encuentra cubierta por rocas riolíticas (Riolita Oyameles) y la Ignimbrita Xáltipan.

- Rocas riolíticas.

Las rocas riolíticas se consideran como la primera manifestación del volcanismo silíceo. Se les reconoce como Formación Oyameles, que se caracteriza por una serie de rocas de composición riolítica, representada por domos riolíticos, derrames traquíticos y riolíticos asociados a la formación de la caldera Buenavista (Yáñez y García, 1982). De acuerdo con análisis realizados por Serrano y Alberti (1994), se trata de un conjunto de lavas y flujos piroclásticos riolíticos, con espesor de 50 a 100 m, con texturas y distintos grados de consolidación, su edad oscila entre los 0.47 ± 0.04 M.a. Posteriormente se generaron diversos centros emisores distribuidos como anillos que forman el límite de la actual Caldera de Los Humeros.

Cuaternario

- Ignimbrita Xáltipan.

La constituyen una serie de flujos ignimbíticos y depósitos de caída de pómez,

asociados a un solo proceso eruptivo que dio lugar a la formación de la Caldera de Los Humeros (Yáñez-García, 1982). Sus materiales varían de una composición riolítica a andesítica. La pómez de la Ignimbrita Xáltipan representa casi 115 km³ de magma, la cual es predominantemente riolítica (72–77% de SiO₂), aunque también se observa pómez riodacítica (72–69% de SiO₂), y un volumen escaso de escoria andesítica (Ferriz, 1985). Estas rocas se consideran del Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior. Esto se infiere de las relaciones litológicas encontradas, la Ignimbrita Xáltipan se depositó directamente sobre la Andesita Alseseca, andesitas de la Formación Teziutlán y Riolita Oyameles; su contacto inferior se observa solamente en los barrancos de las carreteras cerca de la ciudad de Teziutlán.

De acuerdo con Yáñez y García (1982), la Ignimbrita Xáltipan presenta distintos grados de soldamiento, desde completamente soldada en las áreas más próximas a la fuente, a no soldada en las áreas más distales, como en el área de estudio. Existen localidades más distantes donde la ignimbrita está más soldada (Carrasco et al., 1997).

- Domos riolíticos

Existe una secuencia de riolitas post Xáltipan que puede dividirse en tres tipos con base a edad y mineralogía. El primer tipo consiste en domos riolíticos emplazados posteriormente al colapso de la Caldera de Los Humeros, producto de una fase efusiva alimentada por magma riolítico que permaneció en la cámara después de la erupción de la Ignimbrita Xáltipan. El segundo tipo está representado por el derrame riolítico afirico denominado Caltonac. El tercer tipo incluye dos domos riolíticos emplazados poco antes de

la emanación del depósito de caída denominado Toba Faby. Todos estos domos hicieron erupción a lo largo o en la cercanía de la zona de fractura de la Caldera de los Humeros (Ferriz, 1985).

- Toba Faby

Los domos asociados a la Ignimbrita Xáltipan se encuentran cubiertos discordantemente por la Toba Faby. Es un depósito riódacítico de caída libre de pómez que se formó como resultado de una serie de erupciones volcánicas sucesivas, esta unidad fue fechada en 0.24 Ma. aproximadamente, con un volumen de casi 10 km³ (Ferriz, 1985).

No se reconoce ninguna estructura de colapso asociada con la emanación de la Toba Faby, ya que se reconoce que se formó debido a nueve eventos eruptivos discretos, y entre cada uno de ellos pudo haber transcurrido tiempo suficiente para que la masa extruida fuera compensada por nuevas inyecciones de magma a la cámara (Ferriz y Mahood, 1984).

- Ignimbrita Zaragoza

El depósito ignimbrítico Zaragoza se originó a partir de una tercera actividad caldérica asociada al centro volcánico de Los Humeros hace aproximadamente 0.1 Ma., con la emisión de 15 km³ de magma de composición riódacítica a adesítica (Carrasco-Núñez y Branney, en revisión). Las erupciones originaron depósitos de ignimbrita y de caída ricos en líticos. En particular, esta actividad originó una estructura caldérica denominada la Caldera de Los Potreros de 10 km de diámetro. Más del 95% del volumen de este depósito es de pómez riódacítica. Sus depósitos alcanzan espesores de hasta 20 m hacia los

alrededores de la caldera, con un mínimo de 2 m hacia el este y norte de la caldera (Ferriz y Mahood, 1984).

- **Volcanismo andesítico y andesítico basáltico**

Posterior al colapso de la Caldera de los Potreros, lavas andesíticas y riódacíticas se emplazaron hacia su parte central. Se distingue un depósito de caída libre denominado Toba Xoxotic de composición dacítica, la cual cubre radialmente las inmediaciones de la Caldera de Los Potreros; los derrames andesíticos Tepeyahualco, Sarabia y Limón (0.05 y 0.03 Ma.), originados por una fractura en la parte sur de la Caldera de los Humeros; la Toba Cuicuilitic caracterizada por depósitos de caída con pómez andesítica intermezclada con escoria, originada durante la formación de la caldera El Xalapasco (Ferriz, 1985).

La última etapa de actividad volcánica de la región está caracterizada por la erupción de $\sim 0.25 \text{ km}^3$ de basaltos de olivino durante los últimos 0.020 M.a, hacia la base de la Caldera de Los Potreros y a lo largo de la parte sur de la fractura anular de la Caldera de Los Humeros.

2.2 Evolución Geológica.

Las rocas más antiguas se conformaron en el Paleozoico, debido a procesos de sedimentación en ambiente marino, intrusiones ígneas de composición granodiorítica y granítica de 246, 181 y 131 M.a, metamorfismo regional de bajo grado datado en 207 M.a y posteriores procesos de sedimentación de rocas calcáreas dieron lugar a las rocas que

conforman al basamento del área de estudio (Viniegra- Osorio, 1965 y Yáñez-García, 1980).

En el Mesozoico medio, como producto de procesos erosivos en distintos periodos que sufrió este conjunto de rocas se formó sedimentos continentales - lechos rojos- , los cuales se encuentran intercalados con calizas debido transgresiones marinas.

A principios del Cenozoico (finales del Paleoceno y Eoceno temprano), se produjo un plegamiento en dirección NE-SE dando lugar a la Sierra Madre Oriental a causa de esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide (Yáñez-García, 1982). El plegamiento se extendió hasta el Mioceno medio, una serie de rocas intrusivas se emplazaron relativamente cerca de la superficie.

Hacia el Mioceno Tardío se inició la actividad ígnea, con la formación del Centro Volcánico Los Humeros (Martínez, 2002).

La primera etapa de actividad volcánica en el área de Los Humeros está representada por la Formación Teziutlán, la cual indica un largo periodo de intrusión de magmas máficos en la corteza. En la segunda etapa tuvo lugar la erupción caldérica que produjo el emplazamiento de la Ignimbrita Xáltipan la cual relleno depresiones topográficas hacia la porción norte de la caldera. La emisión de estos flujos ignimbriticos provocó el vaciado de la cámara magmática. por lo que su techo colapsó dando lugar a la formación de la depresión caldérica de Los Humeros. Debido a este hundimiento se produjo un área de fracturas a lo largo de las cuales se emplazaron domos riolíticos, posteriormente cubiertos por una secuencia de depósitos de caída (hace 0.24 Ma.), conocida como Toba Faby. Posteriormente, un segundo evento caldérico dio lugar al emplazamiento de la Ignimbrita

Zaragoza a raíz de la cual se originó la depresión caldérica denominada Los Potreros, con un diámetro aproximado de 10 km y localizada dentro de la antigua Caldera de Los Humeros.

A la formación de la Caldera de Los Potreros siguió una serie de depósitos de caída de escaso volumen que cubrió el área. Posteriormente numerosos conos de escoria (0.05-0.03 Ma.) se formaron en la porción sur del borde caldérico de Los Humeros. Finalmente, la última etapa eruptiva dio origen a la estructura caldérica El Xalapasco, con un diámetro de 1.7 km, situada hacia la parte sur de la Caldera de Los Potreros (Ferriz y Mahood, 1984). Esta actividad volcánica continuó hasta aproximadamente 0.02 Ma. con la erupción de lavas riodacíticas, andesíticas y basaltos de olivino (Ferriz, 1985).

En resumen, se puede hablar de una distribución composicional de los materiales involucrados en el Sistema de Los Humeros. El máximo contenido de sílice de los productos eruptivos mencionados hasta este momento, tienden a disminuir entre los 0.46 a 0.02 Ma., posiblemente debido a que el ritmo promedio de erupción excedió al ritmo de regeneración del magma silíceo (Ferriz y Mahood, 1984).

2.3 Mapa geológico del área de Teziutlán.

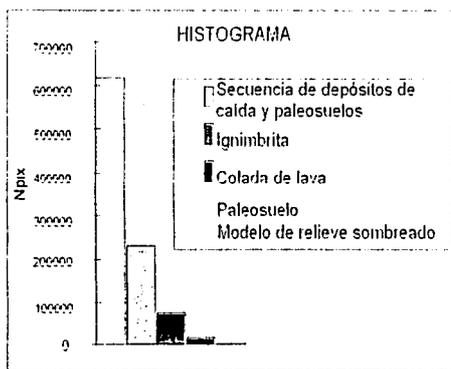
Las rocas piroclásticas cubren más del 50% del área de estudio, compuestas principalmente por depósitos de caída y de flujos de pómez y ceniza (ignimbritas), producto de las distintas erupciones que generaron la caldera de Los Humeros (Yáñez-García y García-Duran, 1982). Los paleosuelos también cubren una considerable área ya que son

producto de la alteración física y química de los depósitos volcánicos, estos paleosuelos se diferencian del resto de los materiales por su considerable contenido en arcilla.

Con base en la interpretación de fotografías aéreas escala 1: 2,000 y 1: 1,800, se realizó el levantamiento en campo de doce secciones estratigráficas de detalle (puntos de muestreo), para su posterior análisis en laboratorio. De acuerdo al reconocimiento de las secciones estratigráficas se elaboró el mapa geológico del área de estudio escala 1: 12.500 (Figura 6). Por otra parte, el análisis de laboratorio se realizó para conocer la posible relación que existe entre las propiedades granulométricas de los materiales que conforman las laderas y la superficie de fallamiento de los procesos de remoción en masa.

Para el análisis de laboratorio, se empleo tamizado en seco para examinar los sedimentos con fracción de diámetro entre -3ϕ a -1ϕ (8-2 mm) para grava y entre -1ϕ a 4ϕ (2-0.063 mm) para arena; el análisis de las fracciones más finas se realizó por vía húmeda mediante un sedimentógrafo láser, entre 4ϕ a 8ϕ (0.063-0.004 mm) para limo y $\geq 9\phi$ (≥ 0.002 mm) para arcilla. La clasificación completa de la granulometría de sedimentos se puede observar en el Cuadro 1, los resultados completos del análisis obtenido de cada uno de los puntos de muestreo son presentados en el Cuadro 2 y referenciados en mapa geológico (Figura 6).

Por tanto, de acuerdo al mapa geológico, la estratigrafía reconocida está constituida por numerosos horizontes piroclásticos y de paleosuelos volcánicos, y para el presente trabajo se decidió agruparlos en cuatro unidades distintas.



LEYENDA

Secuencia de paleosuelos y horizontes piroclásticos II

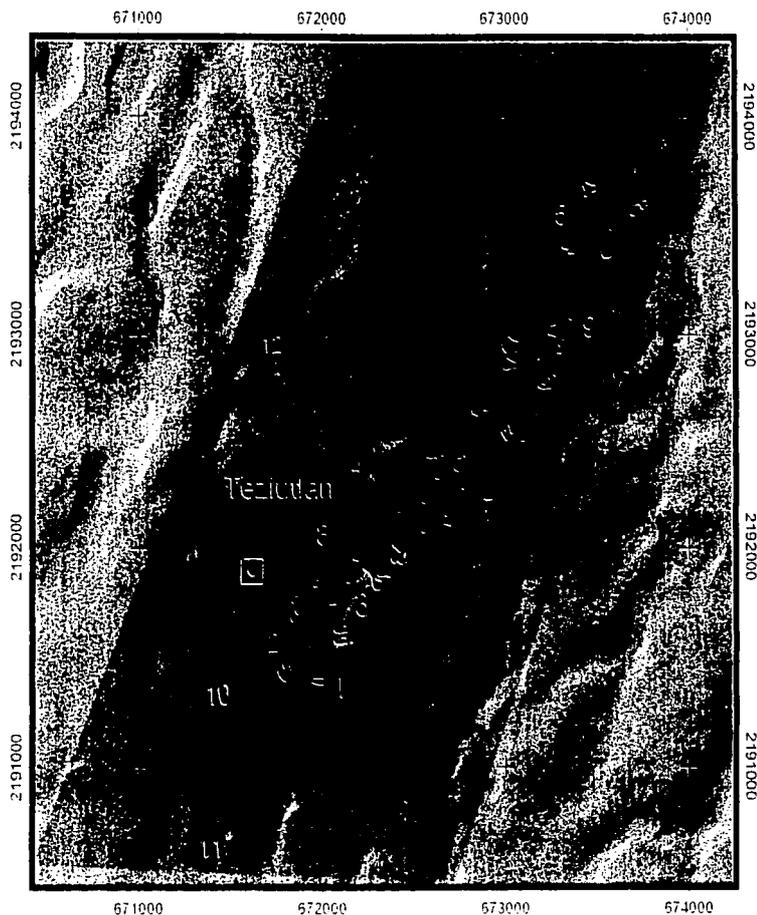
Ignimbrita Xáltipan

Secuencia de paleosuelos y horizontes piroclásticos I

Lavas basálticas y andesíticas

Deslizamientos

Deslizamientos donde se realizó el muestro granulométrico (el número indica el identificador de la muestra en el Cuadro 2)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

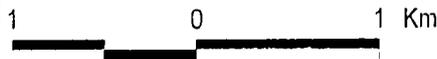


Figura 6. Mapa Geológico

- **Lavas basáltico-andesíticas.** Esta unidad consiste en derrames de lava de composición andesítico-basáltica, con espesor variable desde algunos metros hasta 15 m. De acuerdo con la información reportada por otros autores (Yáñez-García, 1982; Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985), estas lavas son el producto de la actividad de conos de escoria que limitan la porción norte de la estructura caldérica de los Humeros, cuya actividad fue posiblemente anterior a la emisión de los flujos ignimbríticos. En el mapa esta unidad de coladas de lava constituye la base de la secuencia estratigráfica, y aflora a lo largo del cauce del río El Calvario y es la que determina la morfología semiplana de las mesetas en donde el poblado de Teziutlán se encuentra edificado.

DIAMETRO			NOMBRE		
φ	mm				
-12	4096	Muy grandes	Gijaro	Gava	
-11	2048	Grandes			
-10	1024	Medianos			
-9	512	Pequeños			
-8	256	Grande			
-7	128	Pequeña			
-6	64	Muy grueso			
-5	32	Grueso			
-4	16	Mediano			
-3	8	Fino			
-2	4	Granulo			
-1	2	Muy gruesa			
0	1	Grueso			
1	0.5	Mediana			
2	0.25	Fina			
3	0.125	Muy fina			
4	0.0625	Grueso	Lino		
5	0.031	Mediano			
6	0.016	Fino			
7	0.008	Muy fino			
8	0.004	Gruesa			
9	0.002	Mediana	Ardilla		
10	0.00098	Fina			
11	0.00049	Muy fina			
12	0.00024				
13	0.00012				

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Cuadro 1. Clasificación granulométrica. Escala de tamaño de clases de Wentworth, 1922 (Tomada de Caballero, 2002).

IDENTIFICADOR	MUESTRA	HORIZONTE	TIPO	GRAVA	ARENA	LIMO	ARCILLA
				< 2 mm	2 - 0.062 mm	0.062 - 0.002 mm	> 0.002
1	TEZ2	a	cp	10.5	29.5	59.7	0
2	TEZ4	a		13.1	34.3	51.8	0
3	TEZ 9-10	a	n-la	2.8	53	42	2.2
4	TEZ20	a	hc, par	2.1	55.7	40.4	1.3
		c		45.6	52.5	1.83	0
		e		1.8	40	57	0
5	TEZ35	a	p-lar	0.5	31.8	62.4	5.2
		b	p-lar	0.5	27.8	65.5	6.4
		c	hc	74.3	24.7	1	0
6	TEZ30	a	p-la, cp	4.3	33.3	62.1	0
		b	i	44.1	54.3	1.4	0
7	TEZ37	a	p	3.8	46.4	49	0
		b	hc	23.5	68.1	7.8	0.5
		c	p-lar	0.8	54.3	40.2	4.5
		d	cp	15.8	50.7	3.3	0.1
		e	p, cp	1.8	37.3	55.5	5.2
		f	cp	31.4	67.9	0.5	0
		g	p-ar	2.7	29	63.4	4.7
		h		73.8	25.5	0.8	0
		i	n-la	0.7	38.4	60.7	0
8	TEZ38	a	p-la	0	13.7	76.2	9.88
		b	hc	1.8	10.7	57	0
		c	p	0	0	100	0
		d					
9	TEZ39	a	p-la	30.6	9.2	59.7	0
		b	p-lar	9.7	48.3	41.7	0
		c	p, cp	6.72	39.8	53	0
		d	p	3.2	34	58.6	3.8
		e	pl	0.5	51.4	48	0
		f	p-la	1.8	51.7	46.2	0
		g	hc	62.7	36.7	0.5	0
10	TEZ40	z	cp	63.1	32.2	4.48	0.2
		a	p-la	20.6	29.3	49.6	0
		b	p-la-ar	0.2	33	66.5	0
		c	p-l-ar	2.5	58.4	17	1.6
11	TEZ41	a	i	20	66.5	13.5	0.3
		c	hc	57.38	42.61	0	0
		d	cp	14.9	71.17	13.8	0
12	TEZ 58-71	a	p-lar	4	36.8	55.1	3.7
		b	cp	56	42.5	1.5	0
		c	pl	1.59	43.7	51.5	3
		d	hc	3.4	32.5	61.7	1.8
		e	pl, cp	29.4	68.4	2	0.1
		f	p-la	0	28	67	5
		g	cp	20.4	68.2	2.3	0

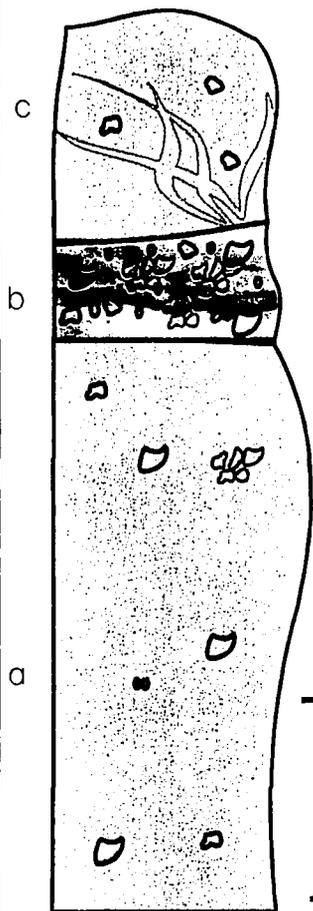
Cuadro 2. Resultado de los análisis sedimentológicos de los depósitos volcánicos (puntos de muestreo). Abreviaturas: cp= caída de pómez; i= ignimbrite; hc= horizontes de caída; p= paleosuelo; pa= paleosuelo arenoso; par= paleosuelo arcilloso; pl= paleosuelo limoso.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

30A

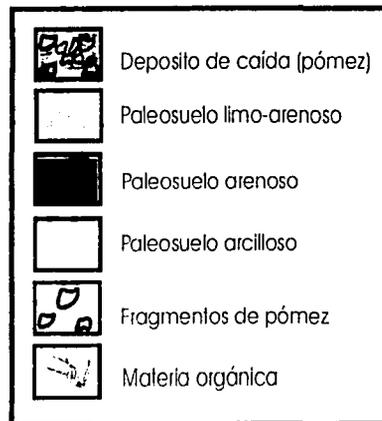
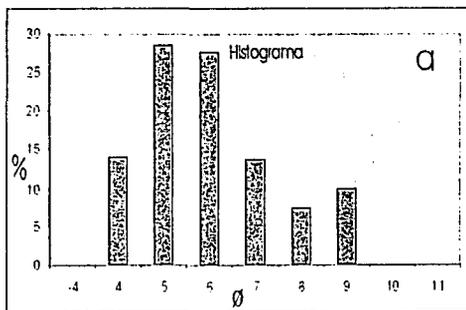
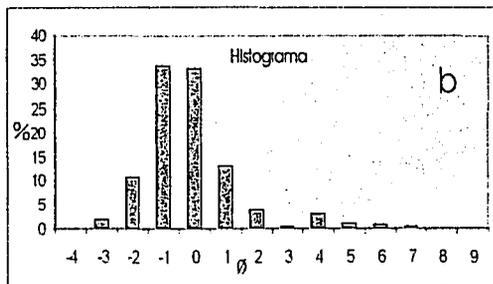
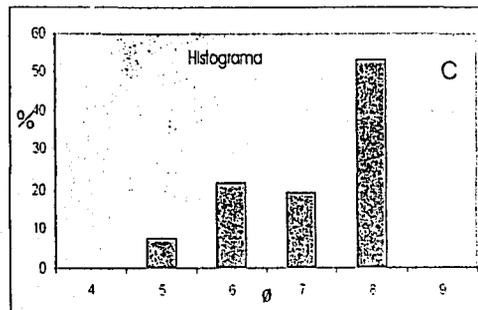
- **Secuencia de paleosuelos v horizontes piroclásticos I.** Esta unidad incluye una secuencia de dos horizontes de paleosuelos intercalados por un depósito de caída de pómez. La sección 8-Tez38 (Figura 7) representa la sección tipo para esta unidad. La capa basal está constituida por un paleosuelo de color ocre, tiene un espesor de 175 cm, constituido por material del tamaño del limo-arena, y con escasos fragmentos de líticos y pómez centimétricas. Desde el punto de vista granulométrico, se observa una distribución unimodal con pico en 5ϕ , y un tamaño de grano, presentando un contenido de arena del 13.72%, limo 76.22% y arcilla 9.86%. Al paleosuelo inferior sigue un horizonte de caída de pómez, de color gris, con un espesor de 30 cm, soportado grano a grano con pómez centimétricas y líticos accidentales. El análisis granulométrico del depósito muestra una distribución unimodal con pico en -1ϕ , representado por un contenido de grava del 45.6%, arena 52.5%, limo 1.83%, y no presenta fracción arcillosa. La secuencia termina con un horizonte de paleosuelo de color ocre, con un espesor de 70 cm, con elevada porosidad y presencia de materia orgánica, constituido por material limo-arenoso y escasos líticos centimétricos. El análisis granulométrico presenta una distribución bimodal con pico en 6ϕ y 8ϕ , con un contenido de limo del 100%.

Columna Estratigráfica No 8-Tez 38
(Secuencia de paleosuelos y piroclastos I.)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1 m

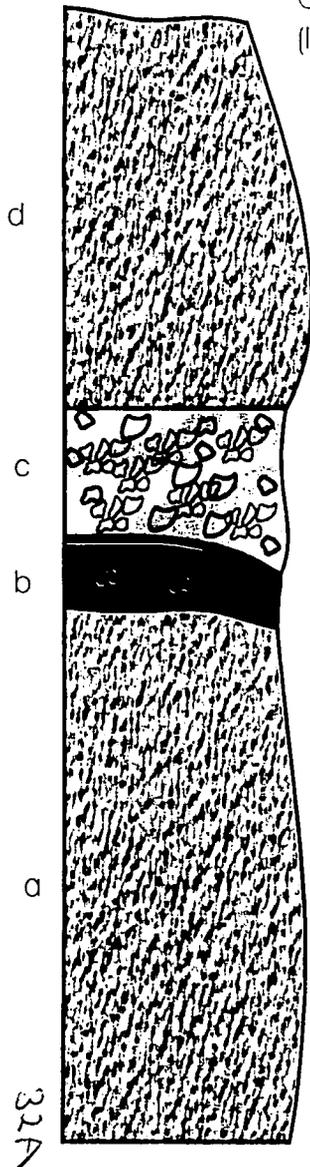


31A

Figura 7. Descripción de la sección estratigráfica 8-Tez 38 y análisis granulométrico. (El primer número representa el identificador de la sección en el mapa geológico, y el identificador después del guión representa el número de la muestra en el Cuadro 2).

- **Depósito ignimbrítico Xáltipan.** Esta unidad está constituida por la secuencia de depósitos piroclásticos asociados a la erupción de la caldera de los Humeros denominada Xáltipan (Ferriz, 1985). La sección 11-Tez-41 (Figura 8) representa la sección tipo de esta unidad. En el área de estudio la secuencia está constituida por una unidad basal de depósito de flujo de pómez y ceniza, no soldado, de color blanco, con un espesor hasta de 20 m, con pómez de hasta 30 cm de diámetro, muy vesiculadas, inmersas en una matriz limo-arenosa. El análisis granulométrico del depósito muestra una distribución polimodal y su constitución por grava del 20%, arena 66.5%, limo 13.5% y arcilla 0.3%. A esta unidad basal le sigue un paleosuelo de hasta 60 cm de espesor, el cual no fue posible observar debido a que se encuentra a la mitad de las paredes verticales de esta unidad. Arriba de este paleosuelo se encuentra un depósito de caída de hasta 2 m de espesor, de color blanco, soportado grano a grano y constituido por pómez blancas de hasta 7 cm de diámetro y líticas centimétricas. Según reportado por otros autores, este horizonte corresponde a la unidad denominada Toba Faby (Ferriz, 1985). Granulométricamente, el depósito presenta una distribución bimodal con pico en -1ϕ y 1ϕ , con contenido de grava: 57.38, arena: 42.62% y carece de limo y arcilla. La secuencia culmina con un depósito de flujo de pómez, de color gris, con un espesor de hasta 3 m, constituido por pómez subredondeadas de hasta 30 cm de diámetro, acumuladas en lentes, con muy escasa matriz. El análisis granulométrico del depósito permite reconocer una distribución bimodal con pico en 1ϕ y 4ϕ , contiene de grava 14.94%, arena 71.7%, limo 13.88%, y carece de arcilla.

Columna Estratigráfica No 11-Tez 41.
(Ignimbrita Xáltipan)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

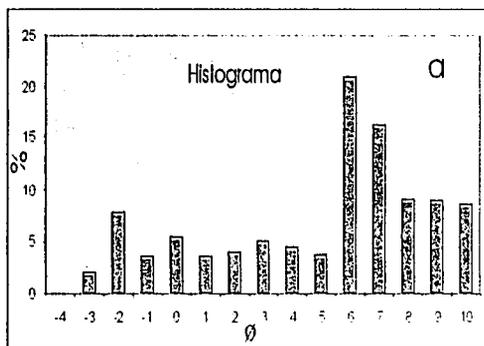
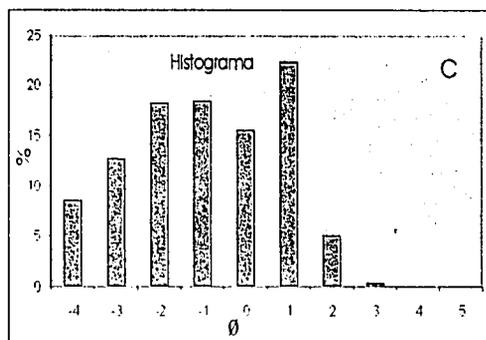
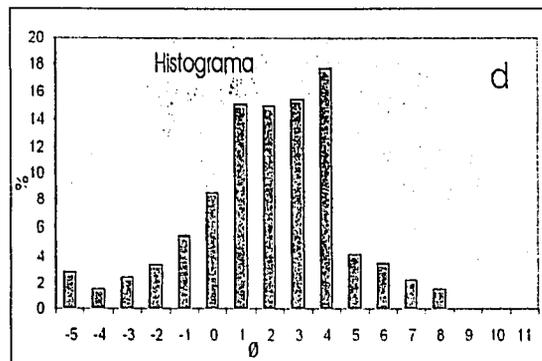


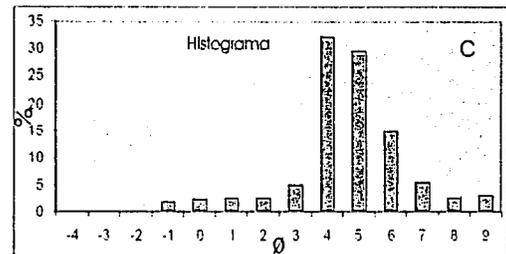
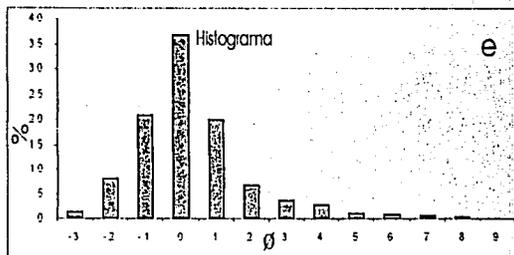
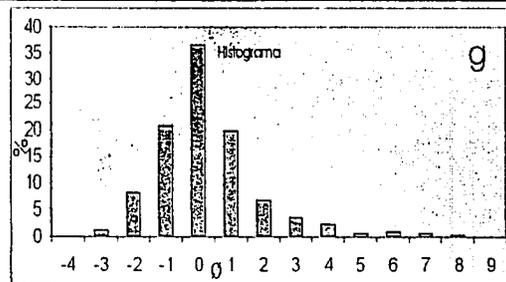
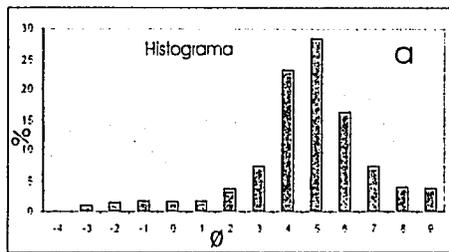
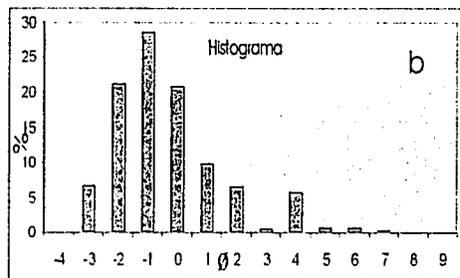
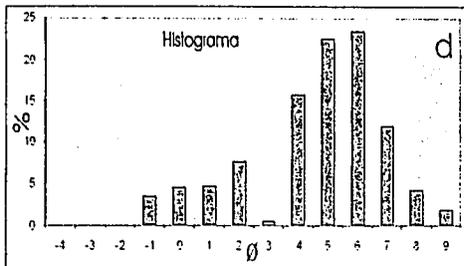
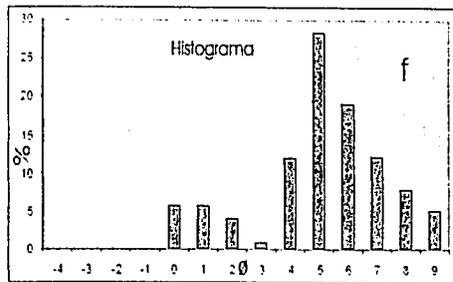
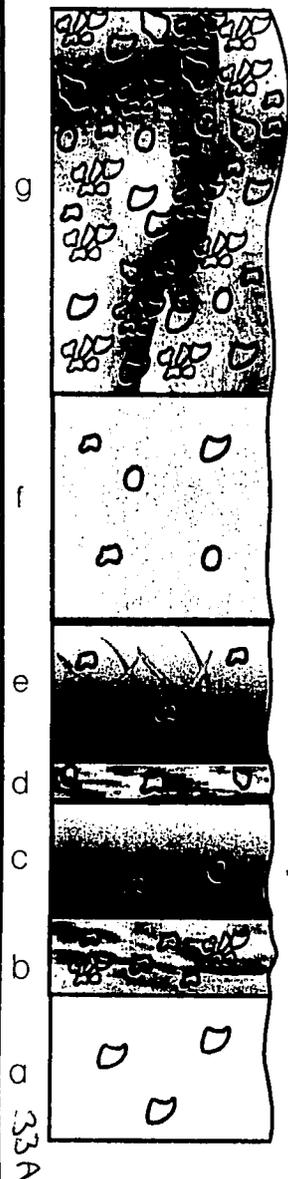
Figura 8. Descripción de la sección estratigráfica 11- Tez 41 y análisis granulométrico. (El primer número representa el identificador de la sección en el mapa geológico, y el identificador después del guión representa el número de la muestra en el Cuadro 2).

- **Secuencia de paleosuelos v horizontes piroclásticos II.** La sección 12-Tez58-71 (Figura 9) representa el afloramiento típico para esta unidad. Esta secuencia se compone de cuatro horizontes de paleosuelos intercalados con otros tres depósitos de caída. Debido a que el número de horizontes que constituye esta sección es considerable, se resume en el Cuadro 3 las características de cada uno de ellos con el objeto de no hacer confusa la lectura.

Los paleosuelos intercalados representan la evidencia de los intervalos de tiempo que transcurrieron entre los depósitos de las distintas emisiones ignimbríticas y pumíticas, presentan un alto grado de alteración de minerales. Debido a las condiciones granulométricas descritas, se considera a esta secuencia de paleosuelos que separan a los horizontes de caída como la superficie de despegue de la mayoría de los procesos de remoción en masa ocurridos en octubre de 1999 (Capra et al; 2001).

Por otra parte, el mapa geológico se realizó también con la finalidad de incorporarlo como parte de los Factores o Parámetros para la aplicación del Análisis Estadístico Multivariado Condicional (AEMC), para la elaboración de los mapas de peligro de Teziutlán.

Columna Estratigráfica No 12-Tez 58-71.
(Secuencia de paleosuelos y piroclastos II.)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 9. Descripción de la sección estratigráfica 12-Tez 58-71 y análisis granulométrico. (El primer número representa el identificador de la sección en el mapa geológico, y el identificador después del primer guión representa el número de la muestra en el Cuadro 2).

HORIZONTE	TIPO DE DEPOSITO	ESPESOR (cm)	COLOR	PORCENTAJE DE GRAVA	PORCENTAJE DE ARENA	PORCENTAJE LIMO	PORCENTAJE DE ARCILLA	TIPO DE DISTRIBUCIÓN	CARACTERISTICAS TEXTURALES
a	Paleosuelo	30	Rojizo	4%	36.80%	55.10%	3.70%	Unimodal con pico en 5 φ	limo-arcilloso, con fragmentos de pómez centimétricas.
b	Deposito de caída de pómez	18	Café	56%	42.50%	1.50%	Carece de la fracción arcilla	Bimodal con pico en -1 y 4 φ	Depósito soportado grano a grano, con pómez centimétricas muy alteradas y liticos accidentales.
c	Paleosuelo	25	Café	1.59%	43.70%	51.50%	3%	Unimodal con pico en 4 φ	Material limoso y algunos fragmentos centimétricos de pómez.
d	Deposito de caída de pómez	10	Blanco	3.40%	32.50%	61.70%	1.80%	Polimodal	Depósito soportado grano a grano, con pómez centimétricas y liticos accidentales.
e	Paleosuelo	32	Ocre	29.40%	68.40%	2%	0.10%	Unimodal con pico en 0 φ	Material limoso, soportado grano a grano, con abundante material orgánica y escasos granos centimétricos de pómez
f	Paleosuelo	52	Café	Carece de la fracción grava	28	67	5	Bimodal con pico en 0 y 5 φ	Material muy poroso, limo-arenoso y abundantes fragmentos de pómez y liticos
g	Depósito de calda	88	Café	29.4	68.2	2.3	Carece de la fracción arcilla	Unimodal con pico en 0 φ	Abundante material arenoso y pómez

Cuadro 3. Cuadro resumen de las características de la unidad geológica: Secuencia de paleosuelos y horizontes piroclásticos II.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

23 B

III. GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO.

En este capítulo se describen las características geomorfológicas del área de estudio con base en los mapas obtenidos con el programa *ILWIS 3.0 Academic*. Estos mapas son fundamentales para la aplicación del Análisis Estadístico Multivariado Condicional (AEMC), método que permitió obtener el mapa de susceptibilidad del área de estudio, que se presentará en el último capítulo.

Por otra parte, es importante señalar que el análisis geomorfológico del área ya ha sido elaborado por Flores (2002), quien realizó una regionalización geomorfológica de la carta topográfica Teziutlán de INEGI escala 1: 50, 000. Por ello, se presenta a continuación un marco geomorfológico general considerando las unidades más representativas del área contempladas en el trabajo antes mencionado. Posteriormente se describen las características geomorfológicas únicamente del área comprendida en los mapas obtenidos por el programa ya mencionado.

Cabe mencionar, que tanto las diferencias de escala como el área de estudio comprendida entre la presente tesis (1: 12,500) y el trabajo presentado por Flores (2002) son considerables, ya que en este último se hace referencia a una relación entre las formas y estructuras del relieve más general debido a las capacidades de escala, por ello, resultaría inadecuado hacer una comparación entre los dos análisis geomorfológicos, sin embargo solo se hace referencia a los trabajos elaborados en el área de estudio (Figura 6-1).

3.1 Marco Geomorfológico.

Flores (2002) presenta los mapas de densidad de disección, profundidad de la disección y energía del relieve, con base en la metodología (morfometría) expuesta por Lugo (1989).

En el mapa de densidad de la disección se midió la longitud de los cauces fluviales en superficies determinadas, dividiendo el primero entre el segundo, expresando así la densidad de disección en km/km^2 (Lugo, 1989). El valor máximo resultó mayor a $4 \text{ km}/\text{km}^2$, y se localizaba hacia la parte N-NE de la carta, presentando así una mayor influencia fluvial en el relieve que corresponde a una alternancia de materiales volcánicos poco consolidados (cenizas), predisponiéndolos a un proceso erosivo más acelerado. Hacia la parte centro sur se localizan los valores de densidad más bajos ($< 4 \text{ km}/\text{km}^2$), que corresponden a una área de rampa (Flores, 2002).

Es importante mencionar que en un ambiente volcánico reciente la densidad de disección no es representativa de la evolución morfológica de un área, ya que el paisaje volcánico puede tener un cambio relativamente rápido. Esto es debido a que durante el emplazamiento de los materiales volcánicos (flujos piroclásticos) se encuentran controlados por la gravedad, siguiendo preferentemente la dirección de los principales valles y depresiones rellenándolos con depósitos mal clasificados y poco resistentes, lo que origina un proceso de disección intenso relativamente rápido condicionado por estas discontinuidades estratigráficas, aparentando formas del relieve que han estado más tiempo expuestas a la erosión fluvial (Marti-Araña, 1993; Flores 2002).

En el mapa de profundidad de disección se midió el corte vertical producido por las corrientes fluviales, las cuales están condicionadas por parámetros litológicos, estructurales y climáticos. Los valores más altos (~90 m) corresponden a las barrancas de los ríos Apulco y Atexcaco, ya que son las corrientes que han estado durante más tiempo expuestas a la erosión; los valores medios (40-90 m) se localizan donde afloran las rocas sedimentarias más antiguas; y los valores mínimos (<40 m) corresponden a una área de rampa, donde los materiales han estado expuestos durante menos tiempo a la erosión en comparación con el resto de la región.

Finalmente, en el mapa de energía del relieve se estimaron los desniveles debidos a la interacción de los procesos endógenos y exógenos, lo que guarda relación con las diferencias de gradiente de las pendientes (Lugo, 1991). Los valores máximos (> 600 m) corresponde a la Sierra de Chignautla que se localiza al oeste de la ciudad de Teziutlán y a las barrancas de los ríos Apulco y Texcaco; y los valores mínimos se localizan hacia el área de rampa donde las diferencias de pendiente se consideran mínimas en comparación con el resto de la región analizada.

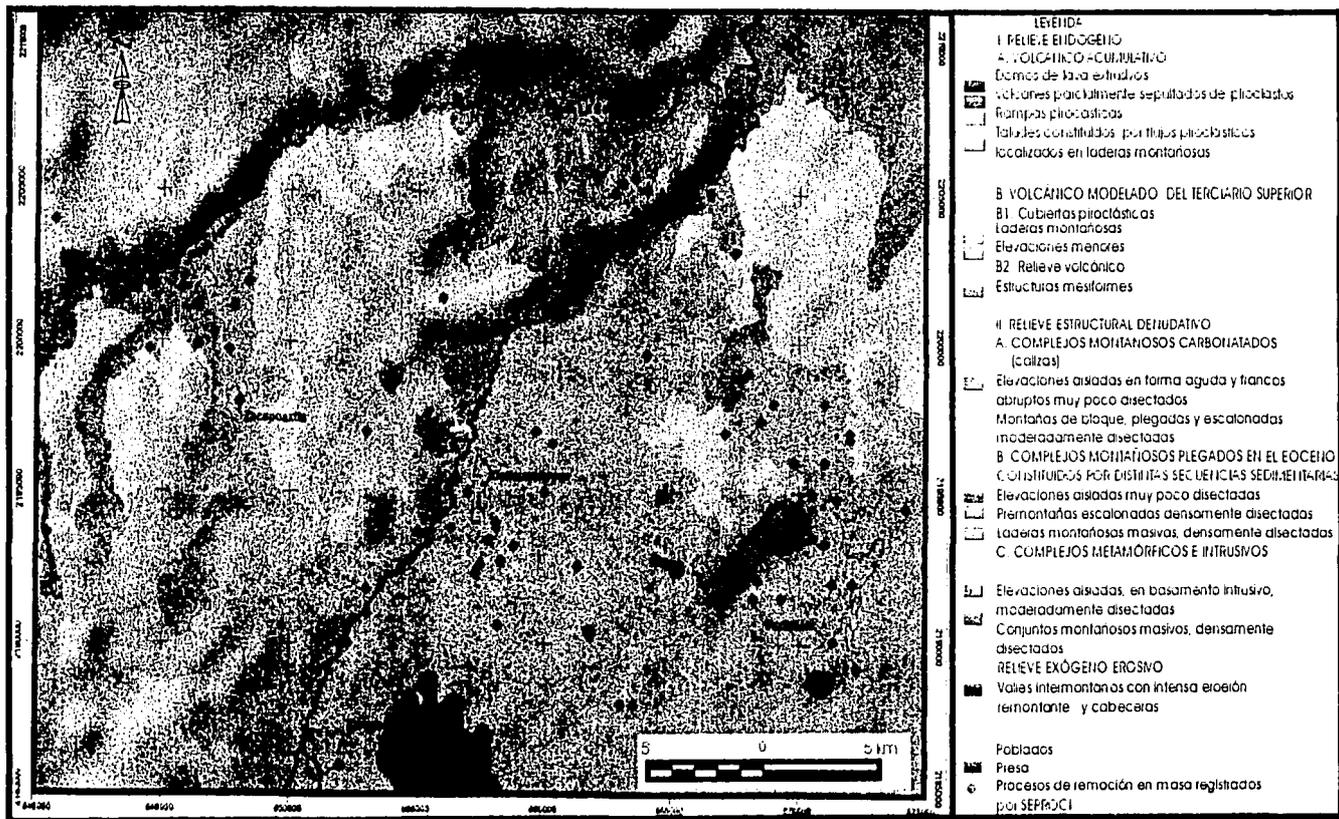
Por otra parte, con base en la elaboración del mapa morfogenético 1:50, 000, se identificaron tres unidades generales: relieve endógeno, relieve estructural-denudativo y relieve exógeno erosivo; de las cuales para este trabajo, solo se mencionan las formas del relieve más características de la región.

De acuerdo a las formas del relieve determinadas en el trabajo citado, dentro del relieve endógeno destaca la formación de *Rampas piroclásticas* que corresponden a las tres erupciones plinianas de la caldera de Los Humeros mencionadas anteriormente, esta unidad cubre una amplia zona (~40% del área total), presenta un descenso constante de sur a norte

con una longitud de 20 km aproximadamente, con una pendiente de 5° y alargada. Es importante señalar que el concepto de una morfología de rampa no es un término generalizado en este tipo de análisis geomorfológico, en términos morfológicos una rampa corresponde a una superficie constante de terreno con pendiente suave y alargada (Derrau, 1981); sin embargo es una unidad que fue asignada por el autor de acuerdo a sus objetivos de estudio. Estos depósitos piroclásticos cubren en su mayoría a las rocas sedimentarias. Debido al emplazamiento de estos depósitos volcánicos se distingue la formación de *Laderas constituidas por depósitos de flujos piroclásticos*, correspondiente a los valles montañosos labrados en esta unidad geológica. Son de forma alargada y continua en casi la totalidad del área, siendo más marcado en las barrancas del río Apulco (Flores, 2002).

Dentro del relieve estructural denudativo se distinguen *Complejos montañosos de rocas sedimentarias del Mesozoico*, dentro de los cuales destacan *Laderas montañosas masivas con fuerte disección*, con una altura promedio de 1800 m, y se conforma de grandes elevaciones de forma alargada continua, con laderas muy abruptas y fuertemente disectadas.

Por último, dentro del relieve exógeno erosivo destacan los *Valles intermontanos con intensa erosión remontante en laderas y cabeceras*, con una morfología de depresiones alargadas y estrechas, presentando una intensa erosión en los extremos de las laderas, lo que aumenta el grado de susceptibilidad a la ocurrencia de un proceso de remoción en masa; estos valles corresponden principalmente a los ríos Atexaco y Apulco que recorren transversalmente la rampa piroclástica (Flores, 2002).



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

37A

Figura 6-1. Mapa morfogenético de la carta Teziutlán elaborado por Flores (2002).

3.2 Mapas temáticos.

A continuación se presenta la metodología de elaboración de cada uno de los mapas (de factores o parámetros) elaborados en el presente trabajo, así como la descripción de las características geomorfológicas particulares de cada uno de ellos.

Es importante mencionar que la elaboración de los mapas de factores o parámetros se fundamenta en el análisis morfométrico del relieve, expuesto por Lugo (1988), el cual se basa en poder cuantificar las propiedades de las formas o elementos del relieve como son: longitud, superficie, volumen, altura absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad y frecuencia.

3.2.1 Modelo digital de elevación

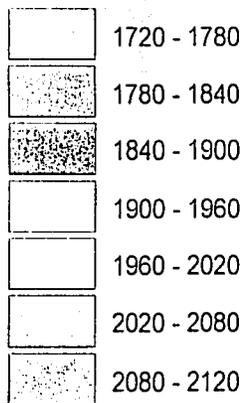
Para la elaboración del modelo digital de elevación (MDE) se utilizó la carta topográfica escala 1: 50. 000 de INEGI, el cual fue ampliado a escala 1: 12 500 con la finalidad de tener un mayor congruencia entre la digitación de dimensiones de las formas interpretadas en las fotografías aéreas y el modelo (Figura 10). Es importante señalar que una ampliación de escala no significa obtener una mayor resolución en la elaboración del modelo. Por ello, una de las limitaciones de la presente tesis fue la carencia de información topográfica a detalle para la elaboración de un modelo que tuviera la resolución adecuada para haber obtenido un nivel de análisis mayor.

Aunque la resolución del modelo depende del tamaño de la celda o pixel y el nivel de detalle no pudo ser alcanzado en este trabajo, se establecieron pixeles de 5 x 5 m. El

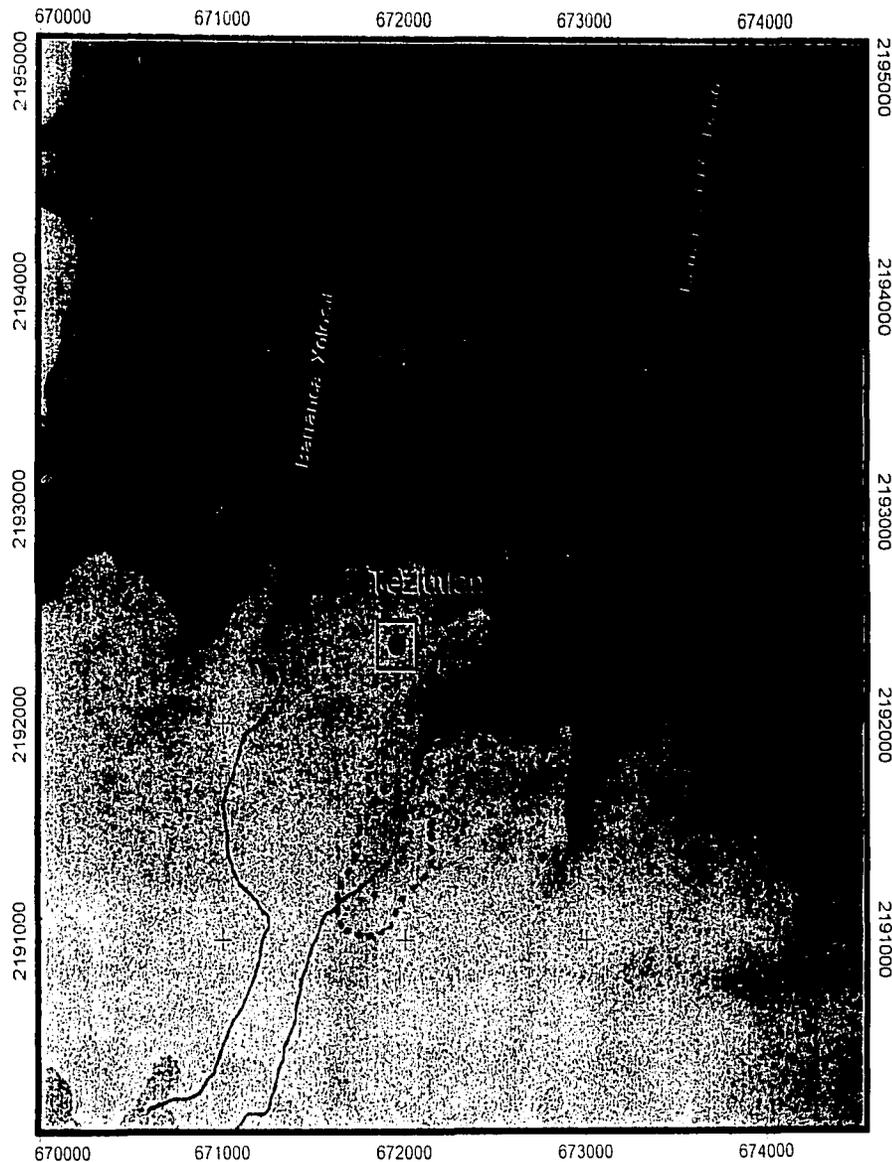


LEYENDA

Intervalos de altitudes en msnm



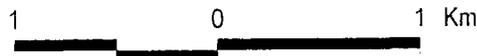
Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio



36A

Figura 10. Mapa de intervalos de altitudes.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



modelo se conformó por 1064 líneas y 910 columnas. Los valores de elevación que integran a cada celda varían entre los 1720 y 1120 msnm.

La construcción del MDE es primordial para crear algunos de los mapas de factores que se utilizaron en este trabajo para identificar áreas susceptibles a movimientos de ladera, como los mapas de pendientes, de exposición de laderas y de formas del relieve.

La utilidad de un MDE se resume en la facilidad de representación digital de las elevaciones de una determinada área. A partir del MDE se pueden aplicar filtros para representar las distintas altitudes de la superficie del terreno mediante la elaboración de un modelo digital del terreno (MDT), el cual es de gran utilidad por que representa las distintas formas que conforman el relieve, lo que facilita la descripción e interpretación de la morfología de la zona.

Otra de las ventajas en el empleo del MDE es la elaboración de modelos tridimensionales fácilmente construidos a partir de los valores digitales de elevación obtenidos previamente, facilitando así la interpretación del relieve.

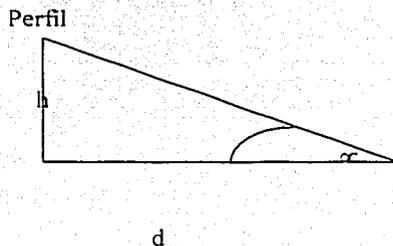
De acuerdo con el MDT del área de estudio se reconoce un descenso constante del relieve en dirección de sur a norte, presentando las mayores elevaciones (hasta 2100 m) hacia el suroeste del área urbana de Teziutlán que corresponden al piedemonte de las laderas del cerro Tesivo. Hacia el noroeste de la ciudad se observa la misma morfología que corresponde a las elevaciones de la Sierra de Chignautla. Las áreas con menor altura corresponden a superficies semiplanas disecadas por barrancos profundos y de fondo estrecho, con laderas pronunciadas, lo que habla de la constante actividad erosiva a la que son sometidas. Los barrancos siguen una orientación noreste posiblemente controlados por

lineamientos tectónicos. De esta forma resalta una configuración del drenaje paralela, debido a que la mayoría de las corrientes siguen la misma orientación y sus tributarios son separados por pequeños ángulos, lo que habla de las fuertes pendientes de las laderas (Figura 11). De acuerdo al mapa morfogenético elaborado por Flores (2002), esta zona corresponde a la rampa piroclástica situada en la parte centro sur de la carta Teziutlán.

Por otra parte, de acuerdo con la traza vial sobrepuesta en el MDT, se distingue que la mayoría de los caminos que comunican a la ciudad de Teziutlán se localizan en los parteaguas o al pie de los barrancos, perpendicular a la orientación de sus laderas, lo que podría ser un indicador importante en la inestabilidad de las mismas.

3.2.2 Mapa de pendientes

A partir de los valores de altura obtenidos en el MDE se pueden calcular los valores de pendiente. El ángulo de la ladera puede ser calculado para cada pixel en un mapa raster, como se muestra en la siguiente figura:



$$\text{arc tan } (\alpha) = (h/d)$$

ALCANTARILLAS CON
FALLA DE ORIGEN

LEYENDA



Traza urbana y poblados.



Caminos principales



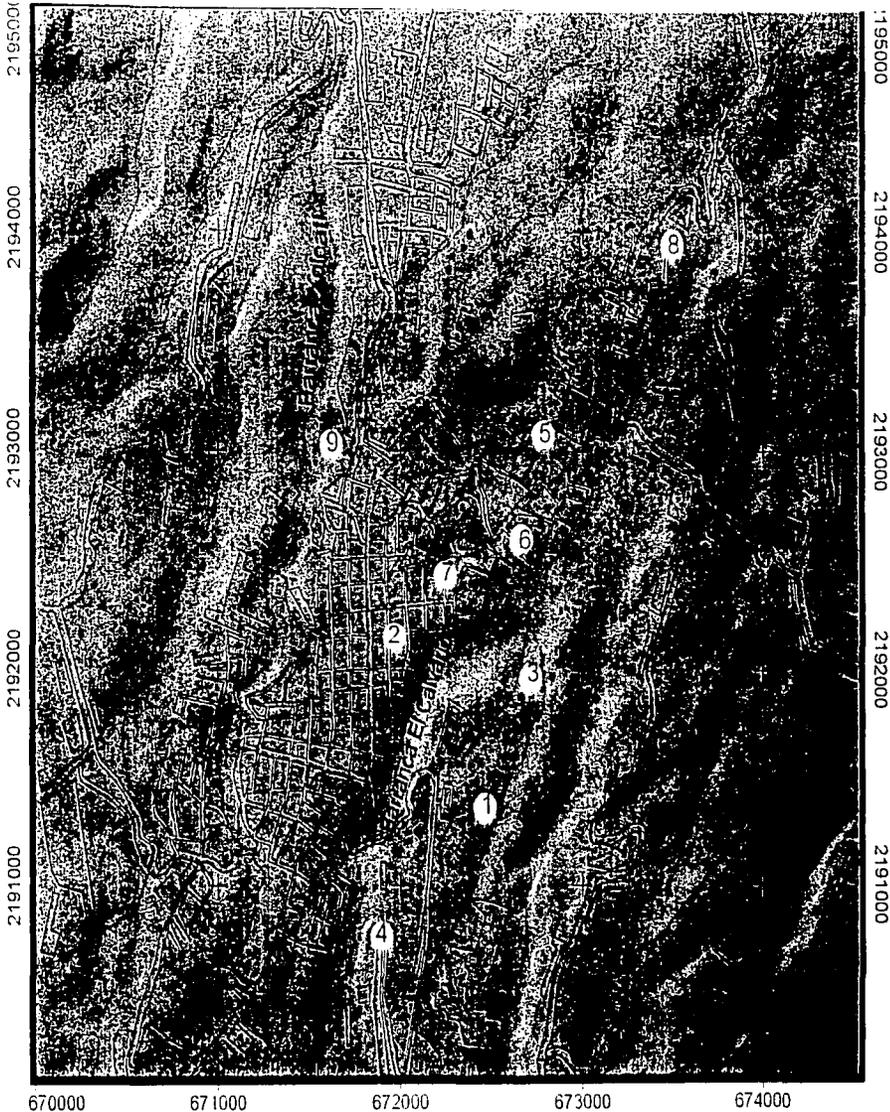
Ríos

Principales Colonias

- 1 Xoloco
- 2 Juárez
- 3 Lindavista
- 4 Fraccionamiento Magdalena
- 5 Chignaulingo
- 6 La Aurora
- 7 Taxcala
- 8 La Legua
- 9 La Gloria



Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio



670000 671000 672000 673000 674000

2195000
2194000
2193000
2192000
2191000

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

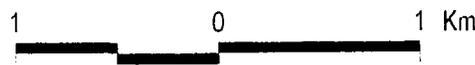


Figura 11. Mapa de relieve sombreado.

donde:

h = es la diferencia de alturas entre dos puntos.

d = es la distancia horizontal entre estos dos puntos sobre el mapa.

De acuerdo con el programa (ILWIS), el ángulo de una ladera puede ser calculado en dirección X y Y, usando el MDE, filtros de gradiente y un mapa en donde se calcula la fórmula. Los filtros de gradiente direccionales se basan en los valores obtenidos de un mapa tipo raster (MDE) basados en los valores del pixel, es decir, del pixel central y sus vecinos. De esta forma, si dos filtros pueden ser aplicados sobre un DEM, el primero identifica las diferencias de pendiente en dirección X y el segundo identifica las diferencias de pendiente en dirección Y (Figura 12).

Los valores obtenidos del mapa de pendientes oscilan entre los 0° y 70° como valor máximo. Sin embargo, el mayor número de celdas se encuentra entre los 0° y 30° , disminuyendo así considerablemente en número al aumentar la pendiente.

Los valores del mapa de pendientes fueron clasificados de acuerdo con las características del área de estudio y a las exigencias del programa, de acuerdo con esto, se dividieron en 11 categorías, con una variación de intervalos de 5° a 10° . Dichas categorías son los valores finales que se vincularon con los distintos mapas de factores. Sin embargo en el mapa de pendientes de la Figura 12, se presentan rangos de pendiente mayores para poder visualizar el área crítica donde los procesos de remoción en masa son más comunes.

De acuerdo con el histograma calculado, se observa que los valores de pendiente entre 3° y 7° son los que concentran el mayor número de pixeles, los cuales corresponden, de

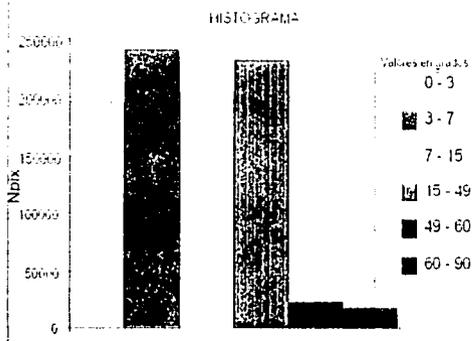
acuerdo al mapa de pendientes, a la zona sobre la cual se encuentra asentada la ciudad de Teziutlán. Sin embargo, se distinguen valores de pendiente constantes entre los 15° y 49° , que corresponden a las zonas de barrancos (de los ríos Xoloatl y El Calvario principalmente), que limitan el área urbana de Teziutlán y lineamientos negativos de los principales escurrimientos. Los valores de pendiente superiores a los 49° son mínimos y se concentran principalmente hacia la porción sur de la barranca El Calvario y sus afluentes.

Se observa que las pendientes pronunciadas corresponden a la formación de barrancos por las corrientes fluviales que al alterar constantemente la base de las laderas, lo que habla de la intensa erosión a la que son sometidas. Estas formaciones son características del área de Teziutlán, constituidas por materiales piroclásticos poco consolidados y fácilmente erosionables, facilitando así la formación de lineamientos negativos.

Por otra parte, los valores menores de pendiente que se identifican en el mapa, en particular hacia el área centro que cubre la ciudad de Teziutlán, corresponden a flujos de lava basálticos procedentes de conos volcánicos de pequeñas dimensiones circundantes a el área de estudio.

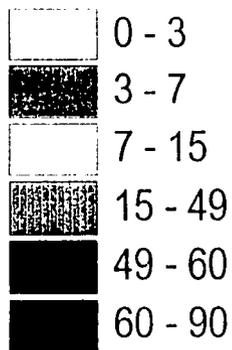
Finalmente, se advierte la importancia de la pendiente en los procesos de remoción en masa, ya que, conforme aumenta el gradiente de una ladera, se incrementa la probabilidad del fallamiento de la misma, guardando así una relación directa entre estos dos fenómenos (Dai y Lee, 2002).

N



SIMBOLOGÍA

Valores de pendiente en grados



Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

722



670000 671000 672000 673000 674000

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1 0 1 Km

Figura 12. Mapa de pendientes

3.2.3 Mapa de exposición de laderas

El mapa de exposición de laderas muestra una orientación en relación con respecto a los puntos cardinales. Las condiciones de humedad de una ladera dependen en gran medida de la influencia del sol sobre esta, lo que determina los procesos exógenos que ocurren sobre las laderas (Lugo, 1989). La dirección de una ladera puede influenciar el inicio de un movimiento en masa, la retención de humedad y vegetación se ve reflejada por la exposición de la ladera, lo cual puede afectar la resistencia del suelo haciéndolo susceptible a un movimiento de en masa, si la lluvia guarda una dirección constante influenciada por un viento dominante fallará sobre la ladera dependiendo de su exposición (Dai y Lee, 2002).

La exposición de las laderas se calcula por la combinación de mapas de gradiente resultado de la aplicación de los filtros vertical y horizontal (utilizados en el mapa de pendientes) en el MDE. Los valores se encuentran entre los 0° y 360° en dirección de las manecillas del reloj con base en los puntos cardinales. Para las áreas planas o que no guardan ninguna dirección de ladera, se obtiene un valor indefinido.

Los valores obtenidos del mapa de exposición de laderas oscilan entre los 0° y 135° como valor máximo entre los 90° y 135° , siendo estos los más frecuentes en la mayor parte del mapa, seguidos por los valores de 135° y 180° . También son considerables los valores de exposición entre los 270° y 360° . Los valores resultantes fueron clasificados en ocho categorías, con intervalos de 45° (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW) (Figura 13).

De acuerdo con los valores calculados en el histograma e identificados en el mapa, se observa una uniformidad en la dirección de las laderas de 0° a 90° , siguiendo una orientación norte, norte-noreste, noreste, este-noreste y este; disminuyendo conforme aumenta la dirección en grados.

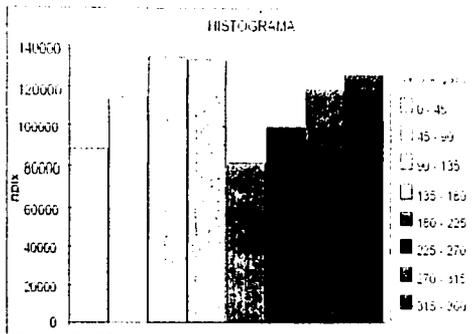
La orientación de los vientos dominantes del área, junto con la dirección de la ladera, tienen una gran influencia en la inestabilidad del relieve, ya que la lluvia cuenta con un componente direccional, el cual depende de los vientos que prevalecen en la zona, de esta forma, precipitará sobre la vertiente de la ladera que se encuentra en determinada orientación, lo que puede condicionar la inestabilidad. En el caso del área de estudio, los vientos provenientes del Golfo de México influyen en las vertientes que se orientan hacia el norte.

Es importante considerar la dirección de una ladera ya que puede determinar la mayor o menor susceptibilidad a un movimiento en masa, debido a que la retención de humedad y el grado de cobertura vegetal dependen de la orientación de la misma, de tal modo, la presencia del primer elemento y la ausencia del segundo pueden desencadenar un proceso de remoción en masa.

3.2.4. Mapa de geometría de las laderas

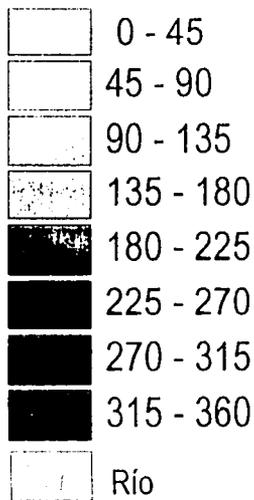
Este mapa expresa la morfología general del relieve (Lugo, 1989).

Las geometría de las laderas obtienen, al igual que los mapas anteriores utilizando filtros en dirección X y Y sobre un MDE que permitan conocer las superficies planas, cóncavas y convexas. El mapa muestra distintos valores para reconocer el grado de concavidad del pixel. Los valores negativos indican formas convexas, los positivos indican formas cóncavas y las áreas planas obtienen valor cero.



SIMBOLOGÍA

Valores en grados



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

49A



Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

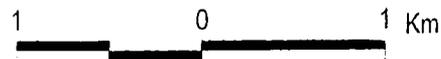
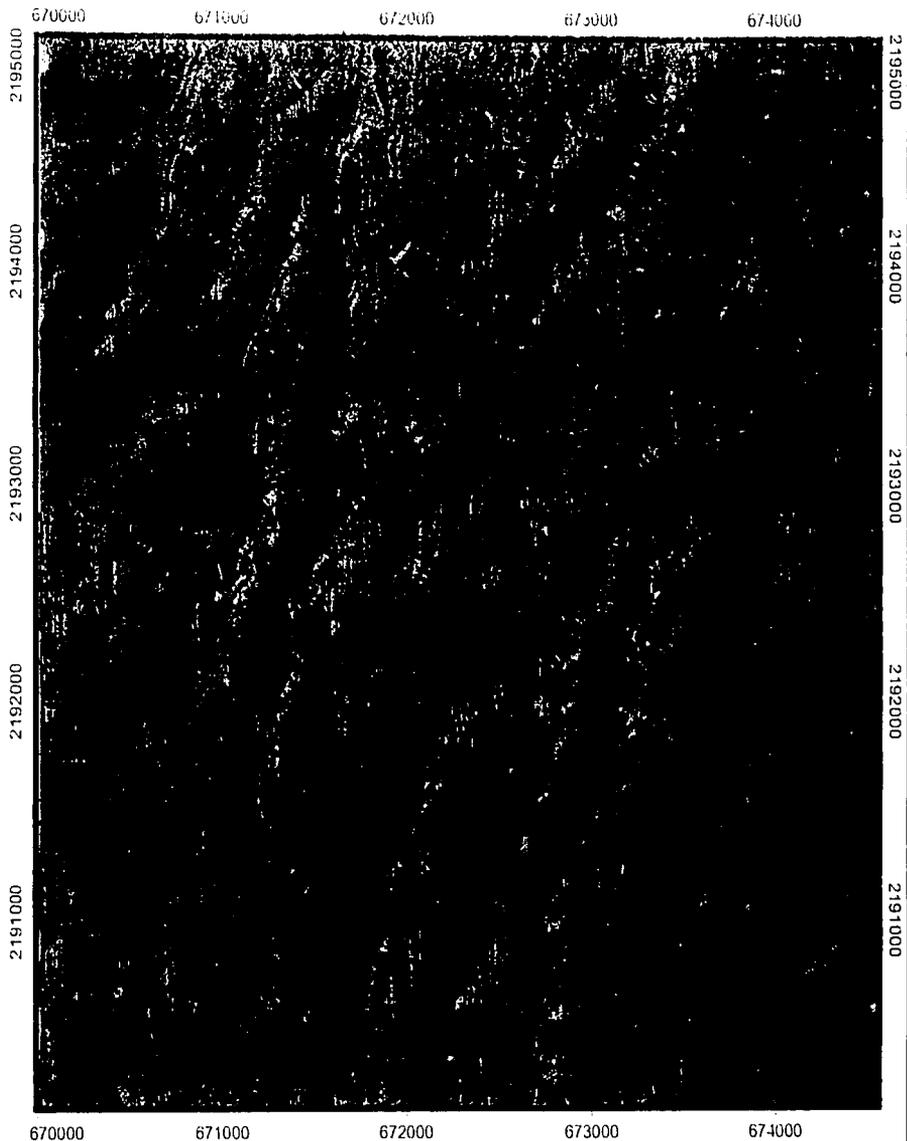


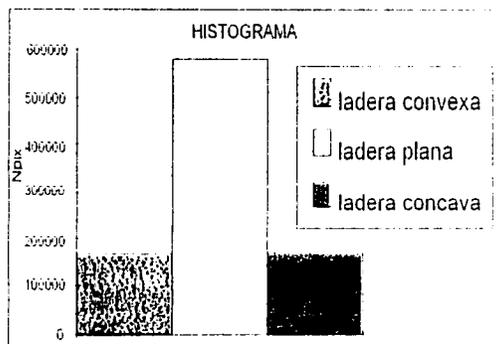
Figura 13. Mapa de Exposición de laderas

Con base en los valores obtenidos se clasificó el mapa en tres unidades de forma: convexa, cóncava y plana. Esta clasificación se escogió con la finalidad de facilitar la lectura del mapa y la combinación con el resto de los mapas de factores (Figura 14).

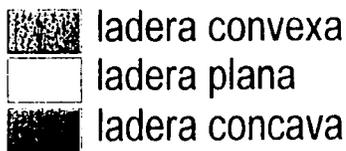
De acuerdo con el histograma calculado y los tipos de formas observados en el mapa, se distingue que (con base en la clasificación realizada) las formas planas son las que predominan en la mayor parte del área de estudio, seguidas por las formas cóncavas y convexas, las cuales guardan una relación constante. Esto no quiere decir que el relieve que caracteriza el área sea plano, simplemente que de acuerdo con las características operativas del programa, las celdas que no resultan con valores negativos o positivos se les considera como superficies lisas. Cabe aclarar que estas superficies planas son en la mayoría de los casos casi horizontales o con cierto grado de inclinación, que de acuerdo al área de estudio corresponden a los derrames de lava continuos y alargados cubiertos por depósitos piroclásticos.

Las formas cóncavas y convexas se concentran en las laderas de los barrancos, en particular en la parte sur de la barranca El Calvario y hacia el noroeste de la ciudad de Teziutlán, esto habla de la intensa disecación fluvial a la que son sometidas las laderas que conforman dichos barrancos.

La morfología de una ladera puede afectar la estabilidad de esta en distintas formas, ya que la dirección de los escurrimientos se encuentra influenciada por la forma de la ladera (Dai et al: 2002). La concentración del drenaje en una ladera cóncava, resultado de la presión que ejerce el agua sobre sus flancos, podría ser un mecanismo responsable de la ocurrencia de movimientos en masa; mientras que en las laderas convexas se disipa el escurrimiento que llega a fluir sobre ellas, no permitiendo la concentración y posterior infiltración de agua.



SIMBOLOGÍA



Ríos

Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

Área urbana

USA



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1 0 1 Km

Figura 14. Mapa de formas del relieve

3.2.5 Mapa de densidad del drenaje

El mapa de densidad del drenaje indica la suma de la longitud de todas las corrientes fluviales de una determinada zona, dividida entre el área de la misma. A partir de la densidad del drenaje se puede inferir las condiciones geológicas, el clima, el relieve y la permeabilidad de los materiales (Lugo, 1989).

La densidad del drenaje se calcula como densidad de segmentos dentro de ciertas unidades. A diferencia de los mapas de factores mostrados hasta ahora, no se basa en los valores obtenidos del DEM, sino de los valores obtenidos de mapas independientes.

Para calcular la densidad del drenaje se utilizaron dos tipos de mapas independientes. De acuerdo con el programa se generó un mapa de densidad de segmentos, el cual se obtuvo directamente de las corrientes fluviales previamente identificadas en la carta topográfica.

Posteriormente el mapa de segmentos fue digitizado para generar el mapa raster, en el cual para cada pixel la longitud en cierto segmento es registrada. El tamaño del pixel se determinó en 20 x 20 m, las dimensiones del pixel no se refiere a la resolución del mapa sino a la máxima longitud que puede alcanzar un segmento dentro de ese pixel. De esta forma, si el drenaje atraviesa el pixel en una dirección exacta, norte-sur o este-oeste, la longitud máxima del segmento será de 20 m; y en el caso que el segmento siga otra orientación su longitud máxima será de 28.28 m (Teorema de Pitágoras). De esta forma, se obtiene la longitud de segmentos por cada pixel, este cálculo debe vincularse con otro mapa independiente para estimar la densidad del drenaje en distintas cuencas.

El segundo mapa utilizado es el de cuencas delimitadas por corrientes de hasta tercer orden, el cual se obtuvo de la carta topográfica con ayuda de la interpretación de fotografías aéreas, creando polígonos que fueron posteriormente digitizados para convertirlos a formato raster.

Cabe señalar, que debido a la reducida área de estudio del presente trabajo, no se cuenta en la zona con divisorias de agua importantes, por lo que se tomaron en cuenta los puntos más altos que separan barrancos o corrientes fluviales principales.

El programa vincula o cruza el mapa raster de segmentos y el mapa raster de cuencas, el resultado es registrado en una tabla que contiene las combinaciones entre los identificadores de cada cuenca y el número de píxeles que registran la longitud del drenaje por píxel. Posteriormente se calcula la longitud total de las líneas del drenaje entre el total del área de cada cuenca para obtener la densidad del drenaje en cada cuenca.

Los valores de densidad obtenidos varían de 0 a $4.8 \text{ km}^2/\text{km}^2$ como valor máximo, teniendo un mayor cubrimiento de área entre los 3.1 y $4.7 \text{ km}^2/\text{km}^2$. A diferencia de los otros mapas de factores, no requirió ser clasificado ya que la división de cuencas se realizó en forma de polígonos, y para cada uno de estos los valores de densidad son homogéneos (Figura 15).

De acuerdo con el histograma calculado y el mapa de densidad se observa que los valores máximos de densidad corresponden a las subcuencas que cubren la mayor área de estudio: las subcuencas del río Xoloatl y El Calvario. El resto de las subcuencas que muestran valores menores de densidad pertenecen a los afluentes de los ríos antes mencionados.

Por tanto, la densidad de drenaje de las subcuencas Xoloatl y El Calvario indica un alto grado de actividad en la disección del relieve influenciada por el material volcánico poco

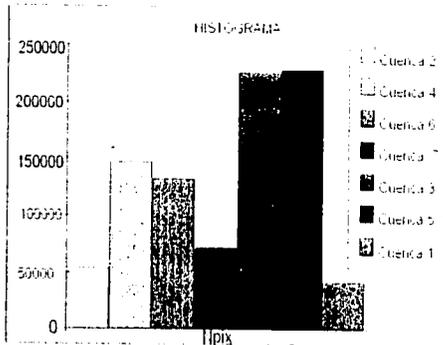
consolidado y por lineamientos tectónicos dentro de cada una de ellas, lo que condiciona la estabilidad de las laderas. De esta forma se puede considerar a estas dos subcuencas como las áreas más activas de toda la zona de estudio, sufriendo así una erosión mayor que se asocia a los materiales piroclásticos poco consolidados que caracterizan a Teziutlán.

Por otra parte, la densidad del drenaje es una importante variable geomorfológica, ya que guarda una estrecha relación con las condiciones climáticas del área. De esta forma se puede asociar al comportamiento de parámetros hidrológicos como la infiltración, la precipitación y los escurrimientos del área de estudio (que a su vez se encuentran asociados a las condiciones litológicas), los cuales en conjunto influyen en la ocurrencia de los procesos gravitacionales, sin embargo el análisis de estos parámetros quedan fuera de las dimensiones de esta tesis.

3.2.6 Mapa de distancia del drenaje

El mapa de distancia del drenaje muestra la proximidad en metros de una corriente fluvial (línea del drenaje) a cualquier punto sobre el mapa (Dai y Lee, 2002).

Para el cálculo de distancia, se utilizó el mismo mapa de segmentos utilizado para la elaboración del mapa de densidad del drenaje. De acuerdo con el programa, se parte de la condición que todas las áreas son igual de accesibles y en todas direcciones. Con base en esta suposición se calcula la distancia de los pixeles fuentes (líneas del drenaje) al resto de los otros pixeles de un mapa raster. El resultado de esta operación es un mapa raster, donde a cada píxel se le asigna un valor que representa la distancia hacia el píxel fuente más cercano.



Valores de densidad en KM/KM2

Cuenca 2 0-3.1

Cuenca 4 3.1-3.7

Cuenca 6 3.7-4

Cuenca 7 4-4.1

Cuenca 3 4.1-4.4

Cuenca 5 4.4-4.5

Cuenca 1 4.5-4.7

Drenaje

Número de cuenca

Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

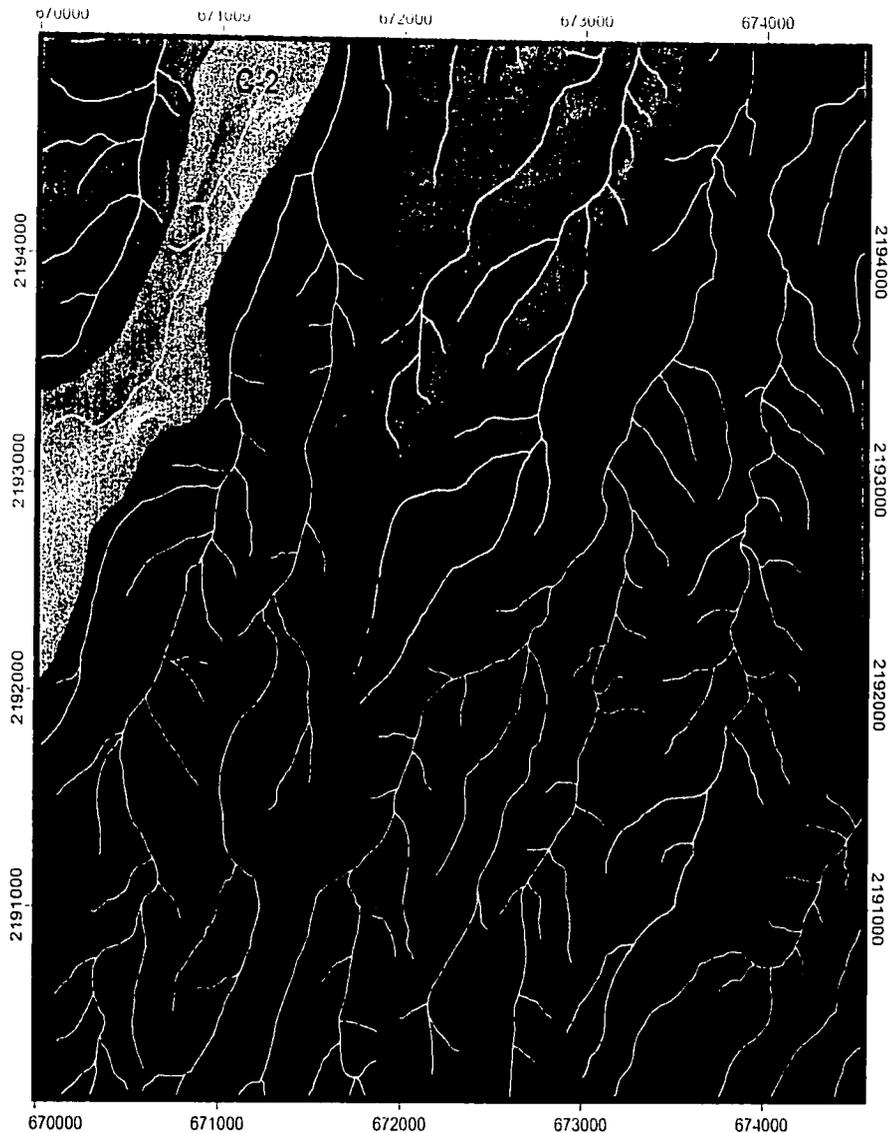


Figura 15. Mapa de densidad del drenaje

Para el cálculo de distancia, el mapa raster debe contar con un identificador que distinga los píxeles fuente del resto del mapa, de esta forma, los valores de distancia son asignados para todos los píxeles que son indefinidos.

La distancia es estimada en función de un filtro-distancia, el cual calcula la distancia del píxel fuente hacia sus píxeles vecinos en dirección horizontal y vertical enumerando consecutivamente en cada dirección comenzando con el número 1, y en dirección diagonal se comienza con la raíz cuadrada de dos más una unidad progresiva conforme se aleja del píxel fuente. Esta operación se realiza en dirección directa e inversa para conocer el número de píxeles que se tienen hacia los píxeles fuente más cercanos, por consiguiente la distancia final en metros se obtiene multiplicando los valores obtenidos de esta operación con el tamaño del píxel (Figura 16). Una de las carencias de esta metodología es el hecho que la estimación de las distancias es dimensional y no tridimensional, es decir, no se toma en cuenta las curvaturas o la geometría del relieve en el cálculo de las distancias.

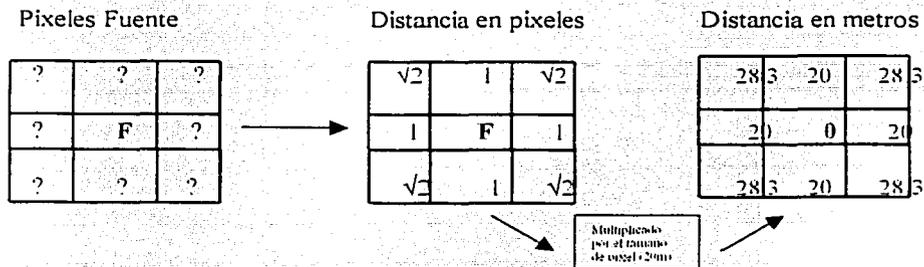


Figura 16. Principio de cálculo de distancia (Guía de Aplicaciones ILWIS 2.1).

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

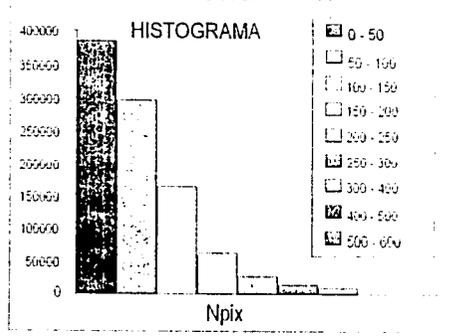
Los valores finales obtenidos del mapa de distancia del drenaje varían entre 0 y 600 m como valor máximo (que corresponden a las partes altas), cubriendo una mayor área entre 0 y 100 m. disminuyendo a medida que aumenta la distancia a partir de la línea del drenaje.

Con base en los valores obtenidos. se clasificó el mapa en nueve categorías con intervalos entre 50 y 100 m, siendo mayores estos intervalos a medida que aumenta la distancia (Figura 17).

De acuerdo con el histograma calculado, el mapa de distancia del drenaje y el mapa de distribución de deslizamientos. se observa que la mayoría de los procesos de ladera se localizan a una distancia del drenaje más próximo entre 0 y 100 m, aunque también se observan valores constantes hasta los 200 m, disminuyendo rápidamente al aumentar la distancia.

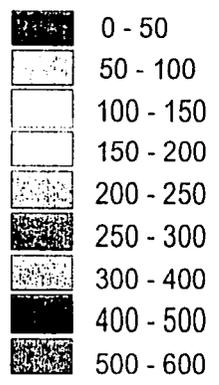
La proximidad de los lineamientos del drenaje a los movimientos en masa puede ser un factor muy importante en la inestabilidad de las laderas. Esto es debido a la constante erosión que ejercen las corrientes superficiales laderas arriba alterando el estado de equilibrio de las mismas y facilitando su fallamiento, lo que da inicio a un movimiento en masa.

Es importante mencionar que este mapa temático no muestra por sí sólo una influencia directa en la ocurrencia de los procesos de remoción en masa, lo cual será más evidente en el mapa de localización de deslizamientos con base en fotografías aéreas de la zona, páginas más adelante.



LEYENDA

Distancia en metros



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Área urbana

Delimitación del área de los
movimientos de ladera
considerados en este estudio

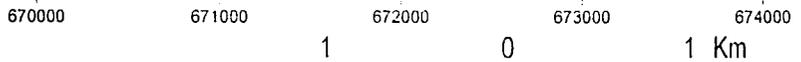
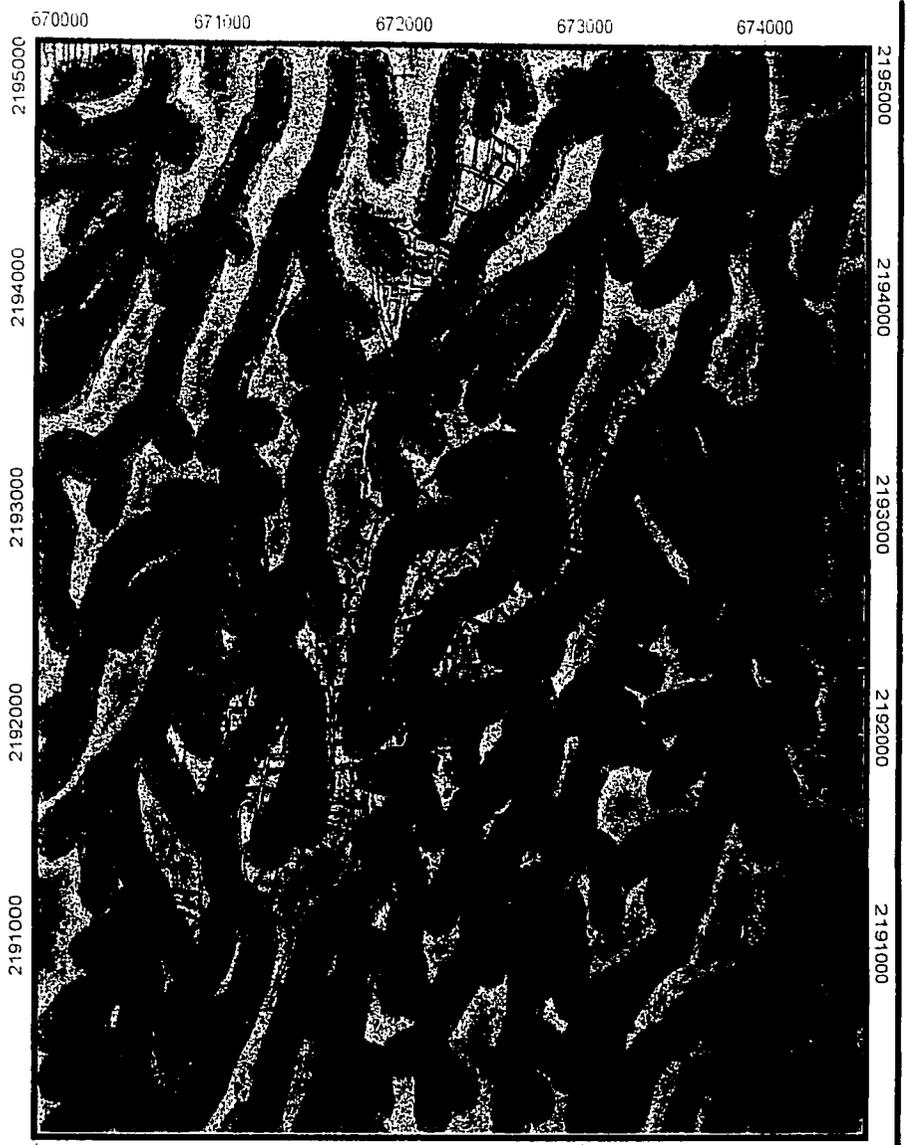


Figura 17. Mapa de distancia del drenaje

IV. TIPOLOGIA DE PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

Los procesos de remoción en masa son uno de los peligros naturales que han ocurrido con más frecuencia durante las últimas tres décadas. Estos procesos ocasionan cambios en el paisaje afectando directamente a la población y su infraestructura, ocasionando un sinnúmero de pérdidas humanas y materiales (Rosenfeld, 1994). Según un estudio realizado por Varnes (1981), la mayoría de estos procesos ocurren dentro de la zona circunpácífica, con base en los datos obtenidos durante el periodo 1971-1974, en el cual resalta que de las seiscientas personas fallecidas por cada año a causa de procesos de ladera, casi el noventa por ciento ocurrió en países de la zona circunpácífica.

De esta forma se justifica la importancia que tiene el estudio de los procesos de ladera en países que han sido dañados cada vez en mayor grado de impacto, como es el caso de México.

En el presente capítulo se analizan brevemente los estudios previos realizados en México para este tipo de fenómenos, se analizará la bibliografía existente sobre las principales teorías sobre fenómenos de remoción en masa y su terminología, y finalmente se presenta el mapa de distribución de ocurrencia de movimientos de ladera aunado a la descripción de los diferentes tipos de movimiento reconocidos en el área de estudio. Es importante mencionar que este mapa se utilizará en la aplicación del Análisis Estadístico Multivariado Condicional (AEMC) para la creación del mapa de susceptibilidad el cual será presentado en el capítulo cinco.

4.1 Antecedentes en México

Son pocos los estudios que se han llevado a cabo en nuestro país para identificar a los factores causantes de la ocurrencia de estos procesos, ya que anteriormente, este tipo de fenómenos se consideraban como movimientos aislados. Sin embargo, a medida de que la población ha ido en aumento se ha visto afectada por este tipo de peligro natural.

Un primer estudio detallado se realizó en Meztlán (Lugo et al., 1993, 1996). Consistió en un reconocimiento de los factores que determinaron la ocurrencia de procesos de ladera, tales como: la topografía, el escurrimiento de agua en el subsuelo, la repercusión de los huracanes y la actividad antrópica. La formación y actividad del movimiento fueron estudiadas en periodos continuos a partir del año 1991, con la finalidad de identificar los mecanismos que contribuyeron a la inestabilidad de la ladera.

Cruz y Delgado (2000), realizaron un estudio a detalle de los deslizamientos en la carretera Tijuana-Ensenada, Baja California. Esta investigación se llevó a cabo mediante sondeos en rocas sedimentarias poco consolidadas para identificar horizontes, así como la secuencia estratigráfica que caracteriza el área, con el objetivo de determinar los contactos litológicos que actúan como planos de despegue en los movimientos de ladera.

Por su parte Capra et al., (2001), llevaron a cabo un estudio a detalle de las características sedimentológicas y texturales de los paleosuelos y sedimentos volcánicos involucrados en los procesos de ladera en Teziutlán, Puebla. Este trabajo se basa en determinar las relaciones entre las características suelo-roca, la saturación de los materiales, el tipo de flujo derivado del movimiento de ladera y la evaluación del peligro asociado.

Por último Flores, (2002) elaboró un índice de susceptibilidad para la región de Teziutlán, en el cual consideró elementos como las características topográficas de la zona y las propiedades de los materiales involucrados. La aplicación de este modelo permitió conocer las áreas más susceptibles a procesos de remoción en masa, además de tomar en cuenta parámetros socioeconómicos para la evaluación de riesgos asociados.

4.2 Tipología de procesos de remoción en masa

4.2.1 Terminología

Existen numerosas definiciones para conceptualizar un proceso de remoción en masa, las cuales varían de acuerdo con los objetivos específicos de cada autor. Un proceso de remoción en masa se define como un movimiento hacia abajo y hacia afuera de una masa de roca, tierra o detritos de una ladera que se encuentra bajo la influencia de la gravedad, no requiriendo específicamente ningún tipo de transporte (agua, hielo o aire) (Dikau et al., 1996).

De esta forma también existen diversos términos para referirse a este tipo de fenómeno, tales como: movimiento en masa (Hutchinson, 1968), proceso de remoción en masa, movimiento gravitacional, movimiento de ladera (Varnes, 1978) o movimiento del terreno (Alcántara, 2000); los cuales se emplean de forma indistinta para referirse a la existencia de este tipo de evento, sin hacer referencia a un tipo de movimiento en particular.

Un proceso de ladera ocurre cuando las fuerzas de tensión exceden a las fuerzas de resistencia de los materiales, sobreviniendo así el fallamiento. De esta forma el movimiento del material involucrado puede caer, deslizarse o fluir; o también presentar la combinación entre movimientos (Bell, 1999).

En términos generales, las características físicas y químicas de los materiales involucrados, así como la morfología y la geología, son los factores que determinan el comportamiento de la ladera, condicionando el fallamiento de la misma. Por lo tanto, el comportamiento de las fuerzas de tensión y resistencia es el resultado de la interacción de dichos factores al ser afectados por algún agente interno o externo.

4.3 Clasificación de procesos de remoción en masa

Existen numerosas clasificaciones en la literatura, dependiendo de los elementos característicos de los procesos de ladera considerados por cada autor. En el Cuadro 4 se realiza una simplificación de las principales clasificaciones y de los factores que se usaron para su elaboración.

Cuadro 4. Simplificación de las principales clasificaciones de los procesos de remoción en masa y factores usados para su elaboración

Autor	Año	Factores
Ladd	1935	Geología y mecanismos desencadenantes
Sharpe	1938	Tipo de movimiento, agua/aire/hielo, velocidad del movimiento y fracción del material
Ward	1945	Tipo de movimiento, agua/aire/hielo, condiciones climáticas y tipo de material involucrado.
Hutchinson	1968	Tipo de movimiento y fracción del material involucrado
Zaruba y Menci	1969	Tipo de material involucrado, coherencia del material involucrado, geología y tipo de movimiento.
Crozier	1973	Tipo de movimiento y atributos morfológicos
Coates	1977	Tipo de movimiento, atributos morfológicos y fracción del material involucrado
Varnes	1978	Tipo de material involucrado, tipo de movimiento, velocidad del movimiento y agua/aire/hielo.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Para el presente trabajo se eligió la clasificación publicada por Dikau et al., (1996) resultado del proyecto EPOCH (1991-1993), en la cual se toma en cuenta el tipo de material involucrado y los mecanismos de los procesos de ladera.

Dentro de esta clasificación se consideran seis tipos de movimiento: caída o desprendimiento (fall), vuelco (topple), deslizamiento (slide), extensión lateral (lateral spreading), flujo (flow), y complejo (complex). Cada uno de ellos se subdivide en otros subtipos de movimientos dependiendo del material involucrado. Este material en cada uno de estos movimientos de ladera se diferencia en rocas, detritos (material grueso mayor a 2 mm) y suelos (material fino menor a 2 mm). Para fines prácticos de este trabajo, solo se describirán con detalle los tipos de movimientos que se identificaron en el área de estudio, ya que resultaría innecesario profundizar en todos los tipos de movimientos existentes. Sin embargo, en el Cuadro 5 se muestran los tipos, subtipos y características de todos los procesos de ladera considerados en esta clasificación.

Cuadro 5. Clasificación de procesos de remoción en masa, utilizada en este trabajo (EPOCH, 1993).
(Tomada de Dikau et al., 1996).

	Roca	Detrito	Suelo
Caída (fall)	Caída de roca (rock fall)	Caída de detrito (debris fall)	Caída de suelo (soil fall)
Vuelco (topple)	Vuelco de roca (rock topple)	vuelco de detrito (debris topple)	Vuelco de suelo (soil topple)
Deslizamiento rotacional (slide rotational)	simple (slump), múltiple, sucesivo	simple, múltiple, sucesivo	simple, múltiple sucesivo
Deslizamiento translacional (slide translational)	Deslizamiento en bloque (block slide)	Deslizamiento en bloque de detrito (block slide)	Deslizamiento en bloque de suelo (slab slide)
<i>No-rotacional</i>	Deslizamiento de roca (rockslide)	Deslizamiento de detrito (debris slide)	Deslizamiento de barro (mudslide)
<i>Planar</i>	Expansión de roca (spreading rock)	Expansión de detrito (debris spread)	Expansión de suelo-detrito (soil debris spreading)
<i>Expansion lateral (lateral spreading)</i>			
Flujo	Flujo de roca (rock flow)	Flujo de detrito (debris flow)	Flujo de suelo
Complejo (complex)	e.g. Avalancha de roca (rock avalanche)	e.g. Deslizamiento de flujo (flow slide)	e.g. Deslizamiento de tierra (slump-earthflow)

Aunque la mayoría de los procesos de ladera en el área de estudio se consideran movimientos complejos, debido a la combinación de dos o más movimientos en un solo evento, en el presente trabajo se diferenciaron tres tipos principales de movimientos: deslizamiento rotacional, deslizamiento translacional de suelo (soil-slide) y/o detrito (debris-slide), y flujos de escombros. Posteriormente se analizan de forma individual, las características generales, factores desencadenantes y las causas de movilidad de cada proceso.

4.4 Características generales de los procesos de remoción en masa

En términos generales, se consideran dos tipos de causas de ocurrencia de los movimientos en masa, las cuales pueden ser internas y externas (Terzaghi, 1950). Las causas internas producen una disminución en la resistencia de los materiales sin modificar la tensión (es el resultado de la suma de la tensión gravitacional ejercida por la tensión de los materiales que conforman la ladera); por el contrario, las causas externas producen un incremento en la tensión debido a factores atmosféricos o antrópicos sin alterar la resistencia de los materiales involucrados.

Las condiciones climáticas son una de las causas externas que tienen mayor influencia en la estabilidad de las laderas, ya sea de forma directa o indirecta. Desde este punto de vista, la precipitación sería el factor climático externo y directo más importante para causar un movimiento en masa, ya que la sobresaturación de los materiales origina presiones positivas en los poros, proceso que puede disparar el fallamiento de la ladera (Olivar et al.,

1994). De tal forma, los movimientos gravitacionales más grandes y profundos se vinculan a condiciones de largos periodos continuos de precipitación o humedad, y los procesos de ladera de dimensiones pequeñas se relacionan con cortos e intensos periodos de duración de lluvia (Jahns, 1978).

La vegetación es otro factor externo e indirecto que tiene una importante influencia en la ocurrencia de movimientos en masa, ya que la remoción de la cobertura vegetal altera las condiciones hidrológicas y geohidrológicas de una ladera, debido a que al carecer de las raíces de las plantas disminuye el grado de humedad de la porción superficial del suelo, con la consecuente desecación, formación de fracturas que facilitan la infiltración del agua superficial. Además, la falta de raíces disminuye la cohesión del suelo que resulta más vulnerable a procesos de erosión.

Las causas internas (factores internos) se relacionan con el tipo de materiales involucrados en la ocurrencia de un movimiento en masa, su composición física y química, así como la estratificación que compone la ladera. Por lo tanto, se considera que cada uno de los factores o causas internas que condicionan la movilidad de una ladera deben ser analizados de forma particular para cada tipo de proceso.

4.5 Deslizamiento rotacional

4.5.1 Características morfológicas

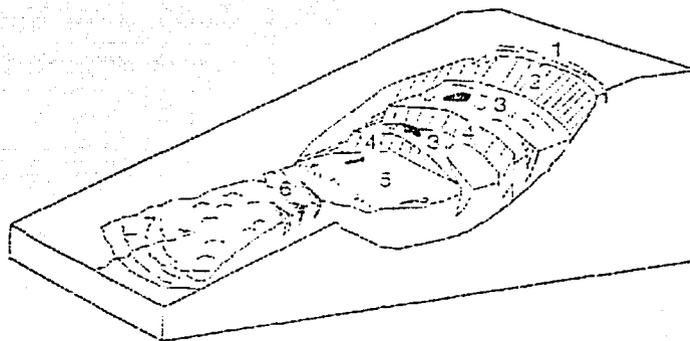
Un movimiento rotacional es el que se produce a lo largo de un eje paralelo al perfil de una ladera, con desplazamiento a lo largo de una concavidad que define la superficie de falla (Varnes, 1978). Esta superficie de falla o plano de fricción es semicircular vista en

perfil y asemeja la forma de un medio embudo.

La extensión de recorrido del material desplazado varía desde unos cuantos metros hasta cientos de metros cuadrados. El radio de profundidad-longitud (es la relación del radio de la profundidad verdadera de la masa desplazada a la longitud completa) varía de 0.15 a 0.27, y se presenta en pendientes entre 13° y 30°.

En este tipo de proceso generalmente se desarrollan fisuras de tensión en la parte superior de la ladera inestable, concéntricas y paralelas al escarpe principal. La aparición y crecimiento de estas fisuras son indicadores del inicio del movimiento rotacional (Bell, 1999).

En la Figura 18, se muestra las principales características que componen un deslizamiento rotacional idealizado, el cual será de gran utilidad para comprender las causas de la movilidad del proceso.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 18. Diagrama de un movimiento rotacional idealizado. Dentro de los rasgos morfológicos se destaca: 1. Crecimiento de fisuras de tensión, 2. Escarpe principal, 3. Bloques en deslizamiento, 4. Escarpe menor, 5. Cuerpo principal, 6. Fisuras de tensión transversas, 7. Pie (Dikau et al., 1996).

4.5.2. Descripción del movimiento

Cuando el fallamiento se ha iniciado, la masa desplazada ladera abajo comienza a rotar desintegrando el material involucrado en bloques más pequeños mediante el desarrollo de fisuras transversales. Estos bloques tienden a dirigirse hacia atrás mientras la masa se desplaza cuesta abajo (Dikau et al., 1996). Cuando el ángulo del escarpe principal tiende a la vertical, la fuerza de desplazamiento de la masa es mayor al igual que su velocidad, como consecuencia ocurren deslizamientos rotacionales sucesivos o múltiples hasta que la ladera se llegue a estabilizar (Bell, 1999). Hacia la parte inferior de la masa en movimiento sobre el pie de la superficie de falla (cizalla), la masa tiende a sobresalir (hincharse) produciendo fisuras transversas de tensión. En esta área (pie), el material (suelos y detritos) se expande lateralmente debido a la falta de soporte horizontal, originando lóbulos de tensión con patrones de fisuras radiales; mimas que con el tiempo se erosionan y adaptan a las irregularidades topográficas de la zona.

Según Varnes (1978), la velocidad de desplazamiento de este tipo de procesos varían desde pocos centímetros por año debido a procesos de solifluxión o reptación, hasta varios metros por mes, mientras que en un movimiento repentino (independiente de los procesos mencionados) puede alcanzar velocidades de hasta tres metros por segundo. De esta forma, la reptación de suelo puede ser un importante indicador anterior al fallamiento de la ladera.

4.5.3 Factores de movilidad de los deslizamientos rotacionales

La resistencia de los materiales que conforman una ladera, ante la tensión ejercida por la gravedad como resultado de la aplicación de fuerzas externas e internas, condicionan en gran medida la movilidad de la misma.

De esta forma son numerosos los factores que interactúan para condicionar a su vez el comportamiento de los materiales de la ladera, causando así la transición del límite de resistencia a un estado de movimiento (Hansen, 1984).

La pendiente es uno de los factores que más influye en el comportamiento de los materiales (la cual oscila entre los 15° y 22°), ya que a medida que aumenta el grado de inclinación de la ladera la masa tiende a ser cada vez más inestable.

Otro de los factores que condicionan al fallamiento de este tipo de procesos, es la existencia de patrones de discontinuidad, ya que estos planos pueden configurar la superficie de ruptura de la ladera (Bell, 1999). Por ello la geología es un factor interno primordial en la ocurrencia de este tipo de procesos, ya que la alternancia de depósitos pobremente consolidados, permeables y de distintos tamaños pueden favorecer las condiciones para la ocurrencia de estos procesos.

En algunas ocasiones, la masa desplazada ladera abajo sufre transformaciones al comportarse como un flujo, debido al grado de cohesión de los materiales y a procesos físicos, como la licuefacción, que puede transformarse en flujo de escombros (o detritos), el cual puede ser de dimensiones considerables y causar grandes daños.

4.6 Deslizamiento translacional de suelo y/o detrito (soil/debris-slide)

Los deslizamientos de suelos o detritos son movimientos translacionales, en laderas constituidas por material incoherente y suelo, con abundante material fino y fracción arcillosa asociadas a la elevada alteración, la cual no se presenta por lo regular en otro tipo

de movimiento (Hutchinson, 1988). Normalmente la superficie de movimiento coincide con un nivel de discontinuidad entre el basamento rocoso y la capa superficial de suelos y sedimentos.

4.6.1 Características morfológicas

Por lo general, un deslizamiento translacional de suelos y/o detritos se presenta en laderas que varían de los 20° a 35° de pendiente, conformadas por materiales poco consolidados o inconsolidados, derivados de depósitos volcánicos o suelos residuales procedentes de otro tipo de ambiente natural. En la Figura 19, se muestra las principales características que componen un deslizamiento translacional idealizado.

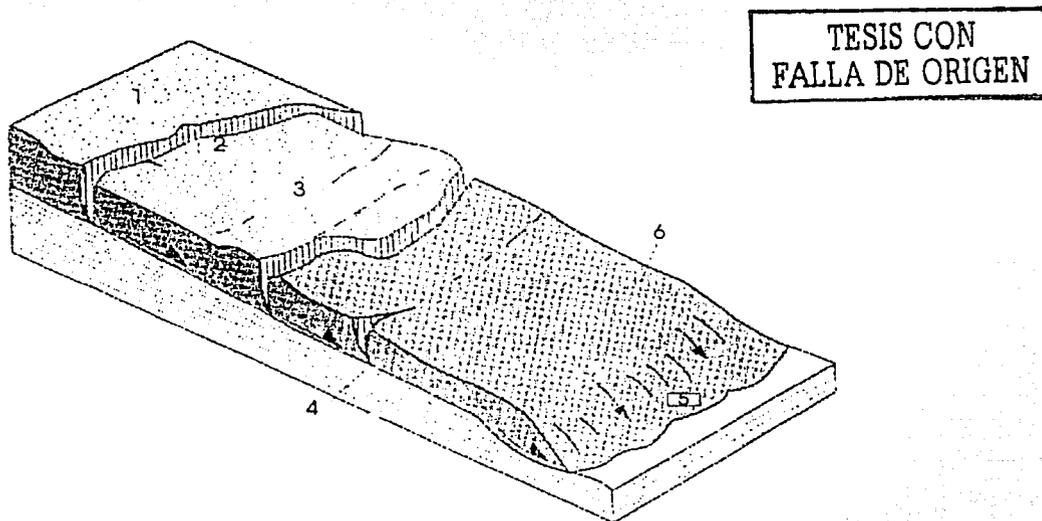


Figura 19. Diagrama de un deslizamiento translacional idealizado. Dentro de los rasgos morfológicos se destaca: 1. Corona, 2. Escarpe, 3. Cabeecera, 4. Fisura transversal de tensión, 5. Pie, 6. Cuerpo de flujo (Dikau et al., 1996).

Visto en planta asemeja una forma triangular, se puede identificar el escarpe, la zona del canal de erosión o trayecto del flujo y el área de depósito; aunque por lo regular el escarpe puede ser difícil de delimitar debido a su rápida degradación, ya que puede ser deformado o erosionado fácilmente.

La superficie de deslizamiento puede coincidir con zonas de contacto cercanas a la superficie de la ladera o entre estratos rocosos adyacentes al talud de la ladera, con una forma semiplana y ondulada, por lo que el material removido no es de dimensiones considerables dimensiones, sin embargo la superficie de deslizamiento puede ser más discreta que la de un movimiento rotacional, y esto puede provocar que la masa involucrada sea más extensiva (Bell, 1999). De esta forma, la dimensión del proceso depende de la cantidad de material residual removido. Por lo regular, este movimiento en masa se presenta en laderas que han sido constantemente alteradas desde su base o talud (Dikau et al., 1996).

4.6.2 Descripción del movimiento

El Deslizamiento de suelos es normalmente un movimiento superficial, muy sensible a las variaciones de humedad y lluvias. Comúnmente la superficie de deslizamiento corresponde con una discontinuidad hidráulica entre el sustrato impermeable y los suelos superficiales permeables. En la mayoría de los casos el mecanismo disparador es el incremento de las presiones del agua en los poros o fracturas. Debido a que el material removilizado es incoherente, la masa deslizante se transforma directamente en un flujo de lodo o detritos. La capacidad de movimiento depende de las fuerzas que lo condicionan, como la pendiente, la densidad granular, y el contenido de agua.

4.6.3 Factores de movilidad de un deslizamiento translacional de suelo y/o detrito (soil/debris-slide)

Se considera que aunque exista el material adecuado y la suficiente pendiente para generar el movimiento, el excedente de agua o humedad es el factor desencadenante del deslizamiento de suelo y/o detrito (soil/debris-slide), ya que en la mayoría de los casos este proceso de ladera se presenta durante la ocurrencia de lluvias intensas, las que proporcionan la suficiente cantidad de agua en un corto periodo para saturar los suelos y generar un fallamiento repentino (Brunsdén y Chandler, 1996). Sin embargo, la movilidad también se puede asociar a cambios en la geometría de la ladera y a la orientación de fracturas que favorezcan al fallamiento.

La cohesión del suelo depende de las fuerzas intermoleculares entre las partículas de arcilla y de la cementación hecha por la mineralización secundaria entre los clastos del suelo. Considerando estos elementos, la resistencia de los materiales depende en gran medida de su grado de cohesión.

Cuando se incrementa la presión de poro de los suelos, es mayor el potencial de fallamiento disminuyendo el grado de cohesión y resistencia friccional. Sin embargo, la distribución espacial de la presión de los poros sobre la superficie de deslizamiento, es la que determina el potencial del fallamiento (Iverson et al., 1997).

De igual manera, dicha distribución determina en gran medida el potencial del proceso de licuefacción del suelo, considerado como un “estado repentino o rápido” resultado de un

decremento repentino de la cohesión (cuando los ligamentos o límites cohesivos son rotos) y la resistencia friccional del suelo, causado por el colapso de la masa asociada con el incremento temporal en la presión de los poros de la masa. De esta forma la masa puede fluir rápidamente como un líquido (Dikau et al., 1996; Iverson et al., 1997).

La contracción de los suelos puede incrementar la presión de los poros de la masa, siempre y cuando el grado de reducción de espacio entre poros sobrepase el grado en el cual las presiones inducidas pueden disiparse. El aumento de la presión del poro en esta forma puede producir la licuefacción, lo que se considera como el inicio de la movilización de un flujo de escombros (Iverson et al, 1997).

4.6.4 Flujo de escombros (o detritos)

Un flujo se considera como un movimiento continuo ladera abajo, de corta duración y difícil de observar. Su comportamiento se asemeja a la de un fluido viscoso, por lo cual los movimientos intergranulares predominan sobre los movimientos en superficie, dando lugar a la formación de lóbulos (Alcántara, 2000).

El movimiento de ladera de flujo se subdivide de acuerdo con el tipo de material involucrado y los movimientos internos diferenciales que se distribuyen por toda la masa en movimiento. Así, se distinguen los flujos de rocas, de escombros o detritos y de suelos; siendo estos dos últimos de nuestro especial interés (Cuadro 5).

4.6.5 Características morfológicas

Un flujo de escombros es un movimiento que involucra la mezcla de material fino (arena, limo y arcilla), material grueso (grava y pequeños bloques) con una cantidad de agua variable, que forma una masa fluida desplazándose ladera abajo, generalmente inducido por la gravedad y el repentino colapso del material (Dikau et al., 1996).

En este tipo de procesos, la superficie de deslizamiento (o ruptura) no es usualmente visible debido a su corta duración; esta superficie representa el límite entre el flujo y el material sobre el cual el movimiento puede ser brusco (Bell, 1999). El material involucrado alcanza grandes distancias mientras se encuentra en movimiento, por lo que es uno de los procesos con mayor potencial de destrucción. En la Figura 20, se muestra las principales características que componen un Flujo de escombros o detritos idealizado.

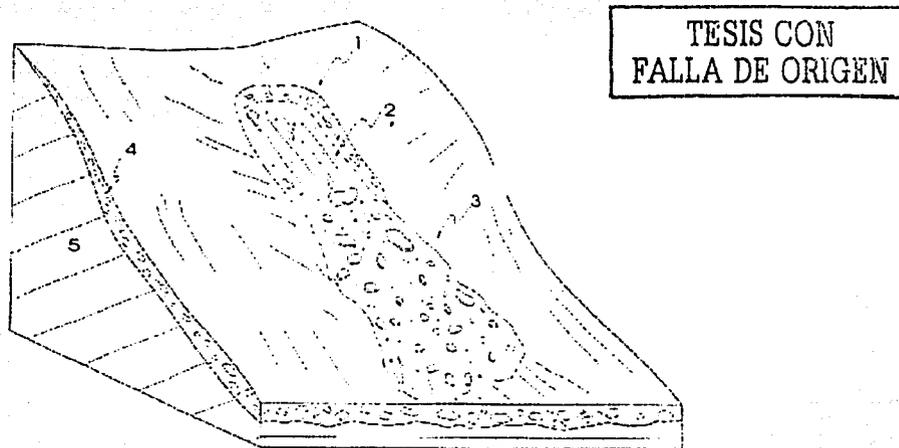


figura 20. Diagrama de un flujo de detritos idealizado. Dentro de los rasgos morfológicos se destaca: 1. Escarpe, 2. Superficie de deslizamiento, 3. Detritos, 4. Coluvión, 5. Roca (Dikau et al., 1996).

Se pueden diferenciar tres elementos esenciales de la morfología de la zona de movimiento: el área fuente, su trayectoria y la zona de depósito. Este tipo de flujo tiende a seguir las formas de drenaje preexistentes relativamente desarrolladas. Algunos de los materiales gruesos tienden a depositarse en los márgenes laterales a lo largo del flujo, pero su principal zona de depósito se forma cuando el gradiente del canal desciende dando origen al pie o parte frontal del flujo, la cual tiene una forma semejante a un abanico de detritos (Dikau et al., 1996).

Por lo general, el área donde ocurre este movimiento en masa se caracteriza por una alta densidad de drenaje, lo que refleja el alto grado de actividad de las laderas, las cuales a su vez son muy pronunciadas oscilando entre los 20° y 40° de pendiente (Capra et al., 2001).

Por otra parte, las características texturales del material desplazado consiste en clastos grandes incrustados en una matriz de material fino. Estos clastos se encuentran distribuidos de manera incoherente, pobremente clasificados (Hooke, 1987).

4.6.6 Descripción del movimiento

En la mayoría de los flujos de detritos, el movimiento comienza como un deslizamiento translacional o rotacional de una masa que se transforma en un flujo de escombros, conforme ocurre el desplazamiento ladera abajo (Jonson, 1790; Pierson, 1981).

El mecanismo del movimiento de un flujo de escombros depende de la cantidad y tipo de escombros removidos, y de la cantidad de agua disponible durante el evento.

La velocidad del movimiento depende del tamaño y concentración de la masa, así como de la geometría de la trayectoria o canal. El rango de velocidad del movimiento oscila entre 0.5 a 20 m/s (Costa, 1984).

Por otra parte, se considera que los mecanismos de movimiento de un flujo de escombros se encuentran entre un deslizamiento inducido por la gravedad y un flujo de lodo producido por una inundación (Johnson, 1970).

4.6.7 Factores de movilidad de los flujos de escombros

Los factores que causan la movilización de una ladera pueden ser comprendidos dentro de las siguientes fases: concentración de agua en la superficie de falla, falla inicial por deslizamiento (rotacional o translacional), y movilización de la masa como un flujo de escombros (Ellen, 1982).

Para que ocurra un flujo de escombros se necesita una baja resistencia de los materiales a la presión ejercida por un volumen considerable de agua que llega a saturar dicha masa. Ya que el agua es el principal elemento en alterar la resistencia de los materiales, guarda una relación estrecha con la textura de los mismos, debido a que la filtración del líquido depende de la permeabilidad de la masa involucrada (Ellen et al., 1987). Por este motivo, las características texturales y sedimentológicas de los materiales incoherentes involucrados en el proceso determina la tipología del movimiento. En particular, el contenido en fracción arcillosa es el factor principal que condiciona el tipo de movimiento y la capacidad de transporte.

El fallamiento (fallamiento Coulomb) inicia cuando la tensión principal (que se manifiesta en la presión ejercida en los poros del suelo) excede la resistencia friccional (ángulo de fricción interna) y el componente cohesional del suelo. De esta forma la masa comienza a deslizarse a lo largo de superficies granulares de diversos tipos (Iverson et al., 1997).

La temperatura entre las partículas también determina el proceso de licuefacción (movilización de un flujo de escombros), ya que el grado de deformación del suelo depende de la temperatura granular del mismo. La temperatura granular mide el grado de agitación de las partículas, lo cual fomenta la mezcla de densidades y la capacidad de intermezclarse unas partículas con otras, y así causar el movimiento. Las temperaturas granulares altas reducen la concentración de partículas (sólidos) aumentando así la fluidez del movimiento de ladera.

Esta temperatura granular puede ser generada y mantenida únicamente por la conversión de energía translacional a energía de fluctuación granular. En un flujo de escombros la energía translacional es sustituida por la trayectoria ladera abajo del movimiento en masa, y la conversión a energía de fluctuación granular ocurre conforme al cizallamiento a lo largo de la superficie irregular (superficie de deslizamiento). Si la temperatura granular generada a lo largo de la superficie de deslizamiento es transferida hacia el suelo adyacente, la superficie de deslizamiento puede abarcar una mayor extensión, la cual puede movilizar un deslizamiento dentro de un flujo, es decir, convertirlo a un flujo de escombros.

Por otra parte, los factores de movilidad de un flujo de escombros pueden ser funcionales para el resto de los tipos de flujo, aunque se diferencien por el tipo de material involucrado y sus movimientos internos diferenciales.

4.7 Mapa de distribución de procesos de remoción en masa en la barranca el Calvario-Teziutlán, Puebla

A continuación se presenta la elaboración del mapa de distribución (ocurrencia) de procesos de remoción en masa aunado a la descripción de los diferentes tipos de movimiento reconocidos en el área de estudio, el cual se utilizará en la aplicación del AEMC (análisis estadístico multivariado condicional) para la creación del mapa final de peligro (Figura 21).

La elaboración del mapa de procesos de remoción en masa (creación de la base de datos) se realizó con base en la interpretación de fotografías aéreas escalas 1: 1800 y 1: 2000 de INEGI; además se utilizó el mapa topográfico de INEGI a escala 1: 50, 000, el cual fue ampliado a escala 1: 12, 500 con la finalidad de tener un mayor congruencia entre la digitación de dimensiones de las formas interpretadas en las fotografías aéreas y el modelo digital del terreno para poder crear los mapas de peligro.

Hay que señalar que las fotos fueron tomadas tan sólo un día después de los eventos ocurridos, el 4 y 5 de octubre de 1999, lo que facilitó la identificación de la mayoría de los movimientos en masa, ya que la mayoría de las laderas se encontraban descubiertas de vegetación, lo que facilitó la identificación y clasificación (de distintos parámetros) de los movimientos de ladera (Figura 22-*CD anexo*).

En la interpretación de fotografías aéreas se tomó en cuenta el escarpe, el área de deslizamiento, el área de depósito, el tipo de movimiento, el tipo de actividad y la

cubierta de vegetación de cada uno de los movimientos de ladera; así como también, se identificó la orientación de los barrancos y los principales escurrimientos. Posteriormente estos movimientos de ladera fueron georeferenciados en el mapa topográfico para su digitación, y así obtener el mapa en formato digital.

La digitación de los movimientos de ladera se realizó en el programa Autocad 14.0. Cada uno de ellos fue digitizado como polilíneas, es decir, como una secuencia de líneas o arcos de segmento creados como un solo objeto, con la finalidad de simplificar el cálculo de áreas u otro tipo de estimaciones que se requirieran en etapas posteriores. Posteriormente el mapa de polilíneas fue exportado al programa ILWIS para ser corregido y editado.

Finalmente, el mapa de ocurrencia de movimientos de ladera se vincula a una tabla de atributos que contiene información detallada de las características (parámetros) de cada proceso de ladera (Figura 21). De esta forma, para cada deslizamiento existe un "código de atributo" los cuales se agrupa en columnas que se les denomina como "columnas dominio" (domain columns), con un nombre distinto para cada una de ellas (de acuerdo con cada característica específica, como por ejemplo: cubierta vegetal, actividad). Para el caso de este trabajo en las columnas dominio se tomó en cuenta el tipo de movimiento, la cubierta vegetal, la actividad (activo e inactivo) y el tipo de cicatriz (Cuadro 6).

El código de atributo que acompaña a cada uno de los deslizamientos está compuesto en dos partes de acuerdo al Cuadro 6: primero en un identificador numérico seguido por distintos códigos (que contienen las características particulares) que distinguen a cada

proceso de ladera dentro de cada columna dominio (tipo de movimiento, cicatriz, vegetación y actividad).

Es importante señalar, que en el caso de esta tesis solo se trabajó con el dominio de tipo de actividad y movimiento, ya que resultaría repetitivo realizar el mismo ejercicio para cada uno de los cuatro atributos mencionados en el Cuadro 6, sin embargo se presenta el registro completo de cada uno de los movimientos de ladera. En el primer caso, la zonificación de peligro se realizó considerando todos los deslizamientos como activos e inactivos, y en un segundo plano se modificó el dominio para considerarlos todos activos, esta modificación se hizo con el objeto de presentar los dos tipos de escenarios: considerando una parte del área como activa e inactiva y en el supuesto caso que toda el área fuera activa (todos los deslizamientos activos), con la finalidad de conocer otras áreas que resultarían con alta probabilidad de ocurrencia de movimientos de ladera y que no saldrían si consideráramos el dominio original (deslizamientos activos e inactivos), como se analizará más adelante. En el segundo caso los deslizamientos se clasifican de acuerdo con la interpretación de las fotografías aéreas. Por lo tanto, la metodología expuesta para este trabajo se ejemplifica con base únicamente en el tipo de actividad de acuerdo con la columna de dominio original (no modificada).

Por último, al transformar el mapa de recurrencia de deslizamientos a formato raster se vincula con la columna dominio de actividad, de esta forma el mapa final de movimientos de ladera se divide en áreas activas, inactivas y desconocidas (carentes de movimientos de ladera). De tal forma, el mapa de ocurrencia de movimientos de ladera



Unión	Tipo	Cicatriz	Vegetación	Actividad
1	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
2	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
3	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
4	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
5	DESlizamiento	DEFINIDA	CON VEGETACIÓN	INACTIVO
6	DESlizamiento	DEFINIDA	CON VEGETACIÓN	INACTIVO
7	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
8	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
9	flujo de escoria	DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	ACTIVO
10	flujo de escoria	DEFINIDA	CON VEGETACIÓN	REACTIVABLE
11	EROSIÓN	NO DEFINIDA	SIN VEGETACIÓN	REACTIVABLE

Ejemplo de la tabla vinculada a cada movimiento de ladera indicando sus principales características: tipo de movimiento, cicatriz, actividad, cubierta vegetal y porcentaje de arena, limo y arcilla obtenidas en laboratorio.

LEYENDA



Límite de los deslizamientos



Ríos

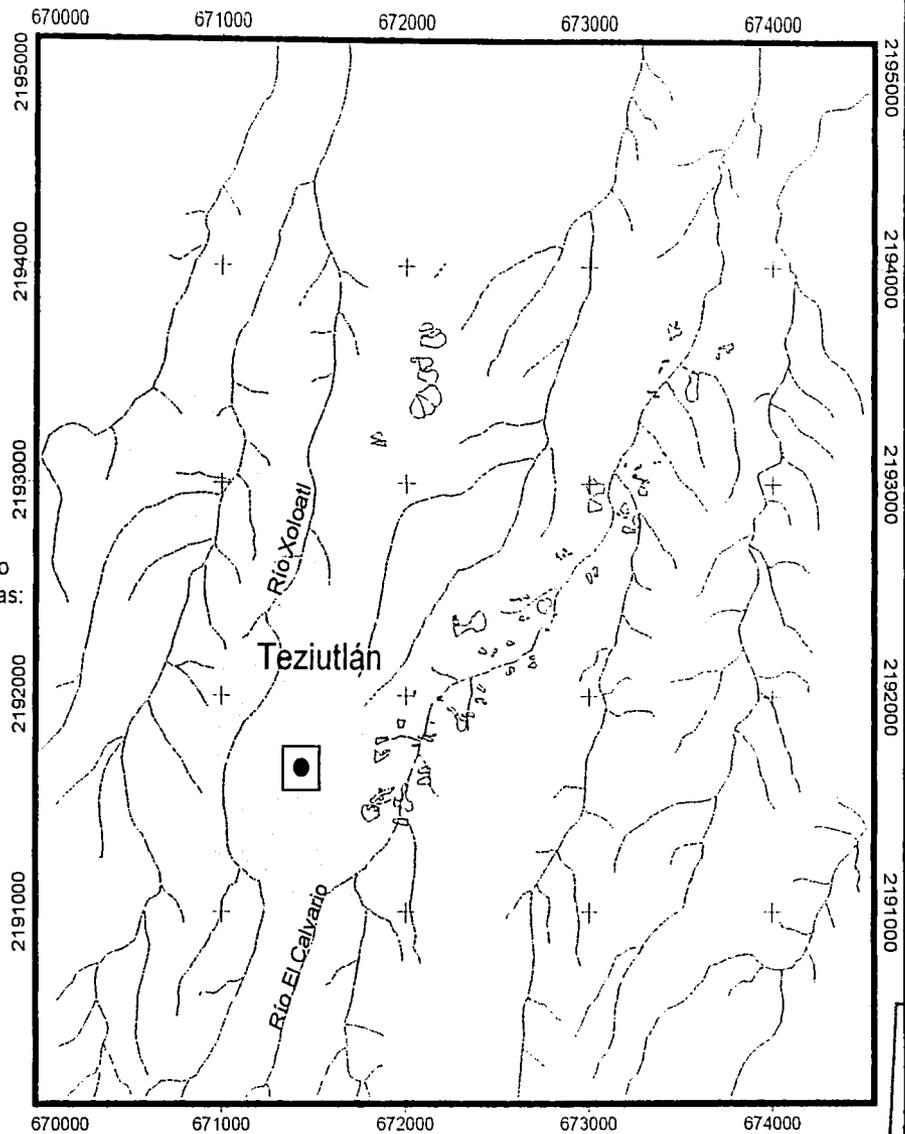


Figura 21. Mapa de distribución de procesos de remoción en masa

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

Cuadro 6. Tabla vinculada al mapa de ocurrencia (distribución) de movimientos de ladera, en la cual se muestra las características (parámetros) de cada proceso de ladera.

Identificador	Columnas Dominio			
No.Deslizamiento	Tipo	Cicatriz	Vegetación	Actividad
1	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
2	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
3	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
4	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
5	DESPLAZAMIENTO TRANSLACIONAL DE SUELO Y/O DETRITO (SOIL/DEBRIS SLIDE)	CUERPO DEFINIDO	CON VEGETACION	INACTIVO
6	DESPLAZAMIENTO TRANSLACIONAL DE SUELO Y/O DETRITO (SOIL/DEBRIS SLIDE)	CUERPO DEFINIDO	CON VEGETACION	INACTIVO
7	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
8	FLUJO DE ESCOMBROS	CUERPO DEFINIDO	SIN VEGETACION	ACTIVO
9	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
10	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
11	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
12	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
13	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
14	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
15	FLUJO DE ESCOMBROS	CUERPO DEFINIDO	SIN VEGETACION	ACTIVO
16	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
17	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	SIN VEGETACION	INACTIVO
18	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
19	DESPLAZAMIENTO ROTACIONAL	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
20	DESPLAZAMIENTO ROTACIONAL	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
21	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
22	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
23	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
24	DESPLAZAMIENTO TRANSLACIONAL DE SUELO Y/O DETRITO (SOIL/DEBRIS SLIDE)	DEFINIDA	SIN VEGETACION	INACTIVO
25	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
26	FLUJO DE ESCOMBROS	CUERPO DEFINIDO	CON VEGETACION	REACTIVABLE
27	FLUJO DE ESCOMBROS	NO DEFINIDA	SIN VEGETACION	INACTIVO
28	DESPLAZAMIENTO ROTACIONAL	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
29	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
30	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	INACTIVO
31	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
32	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
33	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
34	FLUJO DE ESCOMBROS	CUERPO DEFINIDO	CON VEGETACION	REACTIVABLE
35	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
36	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	ACTIVO
37	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE

713

TESIS CON
FALLA DE CARGEN

Continuación Cuadro 6.

18	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
19	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	ACTIVO
20	FLUJO DE ESCOMBROS	INDEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
21	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
22	DESPLAZAMIENTO TRANSICIONAL DE SUELO Y/O DETRITO (SOIL/DEBRIS SLIDE)	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
23	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
24	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
25	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
26	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
27	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
28	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	INACTIVO
29	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
30	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
31	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
32	FLUJO DE ESCOMBROS	CUERPO DEFINIDO	CON VEGETACION	INACTIVO
33	FLUJO DE ESCOMBROS	CUERPO DEFINIDO	SIN VEGETACION	ACTIVO
34	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	REACTIVABLE
35	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
36	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	SIN VEGETACION	ACTIVO
37	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
38	FLUJO DE ESCOMBROS	INDEFINIDA	CON VEGETACION	ACTIVO
39	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
40	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
41	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
42	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
43	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
44	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
45	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
46	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
47	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
48	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
49	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
50	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
51	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
52	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
53	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
54	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
55	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
56	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
57	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
58	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
59	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
60	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
61	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
62	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
63	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
64	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
65	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
66	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
67	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
68	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
69	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE
70	FLUJO DE ESCOMBROS	DEFINIDA	CON VEGETACION	REACTIVABLE

91C

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

sólo muestra la actividad de los deslizamientos (columna dominio de tipo de actividad) que pueden ser cruzados o vinculados con los mapas de factores (atributos).

Por otra parte con base en el mapa de ocurrencia (Figura 21) e interpretación de las fotografías aéreas (Figura 22-*CD anexo*), se describe las características principales de los movimientos en masa en el área de estudio.

La ciudad de Teziutlán (y el área circundante) se encuentra asentada sobre secuencias volcánicas asociadas a las erupciones que dieron origen a la estructura caldérica de los Humeros, localizada a 40 km hacia el sur del municipio. Como ya se ha mencionado en los capítulos anteriores, las áreas semiplanas y alargadas corresponde a los derrames de lava basáltica y andesítica las cuales a su vez se encuentran cubiertos por secuencias (con espesores de cinco metros aproximadamente) constituidas por paleosuelos ricos en arcilla, intercalados con diversos depósitos de caída de escoria y pómez (Figura 7, sección estratigráfica 8-Tez38).

La zona centro de Teziutlán (particularmente el área urbana), no fue afectada por movimientos de ladera, mientras que las zonas más afectadas resultaron ser la periferia de la ciudad, principalmente hacia la barranca El Calvario, la cual delimita la zona oriental de la ciudad (Figuras 24 y 25).

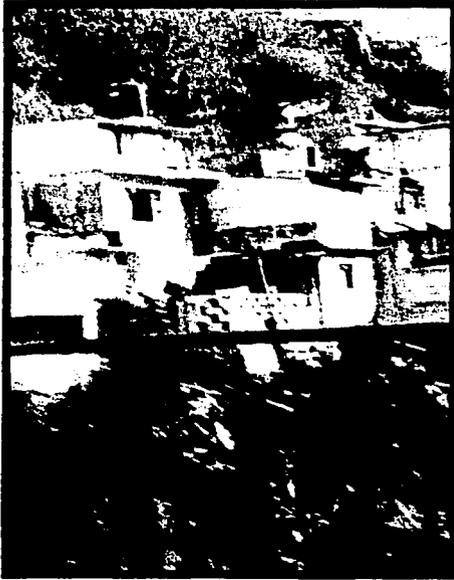
De acuerdo con el mosaico de fotografías aéreas de la zona de la barranca presentado en la Figura 22-*CD anexo*, se observa que los deslizamientos rotacionales son escasos. Se identifican hacia el área norte de la cuenca, sin embargo, la mayoría se pueden considerar como inactivos, ya que tanto el escarpe como la superficie de deslizamiento se encuentran cubiertos por vegetación. El material removido alcanzó el cauce del río formando diques

que se observan ya erosionados, alterando así la trayectoria del río. Por tanto se infiere que la mayoría de los deslizamientos translacionales no fueron desencadenados por las intensas lluvias ocurridas los primeros días de octubre de 1999, lo cual habla de la



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 24. Proceso de ladera en la barranca El Calvario. En esta foto se observan asentamientos humanos dentro del área de un movimiento de ladera causado posiblemente por las lluvias ocurridas a finales de octubre de 1999. El área circundante al deslizamiento se puede considerar activa por la formación de terrazas que indican un continuo procesos de solifluxión, las cuales se distinguen hacia la parte derecha de la imagen.



FALLA DE ORIGEN

Figura 25. En esta foto se observa paredes casi verticales que caracterizan las laderas que conforman la barranca El Calvario, sobre las cuales se ubican asentamientos irregulares que carecen de drenaje, causando así la inestabilidad de las laderas debido al peso extra que soportan las mismas.

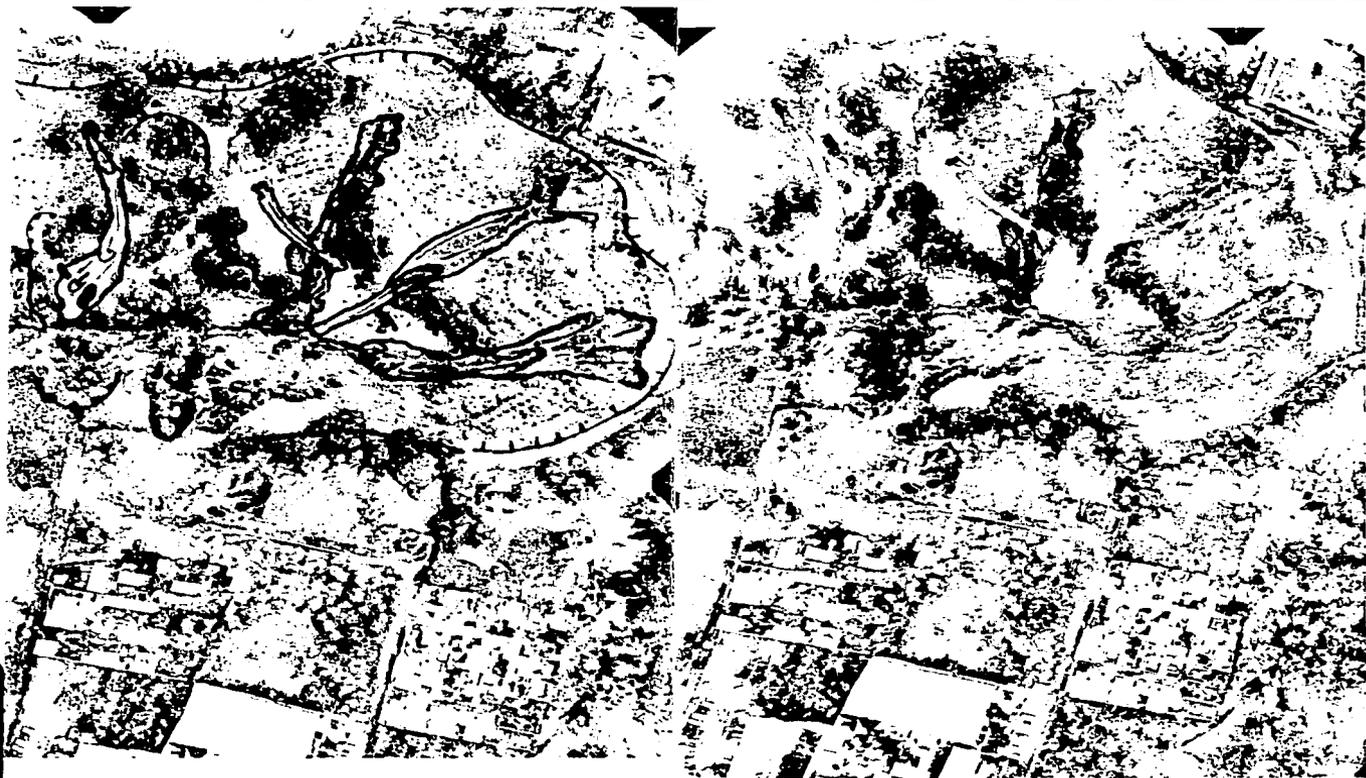
influencia del comportamiento hidrológico en los mecanismos de movilización de los procesos de ladera, en un determinado periodo eventual de lluvias intensas.

Por el contrario, los movimientos más comunes reconocidos fueron: 1) deslizamiento de tipo translacional de suelo y escombros (tipo soil/debris-slide) en las secuencias volcánicas de caídas/paleosuleos, que dieron origen durante el movimiento a flujos de escombros y de lodo (Figura 27), y 2) flujos de escombros por erosión superficial de las paredes de las barrancas (Figura 26), constituidas por grandes paquetes de ignimbrita (Figura 9, sección estratigráfica(12-Tez58-71).

En la Figura 23 se muestra una imagen estereoscópica en la cual se puede distinguir los principales rasgos morfológicos de movimientos translacionales de suelo (tipo soil/debris-slide) que originaron flujos de escombros durante el movimiento, esta imagen corresponde a el área de Ahuateno, aunque este tipo de movimiento no es el más característico de esta área como se explica más adelante, resultó ser la imagen más representativa de este tipo de procesos. De acuerdo a este ejemplo se puede observar que el escarpe principal o cabecera de los procesos de ladera recientes corresponden a las formas cóncavas del relieve y las convexas se encuentran desprovistas de estas cicatrices, la forma del escarpe indica que el inició del movimiento fue translacional debido a su poca profundidad. Los procesos recientes se localizan en la ladera norte, mientras que la mayoría de los deslizamientos antiguos se ubican en hacia ladera sur y se encuentran cercanos a el área de asentamientos humanos. La trayectoria de los movimientos de ladera recientes corresponde a un movimiento de flujo que se corrobora con la presencia de lóbulos hacia el pedestal o parte inferior de los movimientos. Dentro de la mayoría de los cuerpos de los deslizamientos se distingue otra cabecera de dimensiones menores que corresponden a movimientos secundarios del material fallado, algunos de ellos se localizan en el área de depósito del primer movimiento, en su mayoría el material removido alcanzó el cauce del río alterando así su trayectoria. A lo largo de las laderas se observa terrazas originadas por proceso de soliflucción, el cual origina un movimiento lento de los suelos constituidos por material fino saturado de agua, estas terrazas se encuentran cercanas tanto de la cabecera como al cuerpo del deslizamiento, lo que se relaciona con la inestabilidad de la ladera. a su vez, las porciones provistas de arbustos y árboles corresponden a un cierto grado de estabilidad de la misma ya que es casi imperceptible la presencia de terrazas.



Figura 2.3. Imagen tridimensional, principales rasgos morfológicos de los procesos de demolición en masa ocurridos en las inmediaciones de la colonia Anutero, al noroeste del área urbana de Tezuitlan, Puebla



SIMBOLOGÍA

-  Formas del relieve: zona convexa
-  convexa
-  Escarpe principal o cabecera
-  Cuerpo del movimiento de ladera
-  Lobulios
área de depósito
-  Escarpe principal o cabecera de un movimiento de ladera antiguo
-  Río
-  Movimiento de ladera secundario
-  Proceso de solifluxion

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

De esta forma se puede ejemplificar los factores morfológicos característicos de un área susceptible a procesos de remoción en masa.



Figura 26. Erosión superficial de las paredes de las barrancas conformadas principalmente por material ignimbrítico.

Los deslizamientos translacionales y flujos asociados 0.07 km^2 ocurrieron en laderas que varían entre los 28° y 40° de pendiente. La mayoría de los escarpes son bien definidos y el espesor del material removido varía entre los 40 cm a 1.5 m aproximadamente, por lo que la superficie de ruptura es muy superficial.

La superficie de deslizamiento corresponde con una discontinuidad hidráulica entre un suelo basal arcilloso y la secuencia de depósitos de caída superficiales (Figura 8, sección estratigráfica 11 - Tez41); esta discontinuidad hidráulica es formada por el



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 27. Deslizamiento translacional de suelo y escombros (tipo soil/debris-slide) en las secuencias volcánicas de caídas/paleosuelos, que dieron origen durante el movimiento a un flujo de escombros; la línea en rojo indica el escarpe principal del movimiento, el cual se observa muy deformado. Como se puede observar en esta foto, el escarpe de este movimiento afectó uno de los caminos principales de entrada a la ciudad de Teziutlán, lo cual es común en el área de estudio.

aumento de arcilla en un paleosuelo, lo que origina que sea poco permeable dando lugar a una rápida saturación y así a la formación de un tirante de agua a lo largo y entre las dos secuencias de depósitos (paleosuelo y depósito de caída). De esta forma al aumentar la saturación de agua provoca un aumento en la presión del poro positiva, disminuyendo así la cohesión y resistencia de los materiales, dando lugar a un movimiento de ladera (Mendoza y Noriega, 2000; Capra et al., 2001).

Como ya se ha descrito en el capítulo de geología, estas relaciones estratigráficas caracterizan la porción meridional del área de estudio.

Este tipo de movimiento fue el más devastador en el área. Tal fue el caso del flujo de escombros ocurrido en la colonia La Aurora, el cual causó la muerte de más de cien personas. De acuerdo al trabajo realizado por Mendoza et al. (1999), el volumen de la masa removida fue de 7.4 m^3 , el cual fue de gran impacto. La fractura que inició el movimiento, corresponde al lineamiento de la barda del panteón que se localiza en la porción superior de la ladera, por la cual se infiltró la suficiente cantidad de agua para desencadenar el proceso. El resultado de los muestreos realizados por estos autores indican que el contenido de agua próximo a la superficie de ruptura era ligeramente superior al límite líquido, dando lugar así a un estado semilíquido de los materiales que constituían la ladera, lo que ayudó a la disminución de cohesión y resistencia de la masa (Figura 28).



Figura 28. En la Colonia La Aurora ocurrió el movimiento más devastador de toda la zona de Teziutlán, el cual cobró la vida de más de cien personas. Comenzó con un movimiento rotacional que posteriormente se convirtió en flujo de escombros, la fractura que ocasiono el movimiento, corresponde al lineamiento de la barda del panteón que se localiza en la parte superior de la ladera: las líneas en rojo indican el escarpe del movimiento.

El otro proceso de remoción en masa reconocido en el área se refiere a la formación de flujos de escombros por erosión vertical de las paredes que constituyen las profundas barrancas en el norte del área de estudio, hacia el área de Ahuateno, San Diego y alrededores. Este tipo de proceso se ubica sobre las paredes casi verticales en pendientes mayores a los 40°. No se observa ningún escarpe bien definido, y el material removido, debido a sus características sedimentológicas (material arenoso privó de fracción arcillosa) forma únicamente pequeños abanicos de detritos. Estos procesos cubren un área de alrededor 0.15 km². Debido al corto alcance del movimiento a causa del poco material removido, este proceso no ocasionó ningún impacto a la población, además de localizarse en áreas alejadas de asentamientos humanos (Figura 26). En términos generales, este tipo de movimiento corresponde a una erosión superficial de las paredes de los cañones como respuesta a los fallamientos graduales que son comunes durante las lluvias intensas, como es el caso de la zona de estudio.

V. ZONIFICACIÓN DE PELIGRO POR PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LA BARRANCA EL CALVARIO.

5.1 Metodología.

5.1.1 Tipología de modelos.

Los modelos que permiten la aplicación de distintas metodologías en el estudio del comportamiento del relieve son de gran utilidad, ya que permiten fundamentar las teorías que facilitan la cuantificación de parámetros físicos químicos y hasta antrópicos que caracterizan a un área determinada.

En los últimos treinta años se han desarrollado distintos tipos de métodos para evaluar la inestabilidad de las laderas. Se distingue el análisis cualitativo y cuantitativo, los cuales a su vez, pueden ser directos e indirectos.

El enfoque cualitativo es un método directo que consiste en el mapeo geomorfológico que muestra la distribución espacial de aquellos parámetros físicos que pueden tener influencia sobre la ocurrencia de los movimientos de ladera, y así poder combinarlos para crear el mapa de peligros. Los lineamientos que se utilizan para definir la potencialidad del peligro son determinados por juicios subjetivos de acuerdo a con la experiencia del investigador (Anbalayán, 1992; Pachauri, 1992).

El enfoque cuantitativo, es un método indirecto que se basa en la estimación de aproximaciones de áreas que han estado libres de cualquier tipo de movimiento de ladera, pero que cuentan con las condiciones físicas (factores naturales) propicias o similares a aquellas zonas donde sí han ocurrido este tipo de procesos (Dai y Lee, 2002).

Dentro de estas aproximaciones, las más utilizadas para la elaboración de mapas de peligro se encuentran en los análisis heurísticos (index) y estadísticos.

El método heurístico se basa en un conocimiento *a priori* de las posibles causas del fallamiento de laderas en el área en estudio; los factores de inestabilidad son clasificados y favorecidos de acuerdo con el supuesto grado de importancia que tienen cada uno de estos factores para causar los movimientos en masa. Este tipo de análisis es directamente dependiente del conocimiento de la actividad de los procesos geomorfológicos, ya que puede concretarse en reglas que expliquen las condiciones geomorfológicas específicas que permiten el movimiento de laderas (Carrara, 1978; Cardinalli et al., 1994).

Los métodos estadísticos o probabilísticos se basan en las relaciones establecidas por los factores naturales y la distribución de los deslizamientos antiguos y recientes. La importancia de cada factor se establece de acuerdo con cálculos realizados por programas computacionales especializados (Clerici et al., 2002). De esta forma la elaboración de mapas de peligros resulta mucho más objetiva, ya que las determinantes de la inestabilidad de laderas y sus interrelaciones son evaluadas con base en la estadística, siempre y cuando ésta sea confiable y adecuada a los objetivos del estudio.

La funcionalidad de estos tipos de análisis estadísticos es directamente dependiente de la cantidad y calidad de los datos colectados; un error en la localización o en la representación de las dimensiones del movimiento de ladera disminuirán la probabilidad de predicción del modelo (método).

Dentro de los métodos estadísticos existen técnicas que facilitan el estudio de los peligros naturales, las cuales difieren esencialmente en el procedimiento estadístico usado (univariado o multivariado) y en el tipo de unidades (unidad del terreno) con las que

se requiera trabajar (Carrara et al., 1996). Las técnicas multivariadas son las más utilizadas, especialmente la regresión logística, el análisis discriminante y condicional.

El análisis de regresión logística, se basa en la estimación de la probabilidad que resulta de la combinación de variables independiente y dependientes. En el análisis discriminante, el objetivo es maximizar la distancia (separación) entre dos o más grupos predefinidos de objetos, con base en la combinación lineal (función discriminante) de variables conocidas o establecidas (variables discriminantes).

El análisis condicional tiene un lugar especial dentro de todas las técnicas multivariadas, debido a su simpleza conceptual y técnica, siendo altamente compatible con SIG por la rápida obtención de resultados que pueden ser analizados fácilmente (Clerici et al., 2002).

Esta técnica se basa en el teorema de Bayes, el cual propone que la frecuencia de datos (base de datos), tales como el área afectada por procesos de ladera o el número de este tipo de movimientos pueden ser utilizados para calcular las probabilidades que dependen del conocimiento de eventos previos (Morgan, 1968).

Además, este análisis parte de la suposición que, “el fallamiento de una ladera en el futuro será más probable que ocurra bajo aquellas condiciones que en el pasado propiciaron la inestabilidad del relieve”.

De esta forma, la aplicación de la técnica (análisis condicional) comienza en relación con una subdivisión particular del relieve que se conoce como “Unidades de condición única” (Unique Condition Units); (Carrara et al., 1995).

Por tanto, el análisis condicional, estima la relación probabilística entre el número de características naturales o factores y la ocurrencia o distribución de los procesos de ladera

en una región determinada. Es importante señalar que es esta última técnica la empleada para la elaboración de zonificación de peligro en la barranca El Calvario.

Por otra parte, se puede advertir que la aplicación de modelos estadísticos se encuentra vinculada al desarrollo de una tecnología que permite y facilita el procesamiento de datos relevantes en la evaluación de los peligros naturales. Es por ello que actualmente, los sistemas de información geográfica (SIG) han tenido un gran desarrollo en la comunidad científica, debido a la difusión de sistemas computacionales como herramientas eficientes y necesarias en el estudio de las ciencias de la Tierra (Carrara, 1989; Soeters et al., 1991; Carrara et al., 1991).

El avance de los SIG en los últimos años ha facilitado el procesamiento y manejo de datos, que anteriormente resultaba ser un trabajo largo y tedioso. La creación de bases de datos es de tipo digital en formato raster compatibles con un SIG, especialmente diseñadas e implementadas para el área de estudio en cuestión. En la mayoría de los casos, la obtención de datos se realiza mediante la digitación y registro dentro de esta base de datos tipo raster, usando el pixel como unidad mínima dentro de este tipo de formato digital (Carrara et al., 1996).

Los modelos digitales de elevación (MDE) son un ejemplo de la creación de bases de datos digitales, ya que registran o semejan la representación actual del relieve, a partir de los cuales se puede calcular los parámetros morfométricos (como mapas de pendientes, de densidad de drenaje y de exposición de laderas) que caracterizan a la zona de estudio.

En la mayoría de los casos los científicos seleccionan una estrategia o método en particular para evaluación de algún peligro natural, el cual depende tanto de las características operacionales del SIG como de los requerimientos técnicos y científicos del análisis.

5.1.2 Enfoque en la evaluación de peligro por procesos de remoción en masa.

Ya que la aplicación de modelos estadísticos o probabilísticos se basa en el estudio del peligro natural para su posible evaluación, resulta importante definir algunos conceptos o enfoques que faciliten el entendimiento de la metodología del presente trabajo.

De acuerdo con Varnes (1984), un peligro natural es la probabilidad de ocurrencia dentro de un periodo específico y en un área dada, de un fenómeno potencialmente dañino.

Como resultado de la identificación y estudio detallado del peligro natural (que en el caso de este trabajo son los procesos de ladera) se realiza la zonificación de la susceptibilidad de los procesos de remoción en masa, entendiendo por susceptibilidad el grado de potencial de ocurrencia de este tipo de procesos. Dicha zonificación se basa en la división de la superficie del relieve, dentro de áreas que se categorizan de acuerdo al grado de potencialidad de un peligro natural actual (procesos de ladera); son mapas que muestran donde ocurren los procesos de ladera o predicen donde pueden ocurrir este tipo de movimientos, mediante un rango numérico de estabilidad relativa de las laderas.

Por lo tanto, el objetivo de realizar una zonificación de peligro, es conocer la distribución espacial de los factores desencadenantes de los movimientos de ladera con la ayuda de un modelo de inestabilidad espacial que se fundamenta en las características geológicas y geomorfológicas del área de estudio en cuestión.

Por lo tanto, la zonificación de peligro se encuentra enfocada a predecir donde ocurrirá un posible fallamiento de ladera, sin algún tipo de indicación que muestre cuando podrá ocurrir este tipo de procesos. Siendo así la parte esencial en el estudio de la predicción de áreas potencialmente susceptibles, con el objetivo de aminorar el daño causado por este tipo de peligro natural, a través de una adecuada planeación.

Es importante mencionar que la evaluación de un peligro constituye la primera etapa en el análisis de los riesgos y desastres naturales, ya que la evaluación de estos requiere un nivel de análisis más complejo en el cual se toman en cuenta parámetros socioeconómicos de la población. Por tanto en el presente trabajo solo se analiza el área hasta el nivel de análisis de peligro, siendo así un trabajo útil y primordial para trabajos posteriores que abarquen hasta el grado de riesgo o desastre.

5.1.3 Antecedentes de la metodología empleada.

A partir de 1970 se han propuesto distintos métodos estadísticos para evaluar la probabilidad de ocurrencia de los procesos de ladera, aunque en los últimos años, estas metodologías se han basado en SIG como una herramienta fundamental en el estudio de este tipo de procesos (Clerici et al., 2002).

De acuerdo con Carrara (1995), Soeters y Westen (1996), las etapas a seguir en los modelos estadísticos o probabilísticos se pueden generalizar en un modelo conceptual común:

1. Mapeo de los procesos de ladera (Inventario: topología, dimensión, magnitud, actividad, movimientos históricos y actuales).

2. Mapeo de los factores naturales (ambientales) que supone se encuentran directa o indirectamente correlacionados con la inestabilidad de las laderas.
3. Estimación de las relaciones entre dichos factores y la inestabilidad del fenómeno.
4. Clasificación del relieve dentro de dominios de distinto grado a susceptibilidad de movimientos de ladera con base en las relaciones estimadas previamente.

En este modelo común se resumen los procedimientos empleados en los métodos estadísticos, considerando que lo único que distingue uno y otro es la variación en las operaciones estadísticas y en el tipo de SIG empleado. Entre los trabajos más recientes basados en la aplicación de SIG se encuentran los realizados por Dai y Lee (2002) y Clerici (et al., 2002).

Dai y Lee (2002), proponen una modelación de la inestabilidad de laderas mediante un SIG utilizando el *software* Arcview, en la Isla Lantou, Hong Kong. Se utilizó el modelo estadístico de regresión lineal múltiple, el cual considera varios parámetros físicos que pueden afectar la probabilidad de la ocurrencia del fenómeno. Se reconoce valores escalares o binarios como variables independientes, lo cual permite el uso de variables que no son continuas, esto es de gran ayuda debido a que ningún tipo de factor natural es constante en un área determinada. Dentro de las variables independientes (parámetros físicos) que se incluyeron son mapas de litología, pendientes, dirección de las laderas, elevación, elevación, morfología y tipo de uso de suelo.

Una de las ventajas que tiene este modelo sobre otro tipo de técnicas, es que la variable dependiente puede tener solo dos valores que son representados por la presencia o ausencia de movimientos de ladera (los cuales son representados en los mapas), de tal forma estos valores en términos probabilísticos son forzados a caer dentro de un intervalo entre cero y uno. De esta forma la variable dependiente es una variable binaria representada por la presencia o ausencia de deslizamientos. Los coeficientes probabilísticos obtenidos de la combinación de variables fueron calculados (dentro del intervalo mencionado) en un algoritmo natural que puede ser utilizado en una base digital de datos de un SIG, para producir los mapas finales.

Cabe señalar que los coeficientes finales de probabilidad no fueron obtenidos de variables independientes dinámicas, es decir, que desencadenan la ocurrencia de un movimiento de ladera, tales como la concentración de precipitación, sino con base en parámetros físicos casi estáticos, como los mencionados anteriormente. Lo anterior resulta importante ya que la estimación de las variables dinámicas tiende a dificultarse debido a que su comportamiento y temporalidad en el espacio no es constante, sin embargo, en términos de probabilidad el empleo de estas variables dinámicas resulta más confiable, ya que se estaría analizando parámetros (físico-químicos) directos desencadenantes de un movimiento inmediato.

Por su parte, Clerici (et al., 2002), utiliza el análisis multivariado condicional para realizar una zonificación de peligro por procesos de ladera en la cuenca del río Parma, Italia.

Es importante señalar, que con base en este tipo de análisis se llevó a cabo la zonificación de peligro por procesos de remoción en masa en la barranca el Calvario-

Teziutlán. Puebla, ya que tanto su simpleza conceptual como su procedimiento estadístico permite la rápida obtención de resultados, los cuales son sencillos de analizar. Sin embargo, tanto las características operativas como el tipo de *software* empleado, varían en comparación con la propuesta realizada por Clerici (et al., 2002), pero aplicación de SIG se encuentran los realizados por Dai (et al., 2002) y Clerici (et al., 2002), sin dejar de satisfacer todos los objetivos estadísticos efectuados en el programa empleado por dichos autores.

Ya que el objetivo del análisis condicional es la estimación de la relación probabilística entre el número de características naturales o factores y la ocurrencia o distribución de los procesos de ladera en una región determinada, los factores naturales considerados en el análisis presentado por Clerici (et al., 2002), fueron: la litología, el ángulo de la pendiente, la altitud, la dirección de las laderas, el uso del suelo y la precipitación media anual de acuerdo con las estaciones meteorológicas de la zona.

Cada uno de los factores es subdividido en un número conveniente de categorías, los cuales posteriormente son cruzados o vinculados entre sí hasta obtener todas las posibles combinaciones de las clases de los distintos factores. De esta forma, cada combinación específica representa una "unidad de condición única"(UCU); (asumiendo la condición mencionada anteriormente del fallamiento de las laderas).

En función de esta condición, la relación probabilística se lleva a cabo. De esta forma el método define la probabilidad de ocurrencia de los procesos de ladera mediante un *software* que calcule la densidad de procesos de ladera en relación con cada combinación las diferentes clases de los distintos factores, cada una de las combinaciones representa una

Unidad de Condición Única (UCU). Por tanto, la función central del programa se encuentra en el cálculo de la densidad de los movimientos de ladera en las distintas UCUs (Figura 29).

El concepto de densidad de un movimiento de ladera, se basa en el principio estadístico de frecuencia de un evento (que en este caso es el movimiento de ladera), que se interpreta como la densidad de un evento. Es decir, el resultado obtenido de la densidad de un proceso de ladera es igual a la probabilidad de que un movimiento de ladera pueda ocurrir, y equivale a la susceptibilidad de ocurrencia del proceso. Por tanto, la condición probabilística esta dada por la siguiente relación:

$$P(L | UCU) = \text{área del deslizamiento} / \text{área UCU}$$

Donde la probabilidad de ocurrencia (P) de un movimiento en masa (L) determinada por una combinación de factores únicos (UCU), está dada por la densidad de deslizamiento en aquellas UCUs.

Entre las limitaciones de esta técnica se encuentra el número limitado de factores subdivididos en un determinado de clases, ya que en consecuencia, se obtendría UCUs de tan pequeñas dimensiones que tendrían poco valor estadístico para ser útiles en la interpretación de resultados. Además, un cambio eventual en los factores seleccionados, o simplemente su reclasificación implicaría volver a realizar todo el procedimiento.

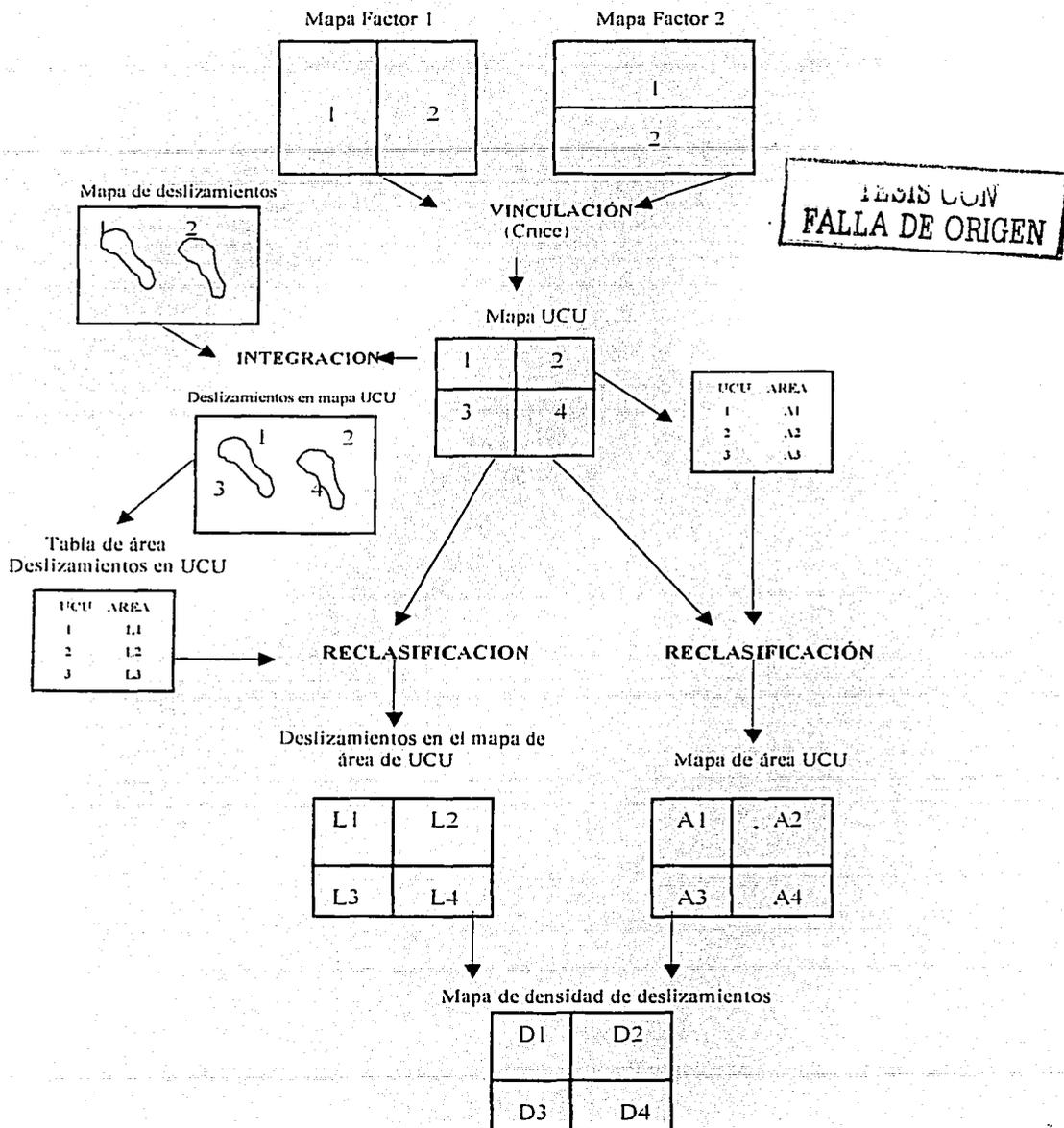


Figura 29. Procedimiento del programa para el cálculo de densidad de deslizamientos (Clerici, 2002).

Con el objeto de aminorar estas limitaciones Clerici (et al., 2002), crearon un programa llamado GIS GRASS (Geographical research análisis support sistem), en el cual, mediante una serie de comandos se simplifica todo el procedimiento ante un mínimo cambio.

De acuerdo con este programa, el área de cada UCU (mapa de área de UCU) es registrada en una tabla de área de UCU, que posteriormente es usada para reclasificar el mismo mapa de UCU. Posteriormente, el mapa raster de distribución y forma de los movimientos de ladera es cruzado o vinculado al mapa de área de UCU, el valor de las categorías de la UCU en la cual los deslizamientos son localizados, es entonces asignado a cada pixel que conforma los deslizamientos. De esta forma, cada pixel del mapa obtenido (de la vinculación de deslizamientos en el mapa de área de UCU), contiene la extensión de los deslizamientos en la UCU, donde cada pixel es localizado. Finalmente, el mapa de densidad de deslizamientos se obtiene simplemente dividiendo los deslizamientos en el mapa de área de UCU por el mapa de área de UCU (Figura 29).

Aparentemente, el procedimiento se puede considerar complejo, sin embargo, puede ser fácilmente codificado y automatizado con la ayuda del programa SIG GRASS, que permite una rápida ejecución de todo el proceso.

5.2 Aplicación del análisis estadístico multivariado condicional en la barranca el Calvario - Teziutlán, Puebla.

Para la elaboración del mapa final de peligro se relacionó la densidad de ocurrencia de los deslizamientos con respecto a las características geomorfológicas y geológicas del área de estudio.

Se debe mencionar que para la obtención de estos valores se elaboraron los distintos mapas temáticos (de factores o parámetros) necesarios, los cuales han sido descritos en capítulos anteriores (Geología y Geomorfología).

Aunque más adelante se explica con mayor detalle, es importante mencionar que en el reconocimiento de los deslizamientos se hizo considerando a todos ellos como activos, con la finalidad de poder muestrear el peor escenario, ya que antes del evento de octubre de 1999 algunas de las zonas afectadas no presentaron ningún tipo de movimiento en masa.

Con base en la metodología expuesta en el apartado anterior, se realizó la zonificación de peligro por procesos de remoción en masa. Sin embargo, existen diferencias, tanto de las características operativas, en el tipo de *software* empleado, como en la definición del tipo de unidad de trabajo; sin dejar de satisfacer todos los objetivos estadísticos efectuados en el programa empleado (SIG GRASS) por Clerici (et al., 2002), mencionado anteriormente.

Para la elaboración de este trabajo se utilizó el *software* ILWIS 3.0 (The integrated land and water information system), desarrollado por el International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences; Enschede, Países Bajos. Este SIG permite generar y analizar datos geográficos sobre los patrones espacio-temporales que caracterizan los procesos ocurridos sobre la superficie terrestre (Figura 30).

De acuerdo al programa, el método se basa en el siguiente algoritmo:

$$\ln R = \ln \left(\frac{\text{Densclas}}{\text{Densmap}} \right) = \ln \left(\frac{\text{Npix (Si)}}{\text{Npix (Ni)}} \right) = \ln \left(\frac{\sum \text{Npix (Si)}}{\sum \text{Npix (Si)}} \right)$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Donde:

R = probabilidad de la ocurrencia de un proceso de remoción en masa dada por la combinación entre el mapa de ocurrencia y una cierta clase de factor o parámetro (clases de pendientes o tipo de unidad geológica).

$Densclas$ = la densidad del deslizamiento dentro de cada clase de factor o parámetro.

$Densmap$ = la densidad del deslizamiento dentro del mapa entero.

$Npix(Si)$ = número de pixeles, dentro de los cuales contienen los deslizamientos, en una cierta clase de parámetro o factor.

$Npix(Ni)$ = número total de pixeles en una cierta clase de factor o parámetro.

La técnica se basa en el cruce o vinculación de mapas, de movimientos de ladera y los de factores (parámetros). El resultado del cruce de los mapas es registrado en una tabla (Cuadro 7), la cual es utilizada para calcular la densidad de deslizamientos por cada clase de parámetro o factor (por ejemplo: mapa geológico o de pendientes). En este trabajo la densidad de deslizamiento por clase se divide entre la densidad de los deslizamientos en el área total del mapa. El algoritmo es usado para obtener valores negativos cuando la

densidad es menor que la normal, y valores positivos cuando la densidad es superior que la normal; de tal forma que la obtención de estos valores se interpreta como una relación directamente proporcional, entre mayor sea el valor de densidad habrá mayor posibilidad de que ocurra un proceso de remoción en masa en un área determinada. De esta manera, la zonificación de peligro por procesos de ladera puede ser creada mediante la combinación de dos o más de estos mapas de valores de probabilidad resultantes (Figura 30).

5.2.1 Etapas de trabajo para la elaboración del mapa de peligro.

La elaboración de la zonificación de peligro se puede explicar mediante etapas de trabajo. Es importante mencionar que, con la finalidad de dar una continuidad lógica al trabajo, tanto el modelo Modelo Digital de Elevación (MDE), los mapas temáticos (factores), como el mapa de distribución de deslizamientos, son explicados en capítulos anteriores, los cuales presentan las primeras etapas de trabajo. En el siguiente apartado sólo resta mencionar la importancia técnica y metodológica de la elaboración de cada uno de ellos en la aplicación del AEMC, para la creación del mapa final de peligro.

5.2.2 Primera, segunda y tercera etapa de trabajo.

La construcción del MDE es la primer etapa de trabajo para la aplicación del AEMC, ya que es fundamental para la creación de algunos de los mapas de factores que se utilizaron para identificar áreas susceptibles a movimientos de ladera, como los mapas de pendiente, exposición y formas del relieve (Figura 10).

Análisis Estadístico Multivariado Condicional

Mapa de ocurrencia de deslizamientos

Mapas de factores (parámetros)

Mapas de valores (resultado del paso 3)

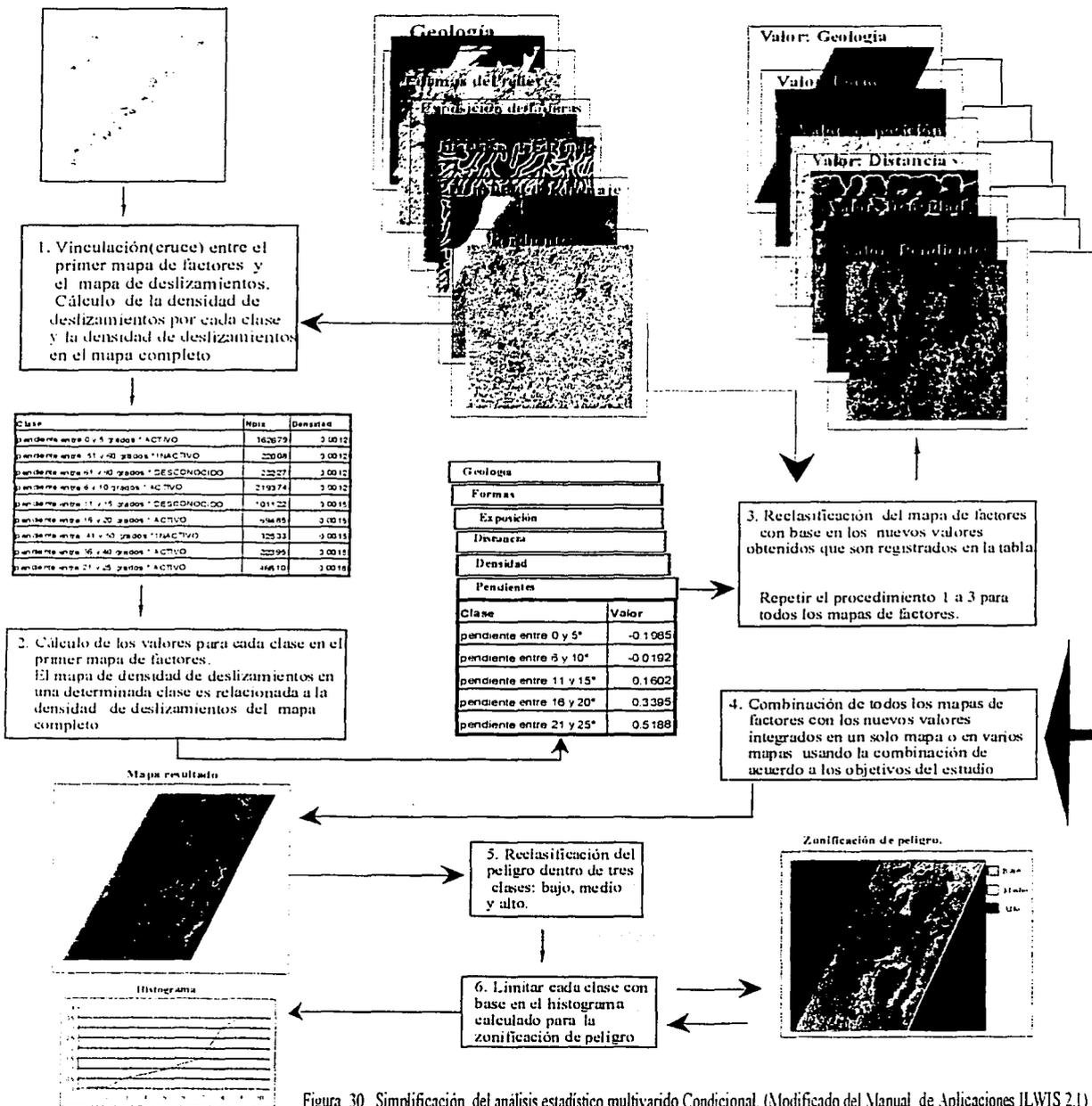


Figura 30. Simplificación del análisis estadístico multivariado Condicional. (Modificado del Manual de Aplicaciones ILWIS 2.1)

La elaboración de los mapas de factores o parámetros representa la segunda etapa de trabajo, resultan útiles por que reflejan de una forma cuantitativa las características físicas y el comportamiento del relieve del área de estudio, y así permiten conocer los parámetros físicos con mayor influencia en la ocurrencia de los procesos de remoción en masa, así como las posibles relaciones entre cada uno de ellos (Dai y Lee, 2002). De esta forma se consideran seis mapas de factores: geología, pendientes, exposición de laderas, formas del relieve, distancia y densidad del drenaje.

Finalmente, la elaboración del mapa de distribución (ocurrencia) de movimientos de ladera (base de datos), constituye la tercera etapa de trabajo, su elaboración ya fue explicada en el capítulo anterior (Figura 21 y Cuadro 6), por lo que solo resta enfatizar algunos aspectos.

Es importante recordar que en el caso de esta tesis sólo se trabajó con el dominio de tipo de actividad y movimiento, esto no quiere decir que el resto de los tipos de dominio (explicados en el capítulo anterior), no sean útiles para la aplicación de este análisis, sin embargo se consideró que la aplicación de todos los dominios resultaría un proceso largo y repetitivo, sin embargo, el registro de todas las características de los movimientos resulta una base de datos completa y confiable.

En el caso del dominio de tipo de actividad, como ya se mencionó anteriormente, la zonificación de peligro se realizó considerando todos los deslizamientos como activos o inactivos, y en un segundo plano se modificó el dominio para considerarlos todos activos. Esta modificación se hizo con el objeto de presentar los dos tipos de escenarios: considerando solo los deslizamientos ocurridos a finales de 1999 y en el supuesto caso que toda la zona fuera activa (considerando también a los deslizamientos reactivables e

inactivos como activos), con la finalidad de conocer otras áreas que resultarían con alta probabilidad y que no saldrían si consideramos el dominio original. En el segundo caso (tipo de movimiento) los deslizamientos se clasifican de acuerdo con la interpretación de las fotografías aéreas. Por tanto, la metodología expuesta para este trabajo se ejemplifica únicamente con base en el tipo de actividad de acuerdo con la columna de dominio original no modificada.

Finalmente, al transformar el mapa de ocurrencia de deslizamientos a formato raster se vincula con la columna dominio de actividad, de esta forma el mapa final de movimientos de ladera se divide en áreas activas, inactivas y desconocidas (carentes de movimientos de ladera). El mapa de ocurrencia de movimientos de ladera sólo muestra la actividad de los deslizamientos (columna dominio de tipo de actividad) que pueden ser cruzados o vinculados con los mapas de factores (atributos).

5.2.3. Cuarta etapa de trabajo

Vinculación de los mapas de parámetros con el mapa de deslizamientos.

El mapa de ocurrencia de deslizamientos muestra solamente la actividad de los movimientos de ladera, este atributo es vinculado con los distintos mapas de parámetros. Para ejemplificar este procedimiento solo se tomó en cuenta el mapa de factores de pendiente para su evaluación (Figura 31). El resultado de esta operación se registra en

Cuadro 7. Tabla de valores resultado de la combinación de los mapas de pendientes y distribución de los movimientos de ladera.

El resultado de las columnas de los distintos pasos en el cálculo de densidades también son mostrados.

Vinculación de mapas	Actividad	Clases de ladera	Numero de pixeles por clase de ladera y tipo de actividad			Paso 2	Paso 1	Paso 3	Paso 4	Paso 5	Paso 6	Paso 7
ACT.LADERA		ADERASLOP	PIX	REA	IPSILOPOT	PIKACT	IPSLGPEACT	IPMAPTOT	IPMAPACT	DEJISCLAS	DEJISMAP	
pendiente entre 0 y 5 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 0 y 5 grados	362679	9066979	364154	0	446	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 51 y 60 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 51 y 60 grados	22098	550204	22186	0	109	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 61 y 60 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 61 y 60 grados	23227	580679	23397	0	86	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 6 y 10 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 6 y 10 grados	219374	5484350	220395	0	340	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 11 y 15 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 11 y 15 grados	101123	2528050	101640	0	187	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 16 y 20 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 16 y 20 grados	66495	1737125	69926	0	188	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 41 y 50 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 41 y 50 grados	32533	813329	32807	0	156	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 36 y 40 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 36 y 40 grados	22396	559879	22542	0	68	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 21 y 25 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 21 y 25 grados	46610	1165290	46896	0	127	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 26 y 30 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 26 y 30 grados	36551	913779	36765	0	81	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 31 y 35 grados * DESCONOCIDO	DESCONOCIDO	pendiente entre 31 y 35 grados	27367	684179	27516	0	59	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 16 y 20 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 16 y 20 grados	186	4700	69926	186	188	968240	1839	0.0015	0.0015	
pendiente entre 6 y 10 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 6 y 10 grados	340	8500	220395	340	340	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 0 y 5 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 0 y 5 grados	440	11150	364154	440	440	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 6 y 10 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 6 y 10 grados	220	5500	220395	0	340	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 0 y 5 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 0 y 5 grados	227	5670	364154	0	440	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 11 y 15 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 11 y 15 grados	136	3450	101640	0	187	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 16 y 20 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 16 y 20 grados	90	2470	69926	0	188	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 26 y 30 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 26 y 30 grados	43	1070	36765	0	81	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 0 y 5 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 0 y 5 grados	603	20050	364154	0	440	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 6 y 10 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 6 y 10 grados	465	11620	220395	0	340	968240	1839	0.0027	0.0015	
pendiente entre 11 y 15 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 11 y 15 grados	183	4620	101640	0	187	968240	1839	0.0027	0.0015	

95A

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Continuación Cuadro 7

pendiente entre 11 y 15 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 11 y 15 grados	187	4675	101640	187	187	968240	1830	0.0022	0.0019
pendiente entre 31 y 35 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 31 y 35 grados	17	425	27516	0	50	968240	1830	0.0022	0.0019
pendiente entre 21 y 25 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 21 y 25 grados	75	1825	46896	0	127	968240	1830	0.0018	0.0019
pendiente entre 26 y 30 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 26 y 30 grados	81	2025	36765	81	81	968240	1830	0.0018	0.0019
pendiente entre 21 y 25 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 21 y 25 grados	127	3175	46896	127	127	968240	1830	0.0018	0.0019
pendiente entre 21 y 25 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 21 y 25 grados	88	2200	46896	0	127	968240	1830	0.0018	0.0019
pendiente entre 16 y 20 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 16 y 20 grados	158	3900	66928	0	188	968240	1830	0.0030	0.0019
pendiente entre 26 y 30 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 26 y 30 grados	94	2350	36765	0	81	968240	1830	0.0030	0.0019
pendiente entre 41 y 50 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 41 y 50 grados	105	2550	32807	0	158	968240	1830	0.0030	0.0019
pendiente entre 51 y 60 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 51 y 60 grados	67	1675	22166	0	105	968240	1830	0.0030	0.0019
pendiente entre 31 y 35 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 31 y 35 grados	85	2100	27516	0	50	968240	1830	0.0048	0.0019
pendiente entre 36 y 40 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 36 y 40 grados	68	1680	22544	0	68	968240	1830	0.0048	0.0019
pendiente entre 61 y 90 grados * REACTIVABLE	REACTIVABLE	pendiente entre 61 y 90 grados	78	1975	23397	0	85	968240	1830	0.0048	0.0019
pendiente entre 36 y 40 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 36 y 40 grados	17	425	22544	0	68	968240	1830	0.0048	0.0019
pendiente entre 36 y 40 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 36 y 40 grados	68	1700	22544	68	68	968240	1830	0.0047	0.0019
pendiente entre 31 y 35 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 31 y 35 grados	50	1250	27516	50	50	968240	1830	0.0047	0.0019
pendiente entre 41 y 50 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 41 y 50 grados	158	3950	32807	158	158	968240	1830	0.0047	0.0019
pendiente entre 41 y 50 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 41 y 50 grados	19	350	32807	0	158	968240	1830	0.0047	0.0019
pendiente entre 51 y 60 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 51 y 60 grados	105	2625	22166	105	105	968240	1830	0.0038	0.0019
pendiente entre 61 y 90 grados * ACTIVO	ACTIVO	pendiente entre 61 y 90 grados	85	2225	23397	85	85	968240	1830	0.0038	0.0019
pendiente entre 61 y 90 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 61 y 90 grados	2	50	23397	0	85	968240	1830	0.0038	0.0019
pendiente entre 51 y 60 grados * INACTIVO	INACTIVO	pendiente entre 51 y 60 grados	0	150	22166	0	105	968240	1830	0.0038	0.0019

Abreviaturas: NPSLOPTOT = número de píxeles totales por cada clase de ladera. NPIXACT = número de píxeles activos. NPSLOPEACT = número de píxeles activos en cada clase de ladera. NPMAPTOT = número de píxeles totales en el mapa entero. NPMAPACT = número de píxeles activos en todo el mapa. DENSCLAS = densidad por cada clase de ladera. DENSMAP = densidad total del mapa entero

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

95B

una tabla que muestra el número de píxeles con diferentes tipos de actividad de los deslizamientos para cada clase de ladera (Cuadro 7). A partir de los valores obtenidos se puede calcular la densidad de los deslizamientos .

5.2.4 Quinta etapa de trabajo

Calculo de densidad de los deslizamientos.

Como ya se mencionó anteriormente, para ejemplificar el procedimiento los valores de densidad fueron calculados únicamente para los movimientos de ladera activos. Estos valores son calculados en la tabla elaborada en el apartado anterior incluyendo las columnas estimadas para esta etapa de trabajo (Cuadro 7). El proceso se lleva a cabo en siete pasos con base en el logaritmo presentado anteriormente, en los cinco primeros se crea un número igual de columnas, y en las dos últimas se calcula la densidad de procesos de ladera.

Paso 1. En esta columna sólo son indicados los píxeles de los deslizamientos activos, este procedimiento se hace con la finalidad de ordenar para cada clase de ladera el número de píxeles, únicamente con deslizamientos activos.

- Paso 2.** Se estima el número total de píxeles en cada clase o categoría de ladera.
- Pase 3.** Se calcula el número de píxeles con deslizamientos activos en cada clase de ladera.
- Paso 4.** Se estima el número total de píxeles en el mapa.
- Paso 5.** Se calcula el número total de píxeles con deslizamientos en el mapa.
- Paso 6.** Se calcula la densidad de deslizamientos por clase de ladera, dividiendo la columna de número de píxeles con deslizamientos activos en cada clase de ladera entre el número total de píxeles con deslizamientos en el mapa.
- Paso 7.** Se obtiene la densidad de los deslizamientos para el mapa completo dividiendo el número total de píxeles con deslizamientos activos en el mapa entre el número total de píxeles en el mapa.

De esta forma, se resume los valores finales de densidad obtenidos de acuerdo al logaritmo natural presentado anteriormente, el cual se basa en la relación de la densidad de cada clase de los distintos mapas de factores con la densidad total del mapa.

Con la finalidad de mostrar el resultado obtenido de los valores finales de densidad, se muestra un mapa de densidades (Figura 32), para ejemplificar esta etapa de trabajo, pero considerando únicamente el factor de pendientes como se mencionó anteriormente, aunque en términos prácticos no tenga ningún tipo de valor interpretativo, sin embargo, se pueden consultar estos mapas de densidad en el *CD-ROM* anexo en esta tesis.

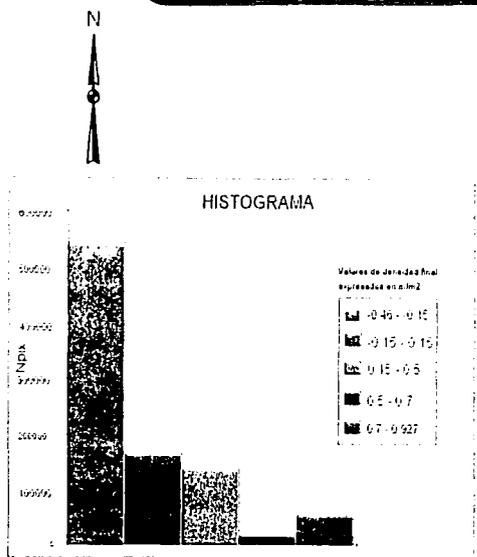
Por otra parte, es importante mencionar que el nivel de confianza con el que se trabajó para este análisis es complicado de establecer, ya que la veracidad de los resultados obtenidos es directamente dependiente de la experiencia personal en la obtención de datos primarios, como lo son la interpretación de fotografías aéreas en las propiedades físicas de los movimientos de ladera, la experiencia en campo, así como la posterior digitación de cada uno de los procesos de ladera. Esto introduce un factor de incertidumbre que no puede ser fácilmente evaluado y explícitamente incorporado en subsecuentes fases del análisis ya que depende de la calidad de los datos que se necesitan para la elaboración de este tipo de trabajo (Carrara et al., 1995).

5.2.5 Sexta etapa de trabajo

Elaboración de la zonificación de peligro por procesos de remoción en masa.

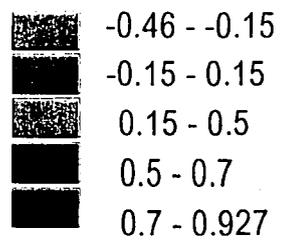
Con base en los valores obtenidos de esta relación de densidades, se puede crear los mapas de peligro mediante la selección o simple adición de los valores obtenidos por cada combinación de parámetros con la distribución de los deslizamientos.

En el caso de este trabajo, se realizaron todas las combinaciones posibles de los valores de densidad, obtenidos de la combinación de los seis mapas de factores y la distribución de los deslizamientos, y se obtuvo un total de treinta y cinco mapas finales de acuerdo con la combinación de los distintos factores y la distribución de los deslizamientos. Estos mapas se elaboraron únicamente con base en los dominios de tipo



Leyenda

Valores de densidad final expresados en m/m2.



Delimitación del área de los deslizamientos considerados en este estudio



Río

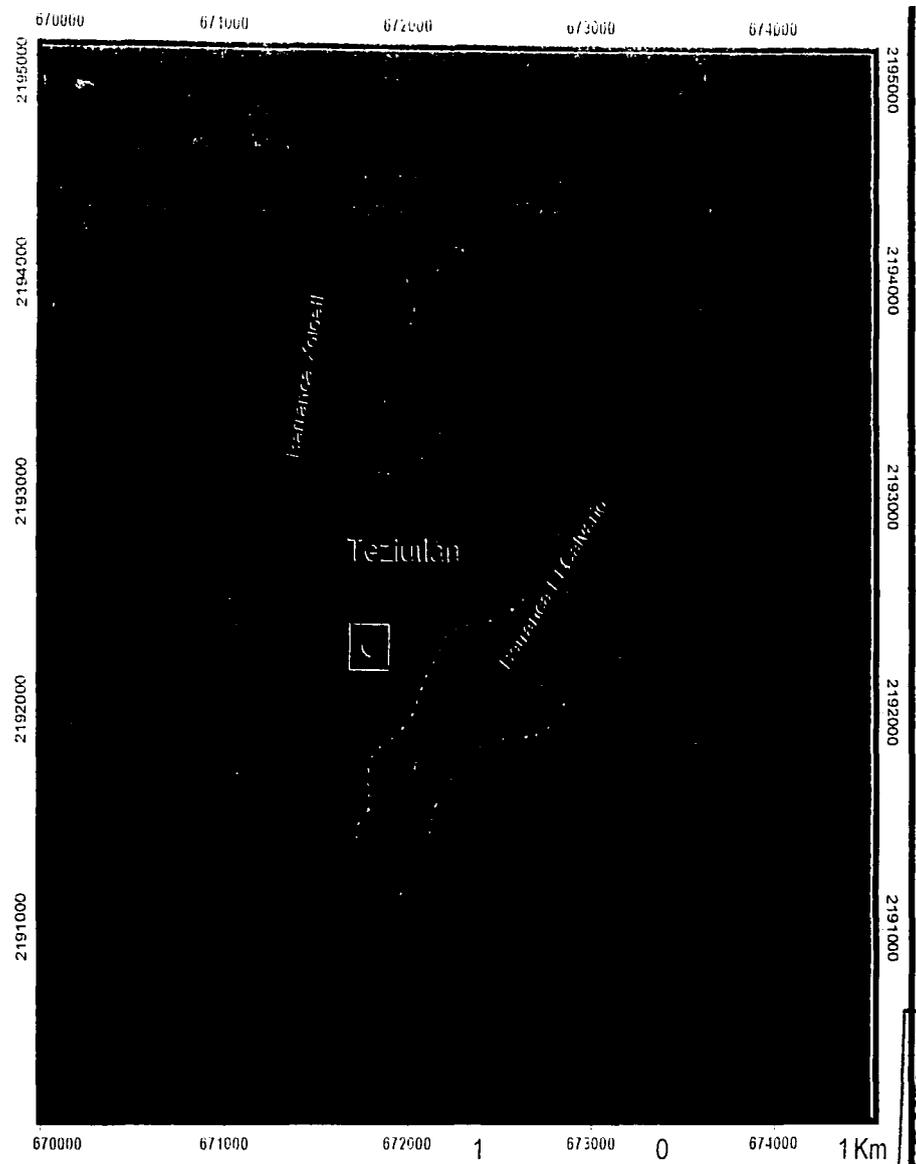


Figura 32. Ejemplo de un Mapa de Densidad Final utilizando el factor de pendientes: los valores positivos indican una probabilidad de ocurrencia de un movimiento de ladera, siendo mayor cuando el valor positivo aumenta.

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

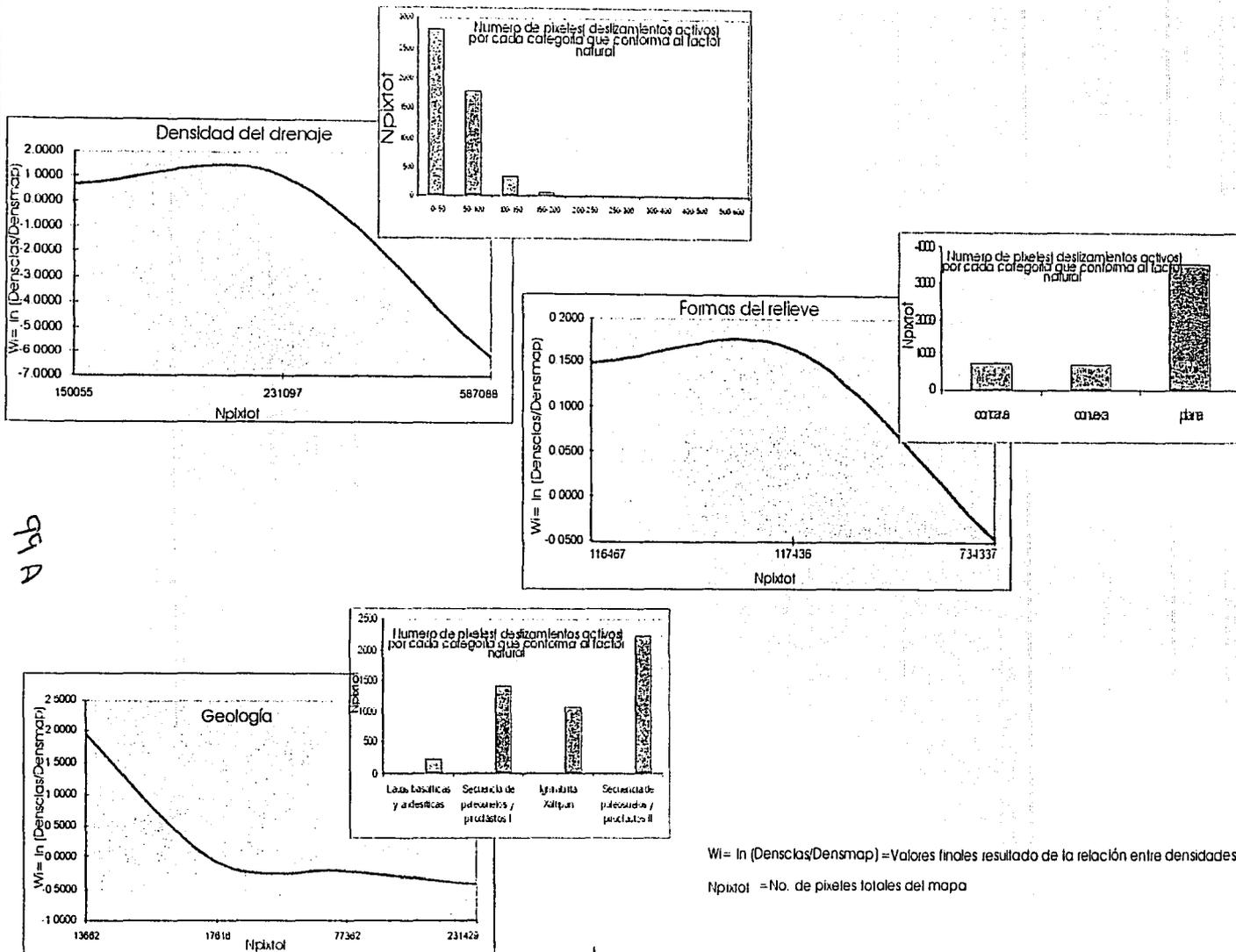
de movimiento y el tipo de actividad, considerando a los deslizamientos como activos, reactivables e inactivos y considerando a todos activos.

Posteriormente, los valores obtenidos en los distintos mapas de zonificación de peligro fueron reclasificados en categorías de peligro nulo, bajo, medio y alto, para poder ser interpretados con mayor facilidad. La delimitación de las categorías se hizo con base en el cálculo de los histogramas de cada uno de los mapas, en los cuales se muestra la distribución de pixeles en los distintos valores de densidad, lo que permitió su clasificación en pequeñas unidades.

Debido a que resultaría poco práctico la presentación de cada uno de los mapas totales de peligro, se realizó una selección de los mapas más representativos de los factores o parámetros que condicionan en mayor grado la inestabilidad de laderas para esta zona de estudio. El criterio de selección se realizó con base en los histogramas calculados de cada uno de los mapas de densidades contra el número de pixeles totales, de esta forma se identificaron los factores físicos que tienen una mayor influencia en la ocurrencia de los procesos de remoción en masa. Entre mayor es el valor de densidad, el grado de susceptibilidad aumenta, y a medida que se acerca al cero o a valores negativos, el grado de susceptibilidad disminuye hasta ser casi nulo. Se observa que los factores que muestran los valores más altos son la geología, la densidad de drenaje y pendientes, los cuales oscilan entre los 0.5 y 2.0 km/km^2 ; y en un segundo término los valores más bajos se identifican en los factores de formas del relieve, distancia del drenaje y exposición de laderas (Figura 33).

Se presentan los mapas de las posibles combinaciones dadas entre los tres factores de

HISTOGRAMAS DE DENSIDADES FINALES



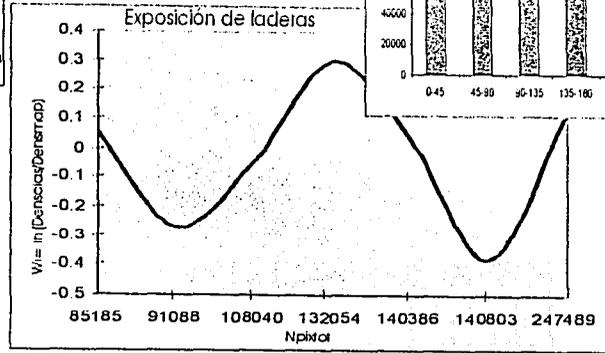
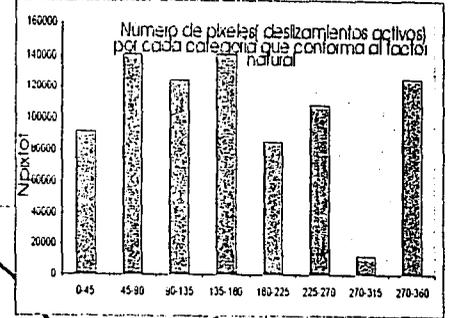
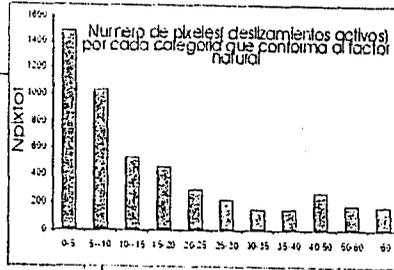
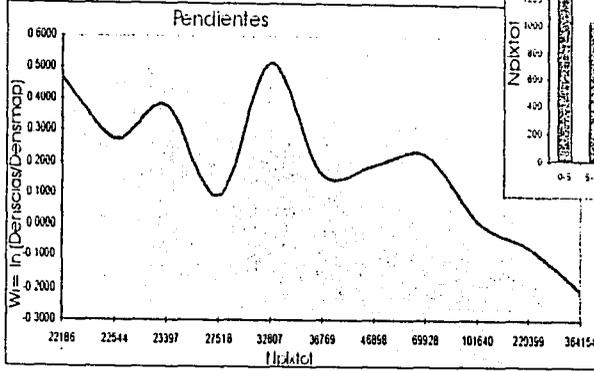
99 A

$Wi = \ln(Densitas/Densmap) =$ Valores finales resultado de la relación entre densidades
 Npixtot = No. de pixeles totales del mapa

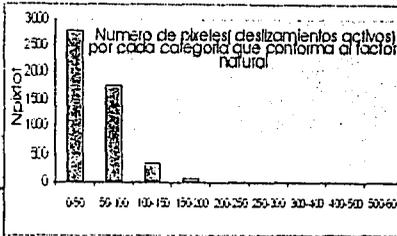
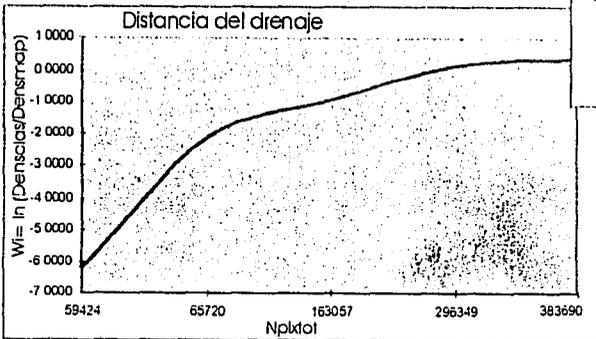
Figura 33. Histogramas de los valores finales de densidad de cada factor natural: comparación del número total de pixeles por cada categoría que constituye a cada mapa de factor para conocer en que unidad predominó los deslizamientos activos; y por otra parte se presenta los valores de densidad finales para conocer cuales fueron los mapas de factores que más condicionaron la actividad de los procesos de remoción en masa suponiendo que entre más alto sea el valor de densidad mayor será la probabilidad de ocurrencia de un proceso de ladera.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Histogramas de densidades finales



99B



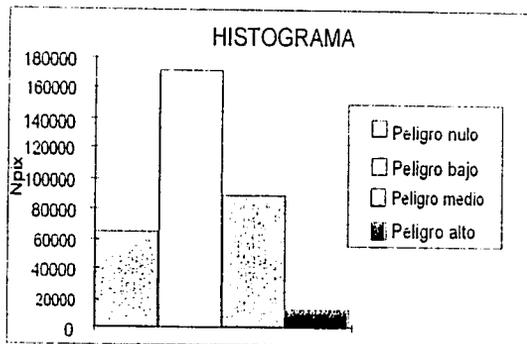
$W_i = \ln(Densclas/Densmap)$ = Valores finales resultado de la relación entre densidades

Npixtot = No. de pixeles totales del mapa

mayor peso, con base en los dominios de tipo de movimiento y el tipo de actividad que considera a los deslizamientos como activos, reactivables e inactivos (Figuras 34 a 37). Con la finalidad de presentar el resultado final completo de dicho análisis, se muestran los mapas finales resultantes de todas las posibles combinaciones de los factores naturales, pero únicamente con base en el dominio que considera a los deslizamientos como todos activos, con el propósito de conocer otras áreas que resultarían con alta probabilidad y que no saldrían si consideráramos el dominio original (áreas activas e inactivas), las Figuras 38 a 46 corresponden a este dominio. Así mismo, el resto de los mapas finales de peligro que no son presentados en este capítulo así como su representación en tercera dimensión, pueden ser consultados *CD-ROM* anexo.

5.3. Mapa final de susceptibilidad por procesos de remoción en masa

Con la finalidad de resumir la información obtenida de los mapas de peligro, se elaboró un mapa final de susceptibilidad, con base en una relación aritmética presentada por Amanti (et al., 2000) la cual es altamente compatible con un SIG, se pondera los valores finales de cada uno de los seis factores, de acuerdo con su grado de importancia o influencia en la ocurrencia de los movimientos en masa.



LEYENDA

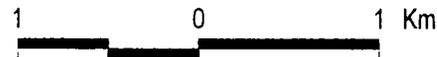
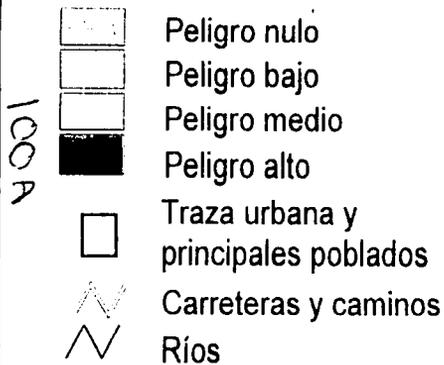
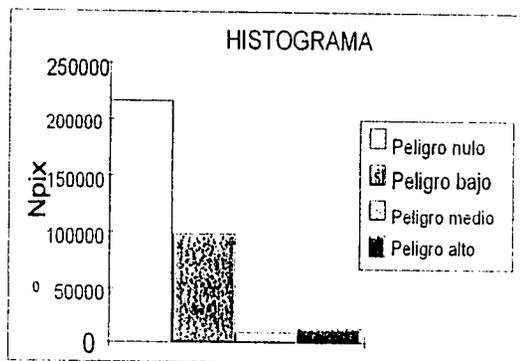


Figura 34. Mapa de peligro con base en los factores de geología y pendientes y densidad del drenaje considerando a los deslizamientos como activo, inactivo y reactivable



LEYENDA

-  Peligro nulo
-  Peligro bajo
-  Peligro medio
-  Peligro alto
-  Traza urbana y principales poblados
-  Carreteras y caminos
-  Ríos
-  Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

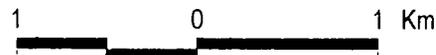
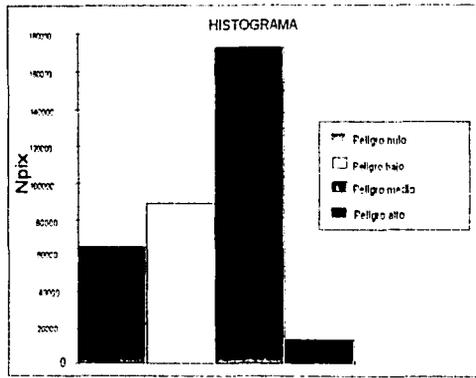


Figura 35. Mapa de peligro con base en los factores de geología y densidad del drenaje considerando a los deslizamientos como activo, inactivo y reactivable



TESIS CON
FALTA DE ORIGEN



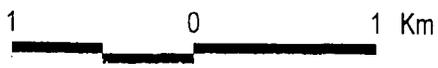
LEYENDA

-  Peligro nulo
-  Peligro bajo
-  Peligro medio
-  Peligro alto
-  Traza urbana y principales poblados
-  Carreteras y caminos
-  Ríos
-  Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio



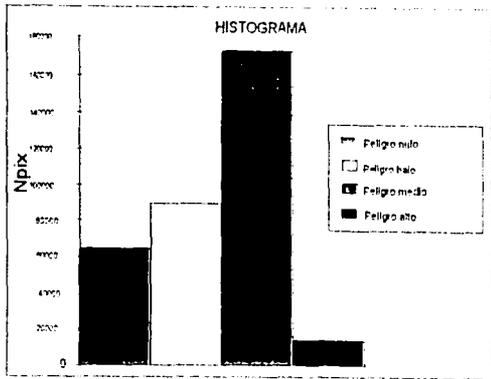
1001

Figura 36. Mapa de peligro con base en los factores de geología, y densidad del drenaje considerando el tipo de movimiento de los deslizamientos





TESIS CON
NOO SISLL
FALTA DE CHIGEM



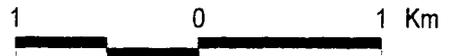
LEYENDA

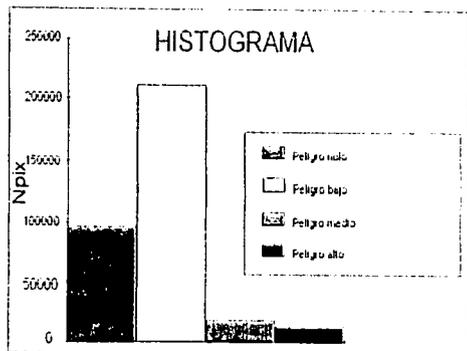
-  Peligro nulo
-  Peligro bajo
-  Peligro medio
-  Peligro alto
-  Traza urbana y principales poblados
-  Carreteras y caminos
-  Ríos
-  Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio



2091

Figura 36. Mapa de peligro con base en los factores de geología, y densidad del drenaje considerando el tipo de movimiento de los deslizamientos





SIMBOLOGÍA

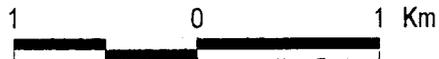


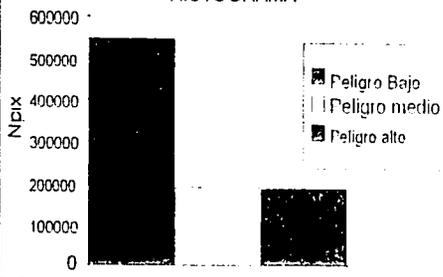
Figura 37. Mapa de peligro con base en los factores de geología y pendientes considerando el tipo de movimiento de los deslizamientos



670000 671000 672000 673000 674000

2195000
2194000
2193000
2192000
2191000

HISTOGRAMA



LEYENDA

-  Peligro bajo
-  Peligro medio
-  Peligro alto
-  Traza urbana y principales asentamientos
-  Rios
-  Carreteras y caminos
-  Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio



670000 671000 672000 673000 674000

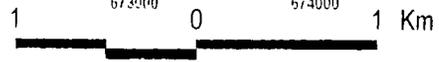
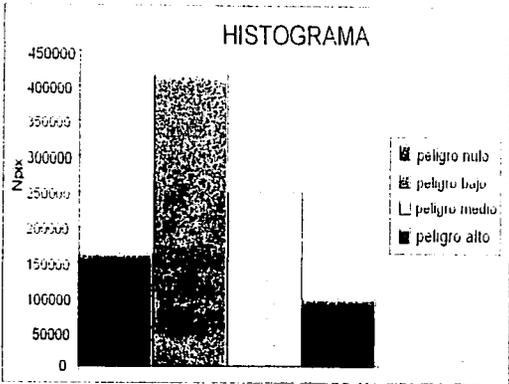


Figura 38. Mapa de peligro considerando los factores de densidad del drenaje, pendientes y formas del relieve, considerando a todos los deslizamientos como activos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Leyenda

-  Peligro nulo
-  Peligro bajo
-  Peligro medio
-  Peligro alto
-  Traza urbana y principales asentamientos
-  Carreteras y Caminos
-  Ríos
-  Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

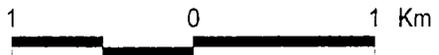
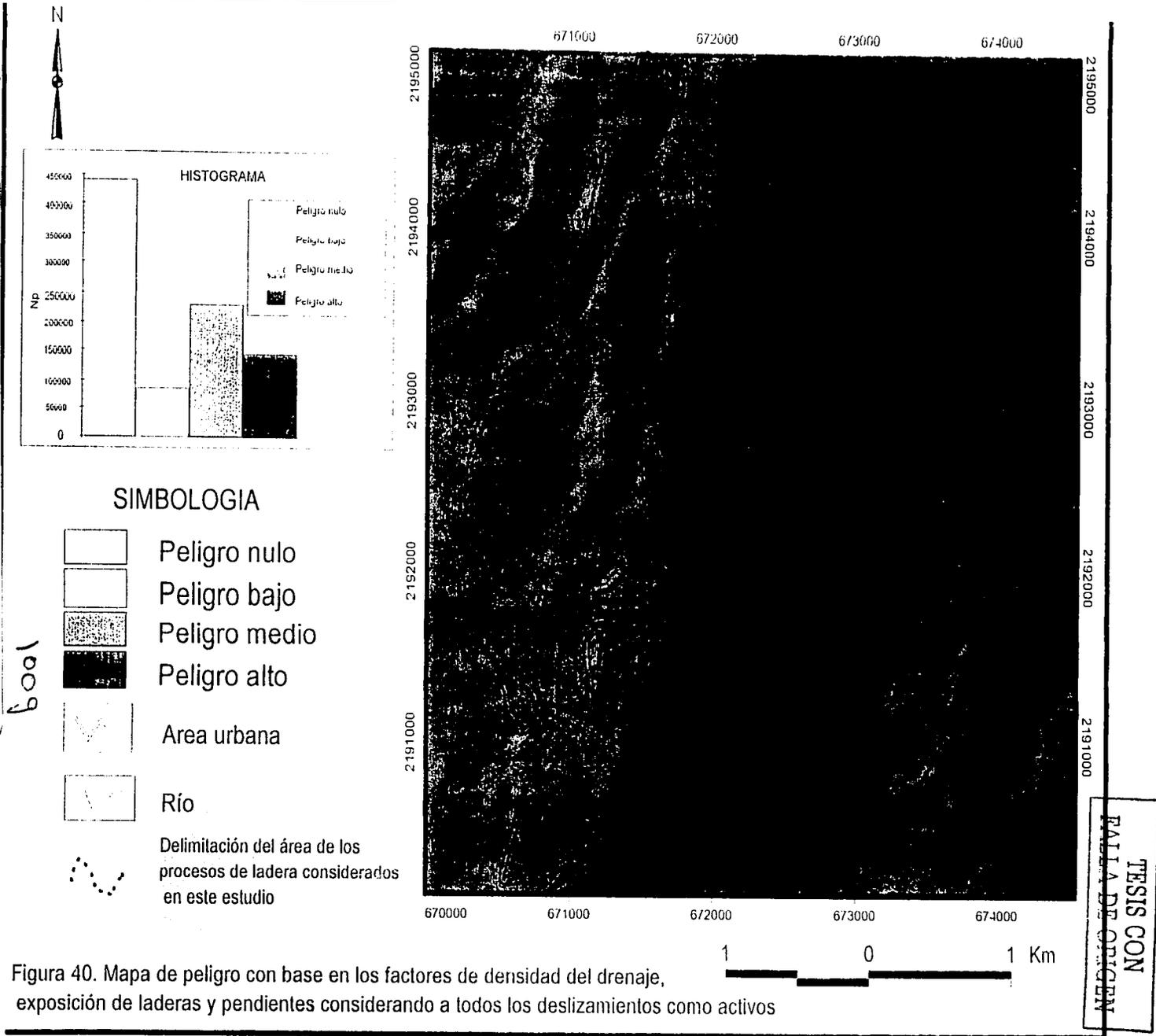


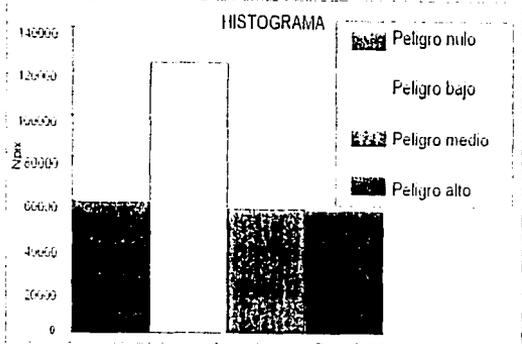
Figura 39. Mapa de peligro con base en los factores de distancia del drenaje y pendientes considerando a todos los deslizamientos como activos

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



6000

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



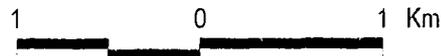
SIMBOLOGÍA

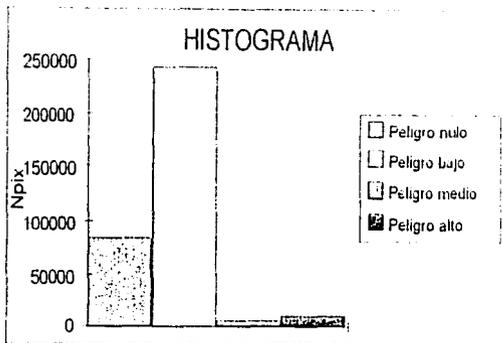
-  Peligro nulo
-  Peligro bajo
-  Peligro medio
-  Peligro alto
-  Modelo sombreado del relieve
-  Río
-  Área urbana
-  Delimitación del área de los procesos de ladera considerados en este estudio

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 41. Mapa de peligro con base en los factores de exposición de laderas y geología considerando a todos los deslizamientos como activos





LEYENDA



Peligro nulo
Peligro bajo
Peligro medio
Peligro alto



Traza urbana y principales poblados



Carreteras y caminos



Ríos



Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

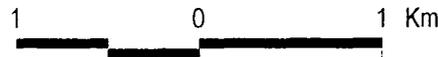
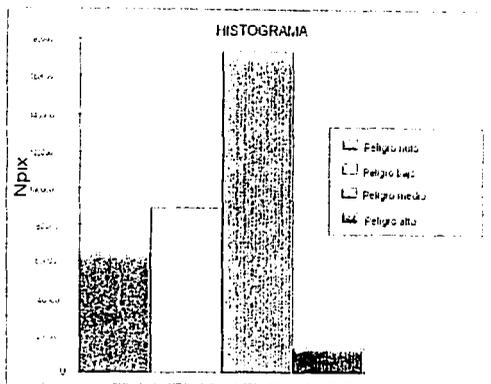
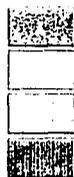


Figura 42. Mapa de peligro con base en los factores de geología y distancia del drenaje considerando a todos los deslizamientos como activos



LEYENDA



Peligro nulo
Peligro bajo
Peligro medio
Peligro alto



Traza urbana y principales poblados



Carreteras y caminos



Ríos

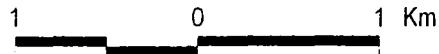


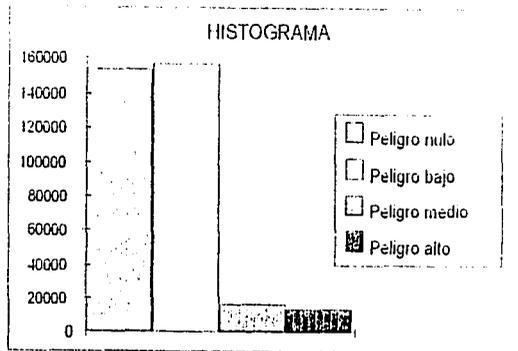
Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 43. Mapa de peligro con base en los factores de geología, densidad del drenaje y formas del relieve considerando a todos los deslizamientos como activos





LEYENDA



Peligro nulo
Peligro bajo
Peligro medio
Peligro alto



Traza urbana y principales poblados
Carreteras y caminos
Ríos

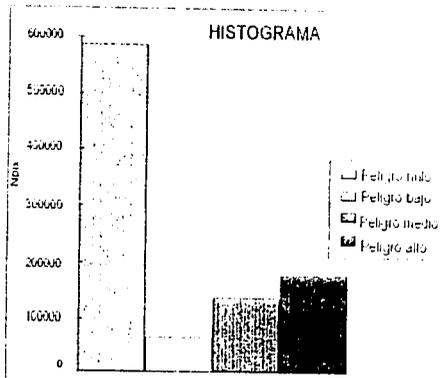


Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 44. Mapa de peligro con base en los factores de geología y pendientes considerando a todos los deslizamientos como activos



LEYENDA

- Peligro nulo
- Peligro bajo
- Peligro medio
- Peligro alto
- Traza urbana y principales poblados
- Carreteras y caminos
- Ríos
- Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

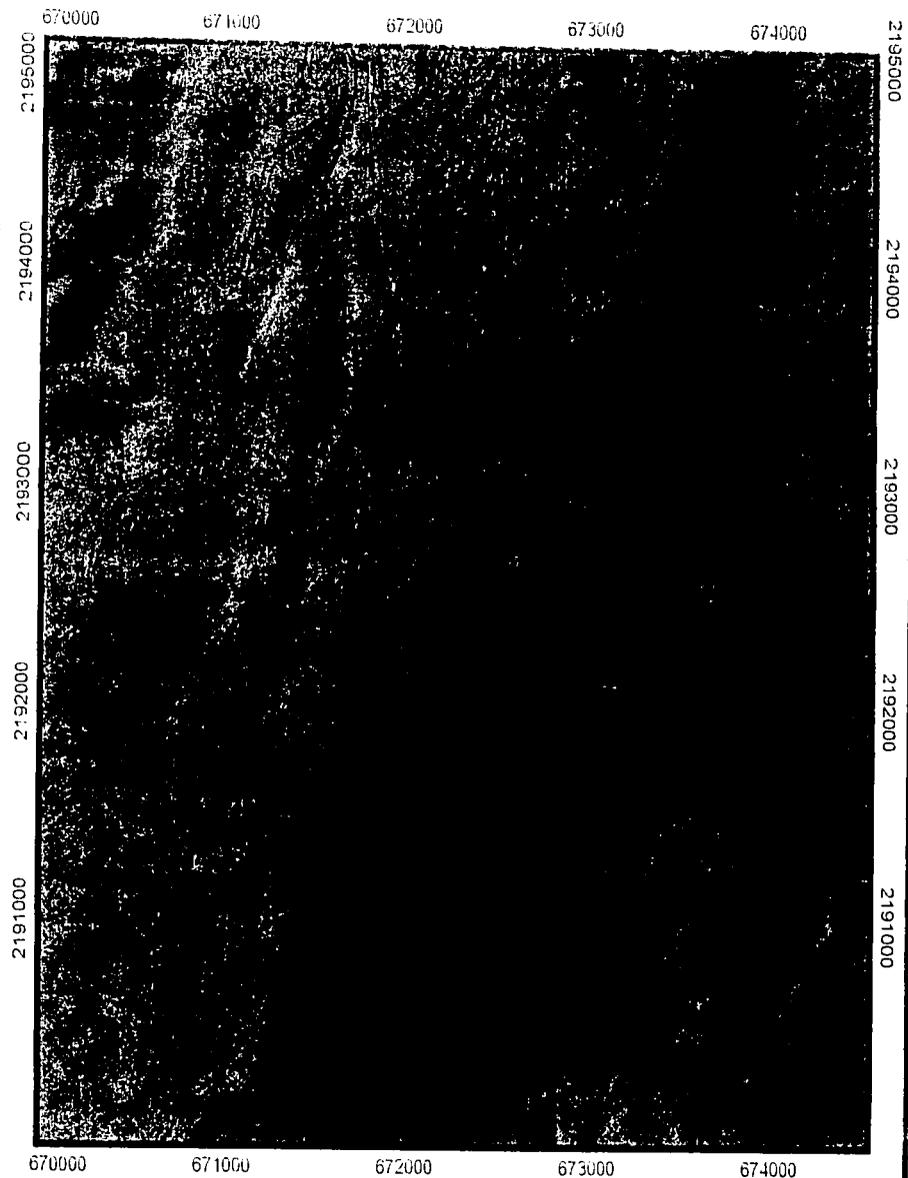
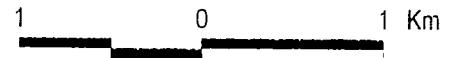


Figura 45. Mapa de peligro con base en los factores de densidad del drenaje y pendientes considerando a todos los deslizamientos como activos



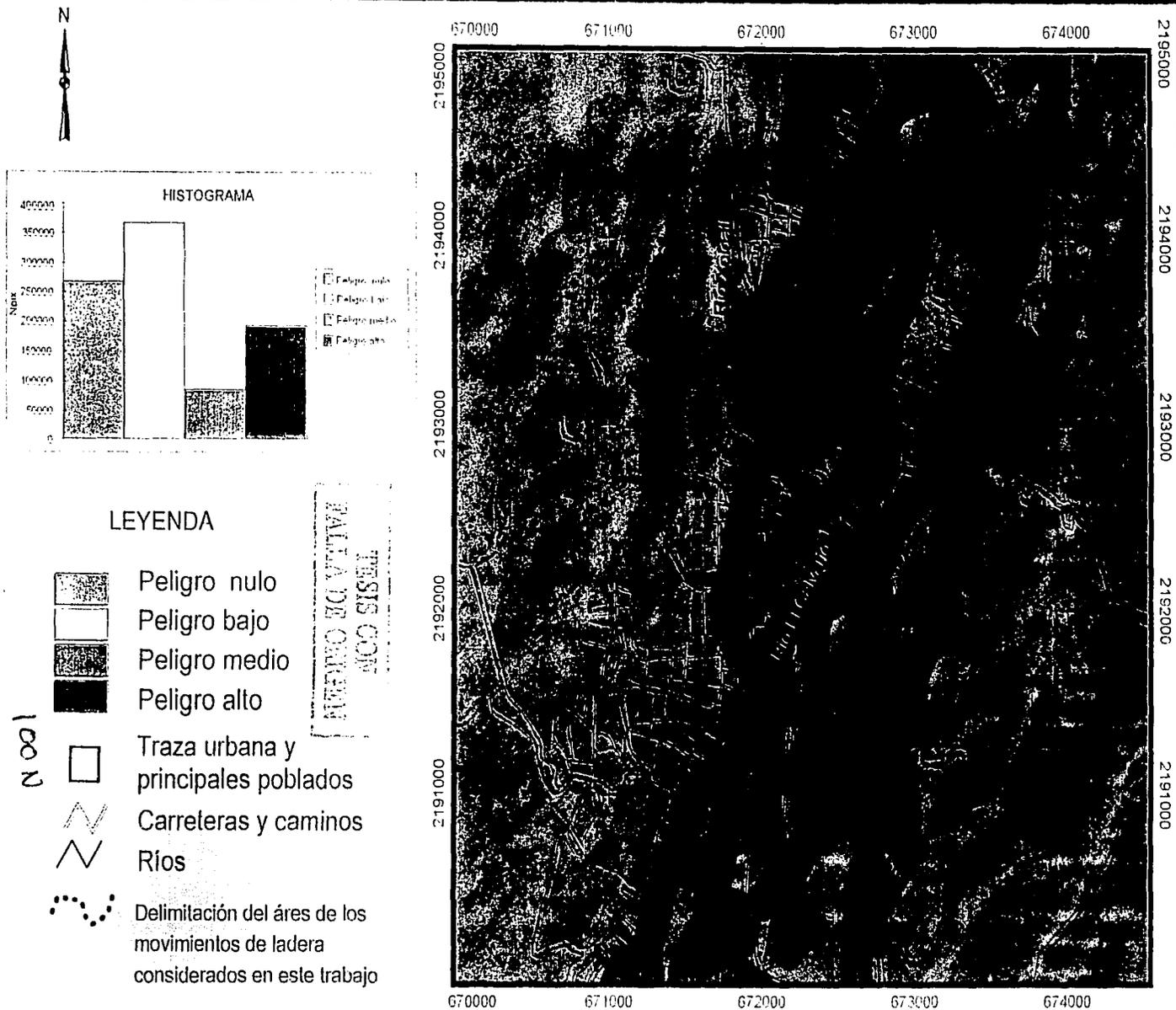


Figura 46. Mapa de peligro con base en los factores de formas del relieve, densidad del drenaje y distancia del drenaje considerando a todos los deslizamientos como activos

$$S = [G^{(1+P+D)}] * F + Dd + E$$

S= susceptibilidad

G= geología

P= pendiente

D= densidad del drenaje

F= formas del relieve

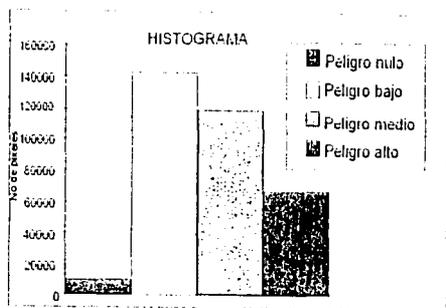
Dd= densidad del drenaje

E= exposición de laderas

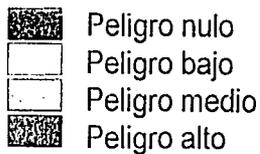
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

De acuerdo con la fórmula, los factores exponenciales corresponden a los parámetros más altos de densidad determinados en los histogramas presentados anteriormente (geología, pendientes y densidad del drenaje), y el resto de los factores que conforman la fórmula corresponden a los parámetros con menor valor de densidad (distancia del drenaje, exposición de laderas y formas del relieve) (Figura 47).

Se puede observar la estrecha relación que guardan los tres factores físicos que condicionan en mayor medida la posible ocurrencia de un movimiento de ladera. Por un lado, la estratificación de materiales de distinta composición (resistentes o poco resistentes) que caracterizan la geología de la zona pueden estar más expuestos a la erosión o a la disminución de su resistencia cuando la pendiente y el drenaje son



SIMBOLOGÍA



Principales Colonias

- 1 Xoloco
- 2 Juárez
- 3 Taxcala
- 4 La Aurora
- 5 Chignaulingo
- 6 La Legua
- 7 La Gloria

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Traza urbana y poblados.



Caminos principales



Ríos



Delimitación del área de los movimientos de ladera considerados en este estudio



101A

Figura 47. Mapa final de susceptibilidad

elevados, ya que las pendientes pronunciadas pueden propiciar la inestabilidad de los materiales que conforman las laderas, y si a esto se suma una alta densidad de drenaje que indica un alto grado de actividad hidrológica, se resume en una constante erosión de las laderas que contribuye tanto a la alteración de los materiales que la conforman, como a la pérdida de equilibrio de la misma, lo que puede ocasionar un movimiento en masa. Sin embargo, cabe señalar que a pesar del grado de importancia que tiene estos tres factores naturales, todos los parámetros en conjunto contribuyen en cierta medida a la ocurrencia de este tipo de procesos de ladera.

De acuerdo con el mapa final se identifica a la barranca del río El Calvario como el área potencialmente más susceptible a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, mostrando el nivel de peligro más alto. En particular, la zona sur de la barranca es la más afectada, cubriendo un área mayor, principalmente a partir de donde se encuentra asentada la colonia La Aurora, hasta el límite norte del Fraccionamiento Magdalena, afectando también las colonias Juárez, Lindavista, Xoloco (Figura 48), y hacia el norte las colonias Chignaulingo y La Legua. Dichas colonias se encuentran asentadas sobre las distintas secuencias de materiales ignimbríticos poco consolidados, en las proximidades o sobre las laderas de la barranca, la edificación de estas construcciones contribuye a la inestabilidad de las laderas, ya que ejerce un mayor peso sobre los materiales que las conforman, los cuales se encuentran pobremente consolidados. De tal modo, al cimentar dichas construcciones se altera el ángulo de reposo modificando la geometría original de las laderas.

El noroeste de la ciudad de Teziutlán se identificó como otra de las áreas

potencialmente susceptibles, presentando un grado de peligro medio, en particular en las inmediaciones de la colonia Ahuateno, la cual en su mayor parte se encuentra asentada sobre las laderas de la barranca de uno de los principales afluentes del río Xoloatl (Figura 49).

La zona de bajo peligro abarca casi la totalidad de la ciudad de Teziutlán, con excepción de la barranca El Calvario, debido a que su traza urbana descansa sobre los derrames de lava basálticos de pendientes suaves, semejando una meseta más o menos continua, por lo que no representa ningún tipo de amenaza a la población.



Figura 48. Zona sur de la Barranca El Calvario, la cual resultó la de mayor grado de peligro, de acuerdo con el mapa final de susceptibilidad por procesos de remoción en masa. En la imagen se observa la edificación de construcciones que contribuyen a la inestabilidad de las laderas de la barranca, debido a que ejercen una mayor presión sobre los materiales que la constituyen, aumentando así, aún más el grado de peligrosidad de la zona.



Figura 49. Inmediaciones de la colonia Ahuteno, la cual obtuvo un grado de peligrosidad medio de acuerdo con el mapa final de susceptibilidad por movimientos en masa. En esta imagen se observa el continuo fenómeno de soliflujión que implica un continuo movimiento de ladera en dimensiones mínimas; la línea roja gruesa indica el escape del movimiento, mientras que las líneas punteadas muestran el proceso de soliflujión.

Por otra parte, es importante mencionar que en el resto de los mapas finales presentados en este trabajo, que involucra la configuración del drenaje con otro tipo de parámetros naturales (como las formas del relieve o la exposición de laderas), presentan las zonas más susceptibles a procesos de ladera cerca de los principales lineamientos del drenaje disminuyendo el grado de peligro a medida que aumenta la distancia. Esta relación podría ser un indicador importante para determinar las posibles causas de la inestabilidad de laderas, ya que la erosión vertical y longitudinal que ejerce el río sobre los flancos de los barrancos, ocasiona el constante retroceso de las laderas contribuyendo a su inestabilidad.

Como resultado de la zonificación de peligro por procesos de remoción en masa, se identificó las áreas potencialmente más susceptibles a futuros procesos (como el caso de la barranca El Calvario), a las cuales hay que prestar especial atención para evitar otro posible desastre como el ocurrido en octubre de 1999.

VI. Conclusiones

La aplicación del análisis estadístico multivariado condicional (AEMC) es un método eficaz en la elaboración del mapa de susceptibilidad para el área de la barranca El Calvario en Teziutlán-Puebla, ya que permite evaluar el grado de importancia que tienen cada uno de los factores contemplados en la ocurrencia de los procesos de remoción en masa, considerando áreas reales que han sido afectadas por este tipo de fenómeno. Sin embargo uno de los aspectos limitantes de su aplicación es la falta de información cartográfica más detallada, ya que permitiría una mayor resolución en la elaboración de los mapas para obtener resultados más confiables.

De acuerdo a los resultados obtenidos de la aplicación del método, los parámetros más determinantes en la susceptibilidad de las laderas son el geológico, pendiente y densidad del drenaje; por lo que fue determinante la reconstrucción estratigráfica detallada del área de estudio para identificar las formaciones geológicas más susceptibles.

Las observaciones en campo de las relaciones estratigráficas y el análisis sedimentológico del área de estudio, permitió comprender las causas de fallamiento de laderas, ya que la superficie de deslizamiento corresponde al contacto entre horizontes de paleosuelos con alto contenido en arcilla y depósitos piroclásticos.

Con base en el modelo se determinaron las áreas más susceptibles a procesos de remoción en masa, identificando a la barranca El Calvario como la zona con mayor grado de peligrosidad. De acuerdo con el mapa final de susceptibilidad la parte centro-sur de la barranca resulto es el área potencialmente más peligrosa, en la cual se ubican colonias como La Aurora, Juárez, Lindavista y Xoloco, las cuales a su vez fueron las más

afectadas por la ocurrencia de este tipo de procesos a principios de octubre de 1999. El área suroeste es otra de las zonas más susceptibles, sin embargo no se localizan asentamientos humanos considerables para que puedan ser afectados por la posible ocurrencia de algún tipo de movimiento en masa.

La aportación de este análisis en la predicción de la ocurrencia de los movimientos en masa, a diferencia de otros trabajos anteriores, es la utilización de valores reales en la elaboración de los mapas de peligro, aumentando así el grado de confiabilidad de los resultados.

Se considera que el análisis a detalle presentado en este trabajo puede ser aplicable para cualquier zona que se encuentre afectada por la ocurrencia de procesos de remoción en masa, con la finalidad de apoyar medidas de protección civil que ayuden a minimizar el riesgo de la población.

GLOSARIO

Cohesión: la atracción constante entre las partículas (usualmente minerales arcillosos), independiente de la tensión ejercida por una fuerza externa, pero condiciona en determinado grado la resistencia de un material (Dikau et al., 1996).

Factor: algún tipo de característica natural del medio ambiente, el cual es directamente o indirectamente relacionado a las causas de la ocurrencia de los deslizamientos en una región dada (Carrera et al., 1995).

Licuefacción: proceso en el cual una masa se comporta como un líquido debido a un calentamiento o a un cambio de presión. En suelos, la transformación temporal de material a un estado fluido provoca un decremento en su resistencia causado por un colapso en su estructura asociado con el incremento temporal en la presión del poro del fluido (Dikau et al., 1996).

Modelo multivariado: es un modelo cuyo propósito es predecir o explicar el comportamiento de una variable dependiente sobre la base de un conocimiento de las variables independientes (Carrara et al., 1995).

Movimiento de ladera: movimiento hacia abajo y hacia fuera de los materiales que conforman la ladera que se encuentran bajo la influencia de la gravedad (Varnes, 1978).

Peligro natural: probabilidad de ocurrencia dentro de un periodo específico de tiempo y dentro de un área dada de un fenómeno potencialmente dañino (Carrara et al., 1995).

Riesgo específico: es el grado de pérdida esperado por la ocurrencia de un fenómeno o peligro natural en particular (Varnes, 1984).

Riesgo total: es el número esperado (calculado) de pérdida de vidas, personas heridas, daño a propiedad o interrupción de la actividad económica por la ocurrencia de un fenómeno o peligro natural en particular (Varnes, 1984).

Soliflucción: movimiento lento de suelos constituidos por material fino, sobresaturados de agua. Se distinguen dos tipo: a) rápida, con velocidades de 3 a 10 m/año, con flujos delgados de 20 a 60 cm; b) lenta, se produce cuando una masa de suelo areno-arcillosa se sobresatura de agua en una ladera con inclinación suficiente para que escurra , de 3 a 4° como mínimo (Lugo, 1989).

Susceptibilidad a deslizamientos: es una estimación de las condiciones de la inestabilidad de las laderas de un área dada, basada sobre juicios cualitativos o cuantitativos (Carrara et al., 1995).

Unidad de Condición Única (UCU): es una porción o área de la superficie la cual contiene ciertas características que la hace diferir de las unidades adyacentes, teniendo así límites definidos (Carrara et al., 1995).

Vulnerabilidad: es el grado de pérdida de un elemento dado o elementos en riesgo resultado de la ocurrencia de un fenómeno o peligro natural de una magnitud determinada. Esta es expresada en una escala de cero (sin daño) a uno (perdida total) (Varnes, 1984).

Zonificación de peligro por deslizamiento: la división de la superficie terrestre dentro de áreas o dominios homogéneos donde sus rangos corresponden a distintos grados de peligro actual o potencial de movimientos en masa sobre las laderas (Varnes, 1984).

REFERENCIAS

- Alcántara, I. (2000). Landslide: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. Investigaciones Geográficas. Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, Vol.41, pp. 7-25.
- Amanti, M; Chiessi, V; Conde, G; Motteran, G; Ventura, R. (2000). Utilizzo di un GIS per la valutazione della suscettibilità del territorio Campano alle colate rapide di fango-un caso di studio alla scala 1:25 000. Servizio Geológico d'Italia, ufficio 7, Geología Aplicada, pp. 1-14.
- Anbalagan, D. (1992). Landslide hazard evaluation and zonation mapping in mountains terrain. Engineering Geology 32, pp. 269-277.
- Araña. (1984). Vulcanología. Ed. Rueda, Madrid, pp. 129-251.
- ArcExplorer 2.0.800. Gis Data Explorer by Esri, User's Guide, 33 pp.
- Ayllón, T. (1996). Elementos de meteorología y climatología. Ed. Trillas, México, 197 pp.
- Bell, F. (1999). Geological hazards. Their assessment, avoidance and mitigation. Department of Geology and Applied Geology, University of Natal. Durban, South Africa, E & FN SPON, London and New York, 648 pp.
- Brunnsden, D. (1984). Mudslides in slope instability. (Eds. D. Brunnsden and D. B. Prior). Wiley, Chichester; pp. 363-418.
- Brunnsden, D. (1993). Mass movement: the research frontier and beyond, a geomorphological approach. Geomorphology; V. 7, pp. 85-128.
- Brunnsden, D. y Chandler, J. (1996). Development of an episodic landform change model based upon the Black Ven mudslide: 1946-1995. In Advances in hillslope processes. (Eds. Brookes and M. Anderson), J. Wiley & Sons.
- Caballero, L. (2002). Flujos de escombros de Motozintla Chiapas ocurridos en septiembre de 1998: estratigrafía, granulometría y mecanismos de emplazamiento. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Unidad Ticoman, IPN, 90 pp.

- Capra. L; Lugo-Hupb, J; and Borselli, L. (2001). Mass movements in tropical terrains: the studied case of Teeziutlán (México). Unpublished. 21 pp.
- Cardinali. M; Galli, M; Guzzetti F; Reichenbach. P. y Borri. G. (1994). Relazione fra movimenti di versante e fenomeni tettonici nel bacino del Torrente Carpina (Umbria settentrinale). *Geografia Fisica e Geomorfologia*: V. 17:1 in press. (in Italian).
- Carrara. A. (1989). Landslide hazard mapping by statistical methods: a "black-box" model approach. *Proceed. Int. Workshop Natural Disasters in Europ-Mediterr. Countries*. Perugia, June 27-July 1, 1998. CNR-USNSF: pp. 205-224.
- Carrara, A; Cardinali. M; Detti, R; Guzzetti, F; Paqui. V. and Reich. P. (1990). Geographical Information Systems and multivariate models in landslide hazard evaluation. *Proceedings Sixth International Conference and Field Workshop on Landslides: Alps '90*. Milan. Cancelli. A. (ed.), pp. 17-28.
- Carrara. A; Cardinali. M; Detti, R; Guzzetti, F; Paqui. V. and Reich. P. (1991). GIS techniques models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms* 16. pp. 427-445.
- Carrara. A; Cardinali, M; Guzzeti, F; Reichenbach. P. (1995). GIS-based techniques for mapping landslide hazard (<http://deis158.deis.unibo.it>).
- Carrara. A; Catalano, E; Sirriso Valvo, M; Reali, C; Meremda. L. and Rizzo. V. (1977). Landslide morphology and topology in two zones, Calabria, Italy. *Bulletin International Association Engineering Geology*, 16, pp. 8-13.
- Carrara. A; Catalano. E; Sorrise-Valvo, M; Reali, C. y Osso, I. (1978). Digital terrain análisis for land evaluation. *Geol. Appli. ed Idrogeol*; Vol. 13, 69-127 pp.
- Carrara. A; Guzzeti, F; Cardinalli. M; Reichenbach, P. (1996). Prediction of regional landslide hazard. *Proceed. 1 th European Congr. Regional Geolo. Cartogr and Information Systems Bologna*. June: pp. 1-16. 1994.
- Carrasco-Núñez, G; Gómez-Tuena. A. (1997) Volcanic sedimentation around Citlaltepétl Volcano (Pico de Orizaba), and surroundings. Veracruz; México. In: Aguirre-Díaz. G. J; Aranda-Gómez. J. J; Carrasco-Núñez; Luca Ferrari, L. (eds), *Magmatism and Tectonics in the central and north-west México of the 1997 (AUCE)*, General Assambly Excursion UNAM, Instituto de Geología, México D,F pp. 131-151.

- Carrillo-Bravo, J. (1961). Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria. Tamaulipas: Asoc. Mex. Geólogos Petroleros; V.13: pp. 1-98.
- Clerici, A; Perego, S; and Vescovi, Paolo. (2002). A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. *Geomorphology*, 1163. En prensa.
- Costa, J.E. (1984). Physical geomorphology of debris flows. In *Developments and Applications of Geomorphology*. En J.E. Costa y P.J. Fleisher. (Eds), Springer-Verlag, pp.238-317.
- Cruz, M. y Delgado, L. (2000). Los deslizamientos de la carretera Tijuana-Ensenada, Baja California. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, pp. 418-431.
- Cruzetti, F; Carrara, A; Cardinali, M; Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology* 31, 181-216.
- Chigira, M. Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan. *Geomorphology*, 1154. Article inpress, 12 pp.
- Dai, F; and Lee, C. (2002) Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS. Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 42, pp. 213-228.
- Derrau, M. *Geomorfología*, Ed. Ariel, Barcelona. 1981.
- Dikau, R; Brunsden, D; Schorott, L. (1996). Landslide recognition, identification, movement and causes. (eds.), Publication No.5, 251 pp.
- Eilen, S. (1982). Description and mechanics of soil slip/debris flows in the storm. U.S. Geological Survey, pp. 63-112.
- Ellen, S; Fleming, R. (1987). Mobilization of debris flows soil slips. San Francisco Bay region, California. *Geological Society of America, Review in Engineering Geology: Vol.VII*, pp. 31-39.
- EPOCH (European Community Programme). (1993). Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community, (Ed. J-C. Flageollet). 3 Volumes.

- Ferriz, H. (1985), Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Hornos, Puebla, México. En: Verma, S.P. (ed). Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part. I, Vol.24. Geosfis. Int; pp. 97-157.
- Ferriz, H. y Mahood, G.A. (1984). Eruption rates and compositional trends at Los Hornos volcanic center, Puebla, México. *J. Geophys. Res.* 89, 8511-8524.
- Flores, P. (2002). Inestabilidad de laderas y riesgos asociados en Teziutlán, Puebla. Tesis de Licenciatura, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM, México. 120 pp.
- Hansen, M. (1984). Strategies for classification of landslides. *Slope Instability*, Edited by D. Brunsten and D. B. Prior, Chapter 1. pp. 1-23.
- Hooke, R.L.B. (1987). Mass movement in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans. In *Slope stability*, (Eds M.G. Anderson and K.S Richards). Wiley. pp. 505-529.
- Hutchinson, J.N. (1968). Mass Movement. In: *Encyclopedic of Earth Sciences* (R. W. Fairbridge. ed.), Reinhold. New York, pp. 688-695.
- Hutchinson, J.N. (1988). General report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to Geology and Hydrogeology. In: Bonner J.C. (ed.) *Proceedings of the 5th International Symposium of Landslides*. A.A. Balkema Rotterdam, Netherlands. Vol. 1, pp.3-35.
- Hutchinson, J.N. (1992). Landslides Hazard Assessment Proc. 6th Int Symp. On Landslides, Christchurch, New Zealand, 3, pp. 3-36.
- ILWIS 2.1 for Windows. The Integrated Land and Water Information Applications Guide. ILWIS Department, International Institute for Aerospace Survey & Earth Sciences Enschede, The Netherlands. pp 360.
- ILWIS 2.1 for Windows. The Integrated Land and Water Information System. User's Guide. ILWIS Department, International Institute for Aerospace Survey & Earth Sciences Enschede, The Netherlands. pp 511.
- Iverson, R; Reid, M; La Husen, R. (1997). Debris-flow mobilization from landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 25:85-138.
- Jahns, R.H. (1978). Geophysical predictions. In *Landslides: Analysis and Control*, Schuster, R.L. and Krizek, R.J. (eds.), Transportation Research Board, Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington, DC. pp. 58-65.

- Johnson, A.M. (1970). *Physical Processes in Geology*. Freeman and Cooper.
- López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*. México, D.f; T II, 2da. ed; pp. 343-364 y T III, 2da. ed: pp. 111-120.
- Lugo-H , J; Vázquez-Conde, M.T; Melgarejo-Palafox, G; García Jiménez, F y Matias-Ramírez, G: (2001). Procesos gravitacionales en las montañas de Puebla, *Ciencia y Desarrollo*. 27: 24-33.
- Lugo. H. J; J. J. Zamorano; G. Gallegos. (1993). Deslizamiento de tierras activo en Metztlán, Hgo. *Geofis Internac*, V. 32, 1: 153-166; México.
- Lugo, J. (1989). *Diccionario Geomorfológico*, Instituto de Geografía. UNAM, 337 pp.
- Lugo, H y Moshe, I. (2002). *Desastres naturales en América Latina*. México, Fondo de Cultura Económica. 1 ed.
- Lugo, J. (1991). *Elementos de geomorfología aplicada (Metodos Cartográficos)*, Instituto de Geografía, UNAM. México, 109 pp.
- Lugo, J; García, T; Zamorano, J. and Salas, O. (1996). Landslide in Meztlán (State of Higo), México-causes and effects. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.* 103, April, pp. 323-243.
- Martínez-Serrano, R. (2002). Chemical variations in hidrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, México. *Geothermics*. Article in press, 34 pp.
- Martínez-Serrano; Chantal, A. (1994). Características geoquímicas de las rocas volcánicas del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla y su relación con la mineralogía de alteración. *Geofísica Internacional*, Vol.33, Num. 4. pp.585-605.
- Matías, L. (1998). Algunos aspectos de la precipitación del huracán Paulina en Acapulco, Guerrero. Instituto de Geografía, UNAM, *Investigaciones Geográficas*, Boletín 37. 18 pp.
- Mendoza, J. y Noriega, I. (1999). Deslizamientos de suelos y rocas en las laderas de Teziutlán, Puebla, ocasionados por las lluvias a principios de octubre de 1999. *SEGOG, CENAPRED*, 11 pp.
- Mendoza, J; Noriega, I y Domínguez, L. (2000). Deslizamientos de laderas en Teziutlán, Puebla, provocados por las lluvias intensas de octubre de 1999. *SEGOG, CENAPRED*, 19 pp.

- Menes-López, S. (1965). Estratigrafía y tectónica de la porción oriental del Macizo de Teziutlán, Puebla; y sus relaciones geológicas regionales con el frente de la Sierra Madre Oriental entre Pemuxco, Hidalgo y el Valle de Oaxaca: México. Tesis Profesional, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. 51 pp.
- Olazo, J. (2000). Teziutlán: historia y tragedia. Ed. Ducere, Puebla, México, 261 pp.
- Olivas, M. (1953). Informe geológico de la provincia del Macizo de Teziutlán, Puebla. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros. Vol.5.
- Olivier, M; Bell. F.G. and Jermy, C.A. (1994). The effect of rainfall on slope failure, with examples from the greater Durban area. Proceedings Seventh Congress International Association Engineering Geology, Lisbon, Balquerna, Rotterdam. 3, 1629-1636.
- Pachauri, A.K; Pant, M. (1992). Landslide hazard mapping based on geological attributes. Engineering Geology 32, pp.81-100.
- Pierson, T. C. (1981). Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. Sedimentology; V. 28; pp 49-60.
- Quezadas-Flores, A. (1961). Las rocas del basamento de la Cuenca Tampico-Misantla: México, D.F; Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, UNAM, 72 pp.
- Ruiz-Sainz, Pablo. (1965). Estudio geológico preliminar del área de Teziutlán, Estado de Puebla: México, D.F; Inst. Politec. Nal; Esc. Sup. Ing. Arquitectura. tesis profesional, 133 p; inédita.
- Rosenfeld, Ch. L. (1994). The geomorphology dimensions of natural disasters, Geomorphology. V. 10; pp. 27-36.
- Saro, L; Uechan, C; and Kyungduck, M. (2002). Landslide susceptibility mapping by correlation between topography and geological structure: the Janghung area, Korea. Geomorphology, 1153. Article in press, 14 pp.
- Shuzui, H. (2001). Process of slip-surface development and formation of slip-surface clay in landslides in Tertiary Volcanic rocks, Japan. Engineering Geology, 61. pp. 199-219.

- Soeters, R; Rangers, N. y van Westen, J. (1991). Remote sensing and geographical information systems as applied to mountain hazard and environmental monitoring. *Proceed. 8 th Thematic Conf. Geol. Remote Sensing (ERIM)*. Apr
- Soeters, R; van Westen , C.J. (1996). Slope instability recognition analysis, and zonation. In: Turner, A.K; Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board Special Report 176, pp. 11-33.
- Tarango-Ontiveros, G. (1967). Estudio geológico petrolero del área Río Laxaxalpa-Teziutlán, Estado de Puebla: México, D.F; Tesis Profesional. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, 51 pp.
- Terzagui, K. (1950). Mechanism of landslides. *Geol. Soc. Am; Berkeley Volume*, pp.83-123.
- UNESCO. (1993). *Multilingual Landslide Glossary*. The International Geotechnical Societies, UNESCO, Working Party for World Landslide Inventory. BiTech Pubs, Canada.
- Vallejo, L; y Mawby, R. (2000) Porosity influence on the shear strenght of granular material-clay mixtures. *Engineering Geology*; V. 58, pp. 125-136.
- Varnes, D. (1984). Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural Hazards*. UNESCO, France, pp. 11-63.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. In *Landslides: Analysis and Control*, Schuster, R.L. and Krizek, R.J. (eds.), Transportation Research Board, Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington, DC, pp. 11-33.
- Vázquez, T; Lugo, J; and Matias, L. (2001). Heavy rainfall effects in México during early October 1999. E. Gruntfest and J. Handmer (eds). *Coping with Flash Floods*, pp.189-299
- Verma, S. (2000). Geothermal evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, México. *Chemical Geology*, 164, pp. 35-60.
- Viniegra-Osorio, F. (1965). *Geología del Macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz*. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol 17, pp. 100-135.
- Wiczorek, G. (1987). Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz Mountains, California. *Geological Society of America, Review in Engineering Geology*; Vol.VII, pp.93-103.

- Yáñez-García, C; García-Durán, S. (1982). Exploración geotérmica de Los Humeros-Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, México, D.F; 96 pp.
- Yáñez-García: C. (1980). Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. Unpublished Report. C.F.E; 59 pp.
- <http://deis158.deis.unibo.it>
- <http://deis158.deis.unibo.it/gis>

CARTOGRAFÍA

- INEGI (1987). "Carta Geológica", Veracruz, E14-2, Ecala 1:250 000
- INEGI (1998). Cuaderno estadístico municipal. Teziutlán, Puebla. pp 165.
- INEGI (2000). "Carta Topográfica", Teziutlán, E14B14, Escala 1:50 000



FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFÍA